

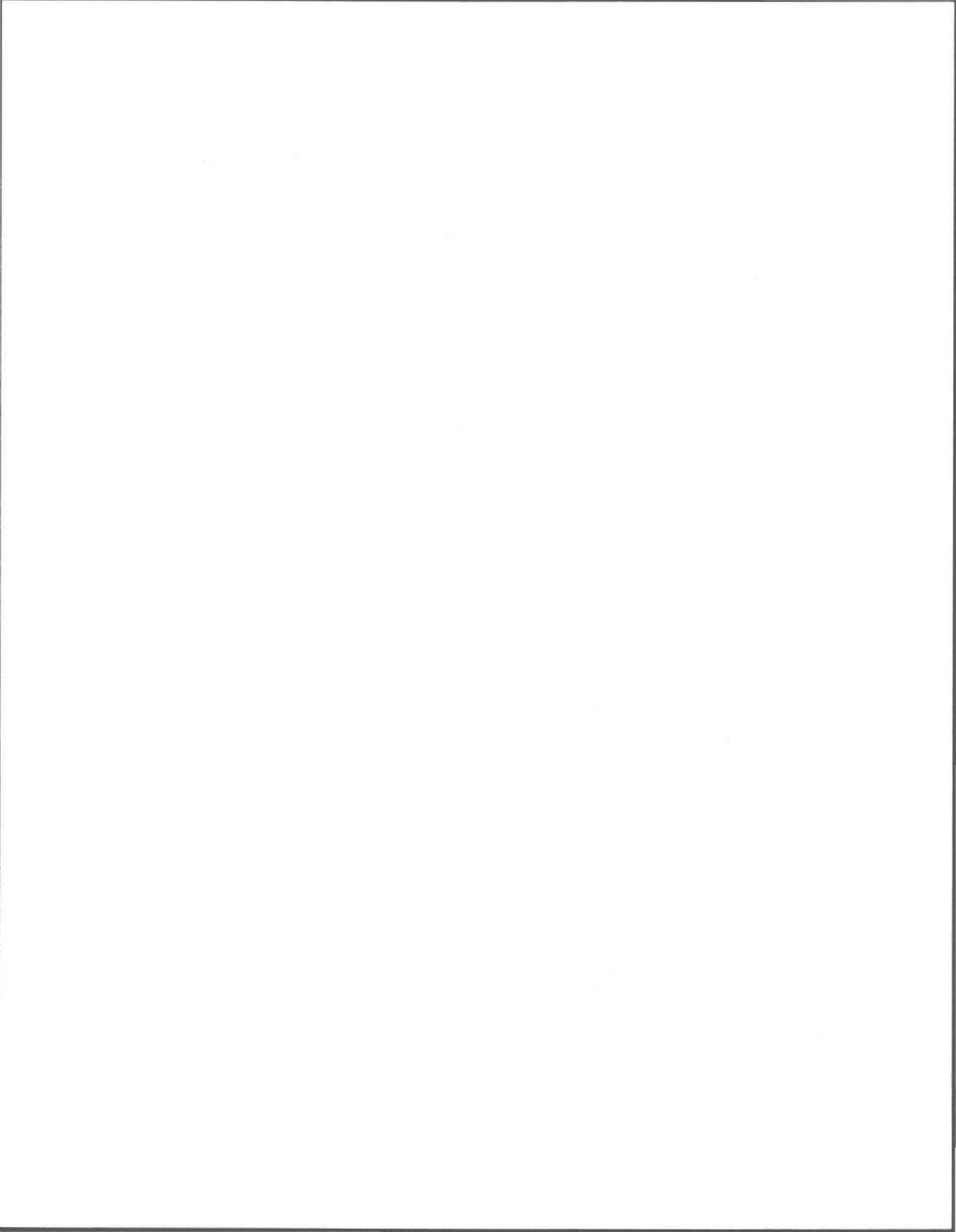
**Caractérisation de la variabilité spatiale des paramètres
hydrogéologiques provenant des sources
d'information existantes**

par

Stéphan Gagnon

Institut national de la recherche scientifique, INRS-Eau
2800, rue Einstein, C.P. 7500, Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7

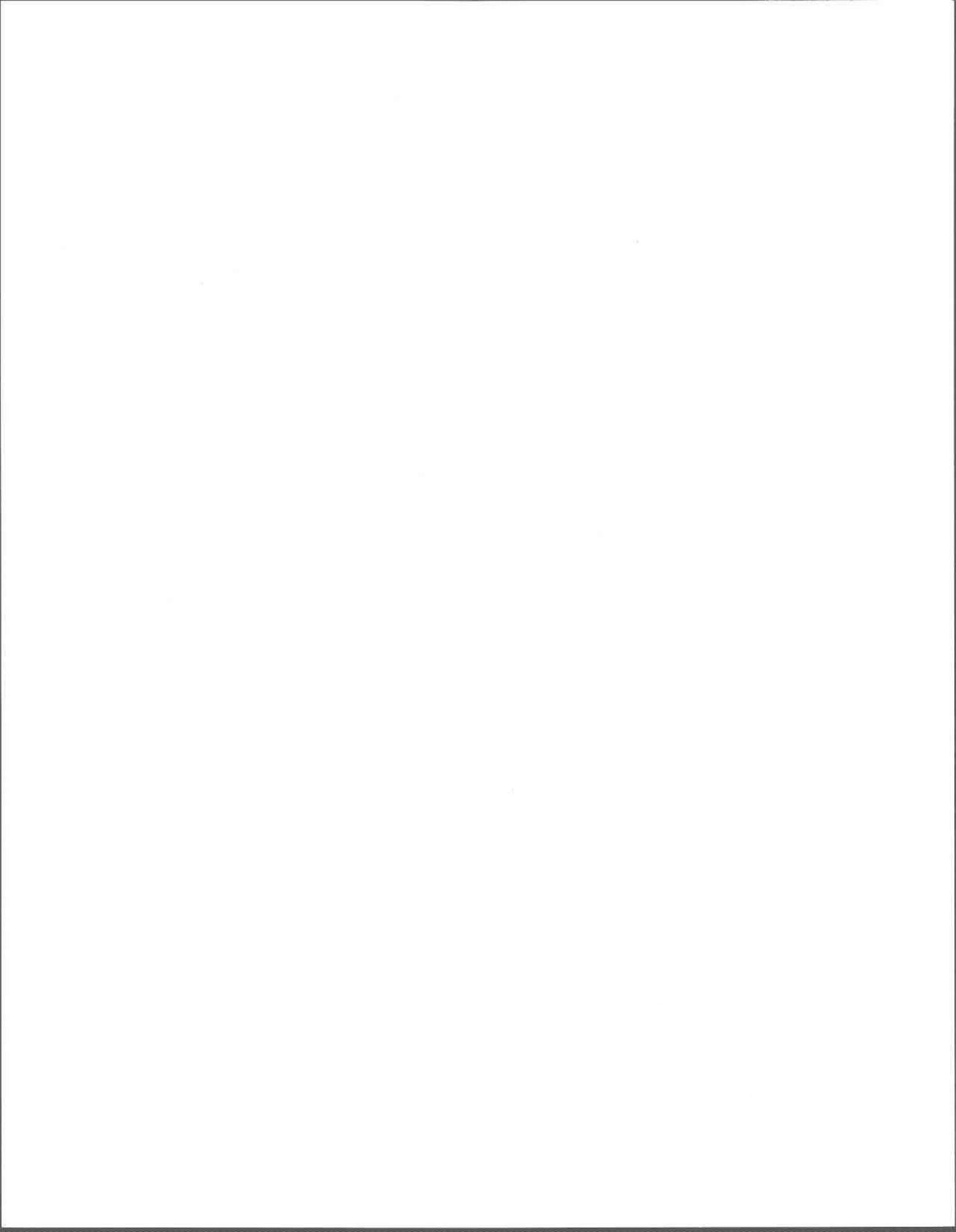
Avril 1996



Remerciements et avant-propos

Ce mémoire vise le développement d'une approche de méthodologie pour la caractérisation des terrains où doivent être effectuées des études hydrogéologiques. Il propose une réflexion sur les étapes permettant d'obtenir une représentation de la distribution et de la variabilité spatiale du site à modéliser.

Cette recherche a été rendu possible grâce à l'implication de l'Institut National de la Recherche Scientifique de l'Université du Québec, INRS eau. Je tiens à remercier mon directeur, M. Olivier Banton, pour ses conseils judicieux et sans qui ce projet n'aurait été réalisable.



Résumé

Ce mémoire présente différents éléments de réflexion concernant les travaux à mettre en oeuvre pour la caractérisation de la variabilité spatiale des paramètres requis pour une étude hydrogéologique. Un exemple de caractérisation de la variabilité spatiale a été effectuée sur une zone de la région nord de Montréal. Cette étude a permis d'étudier la répartition des valeurs d'un certain nombre de paramètres sur le territoire.

Le site d'étude se compose du cours inférieur de la rivière l'Assomption dans la région nord de Montréal. La superficie du territoire est de 1200 km². Cette région offre un intérêt particulier en raison de sa densité de population élevée et d'une contamination potentielle des eaux souterraines par les activités industrielles et agricoles.

En premier lieu, une étude des données géologiques de la roche en place et des dépôts quaternaires a permis d'établir la proportion et la répartition des matériaux composant le site d'étude. Par la suite, l'annuaire des puits du Ministère de l'Environnement et de la Faune a permis d'établir la composition du sol à deux niveaux de profondeur (5 et 20 m). Des regroupements de matériaux, par classe, ont été effectués en se basant sur leur composition, pour permettre l'attribution de valeurs de conductivité hydraulique et de porosité à ces classes.

En second lieu, une étude géostatistique utilisant les semivariogrammes a été réalisée sur les deux paramètres ainsi que sur l'altitude du sol et des niveaux statique et dynamique de la nappe phréatique. Trois séries de données ont été extraites de l'annuaire des puits. Les deux premières séries compte environ 1000 puits choisis aléatoirement sur un total de 5 300 puits disponibles sur la superficie du site d'étude. La troisième série extraite contient exclusivement les données des dix dernières années et a permis de vérifier l'amélioration de la précision des techniques de mesure dans le temps. Trois sous-territoires d'une superficie de 1 km² ont été extraits du territoire principal pour permettre d'évaluer la répartition spatiale des paramètres à plus grande échelle.

En interprétant les semivariogrammes, on remarque une très bonne continuité des valeurs de l'altitude sur tous les territoires. Ce paramètre, étant connu comme corréléable sur tout le territoire, a servi à vérifier la justesse de la méthode. Pour les territoires 1 et 2, les données des niveaux statique et dynamique sont bien corrélées entre elles. Les données de tous les paramètres sur le territoire 3 présentent des corrélations plus marquées que pour les deux autres séries de données. Cette observation tend à confirmer des mesures de terrain plus précises dans les dix dernières années. Sur l'ensemble du site, des échelles de corrélation variant de l'ordre de 6 à 10 km et de 14 à 40 km sont observées respectivement pour les données de conductivité hydraulique et de porosité. Pour ces deux paramètres, le territoire 3 présente des distances de corrélation plus importantes. Cette observation s'expliquerait par une précision accrue des données de départ.

Les trois sous-territoires ne présentent aucune corrélation des données pour les niveaux statique et dynamique. Un manque de données ou une imprécision trop grande des données de départ pourrait expliquer cette réponse aléatoire des données. La conductivité hydraulique et la porosité de deux sous-territoires indiquent une échelle de corrélation de 300 à 600 m.

En tenant compte de la répartition des unités géologiques et de l'interprétation des semivariogrammes, il est possible, à cette étape de l'étude, de différencier au moins deux échelles de corrélation pour les paramètres étudiés. La première correspondrait à l'échelle des changements majeurs d'unités lithologiques, et la seconde aux variations à l'intérieur même de ces unités.

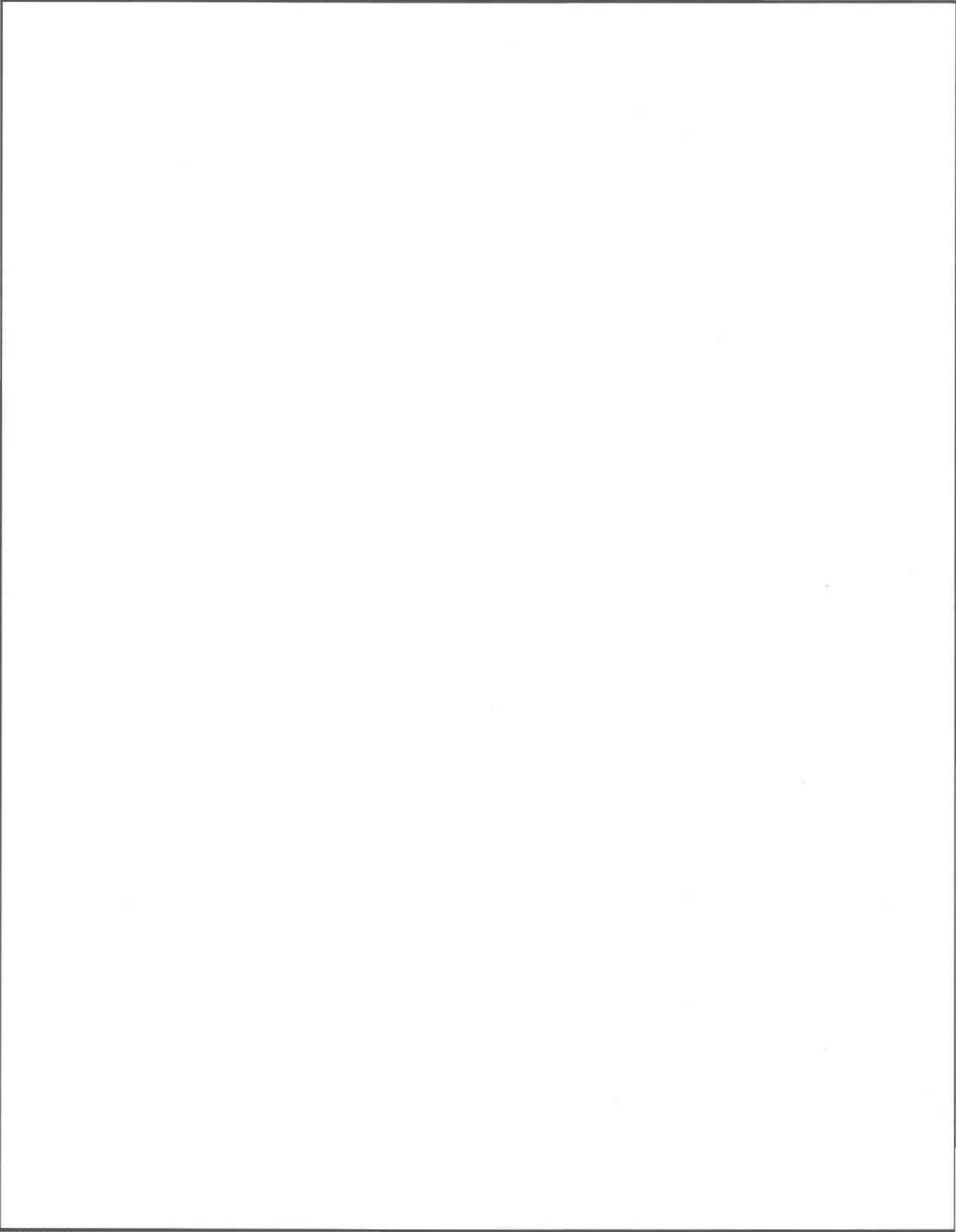
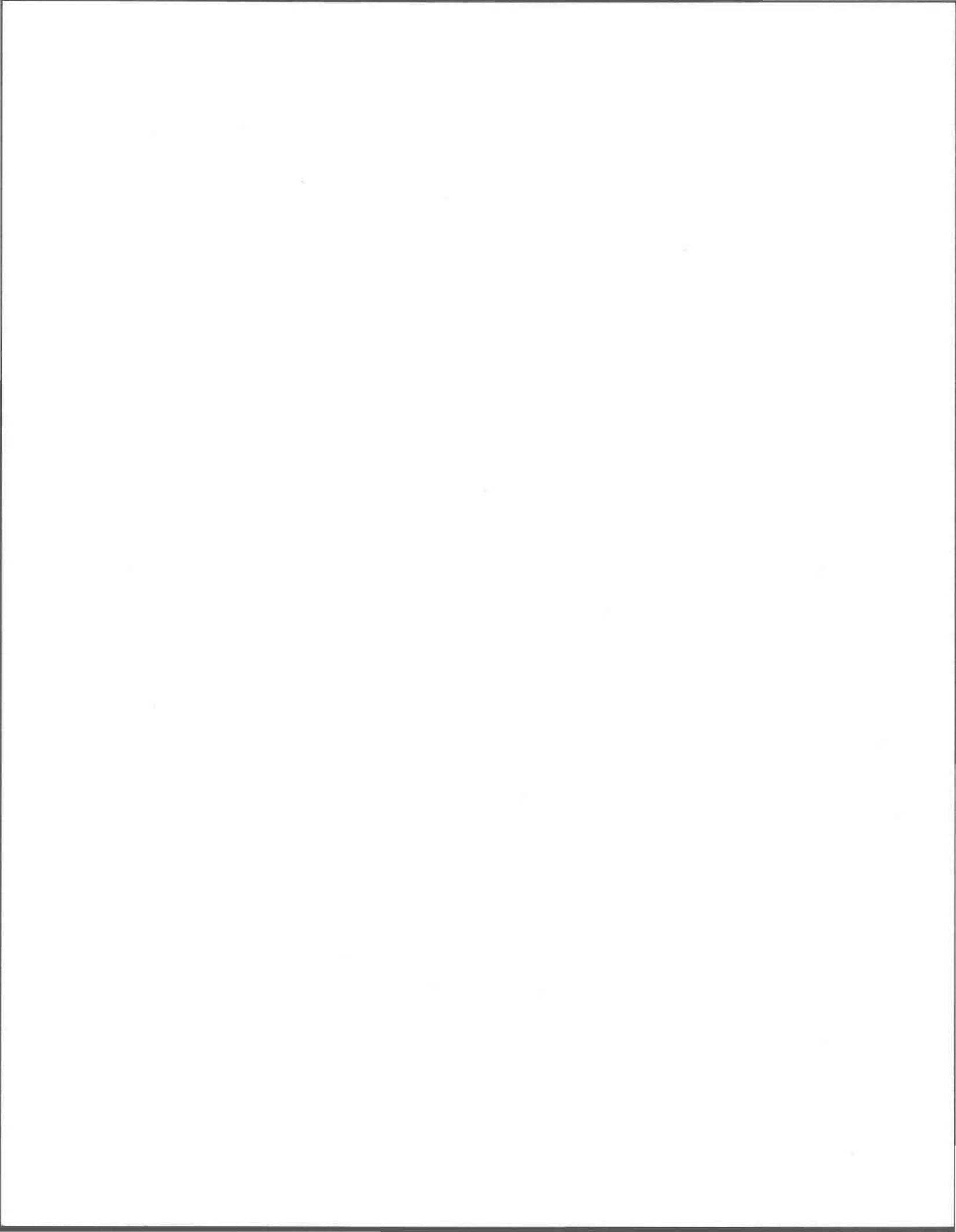


Table des matières

1 INTRODUCTION	1
2 DÉFINITION DES PARAMÈTRES	5
2.1 Données d'investigation	5
2.2 Description des paramètres	6
2.2.1 Densité	6
2.2.2 Porosité	6
2.2.3 Emmagasinement et capacité au champ	8
2.2.4 Conductivité hydraulique et perméabilité	9
2.2.5 Transmissivité	13
3. REPRÉSENTATIVITÉ DES VALEURS	15
3.1 Fiabilité de la mesure unique	16
3.2 Variabilité spatiale des paramètres	16
3.2.1 Limites de l'aquifère	16
3.2.2 Variation spatiale et corrélation de K et T	17
3.2.3 Variation spatiale des autres paramètres	18
3.3 Variabilité temporelle des paramètres	19
3.3.1 Propriétés physiques des matériaux	19
3.4 Volume élémentaire représentatif	20
3.5 Agrégation de l'information pour la modélisation	21
3.6 Fiabilité des données à la sortie du modèle	22
4. OUTILS ET MÉTHODES	
(DESCRIPTION D'UNE MÉTHODE DE TRAVAIL)	26
4.1 Variabilité spatiale	26
4.2 Variation du sol	27
4.3 Statistique et géostatistique	28
4.3.1 Statistique	28
4.3.2 Géostatistique	29
4.4 Sources d'information	31
4.4.1 Géologie de surface	31
4.4.2 Cartes de la roche en place	33
4.4.3 Cartes pédologiques	34
4.4.4 Cartes hydrogéologiques	34
4.4.5 Annuaire des puisatiers	35
4.4.6 Banques de données géotechniques	36
5. EXEMPLE D'APPLICATION	37
5.1 Description du terrain	37
5.1.1 Généralités	37
5.1.2 Géologie régionale	39
5.1.3 Réseau hydrographique	39

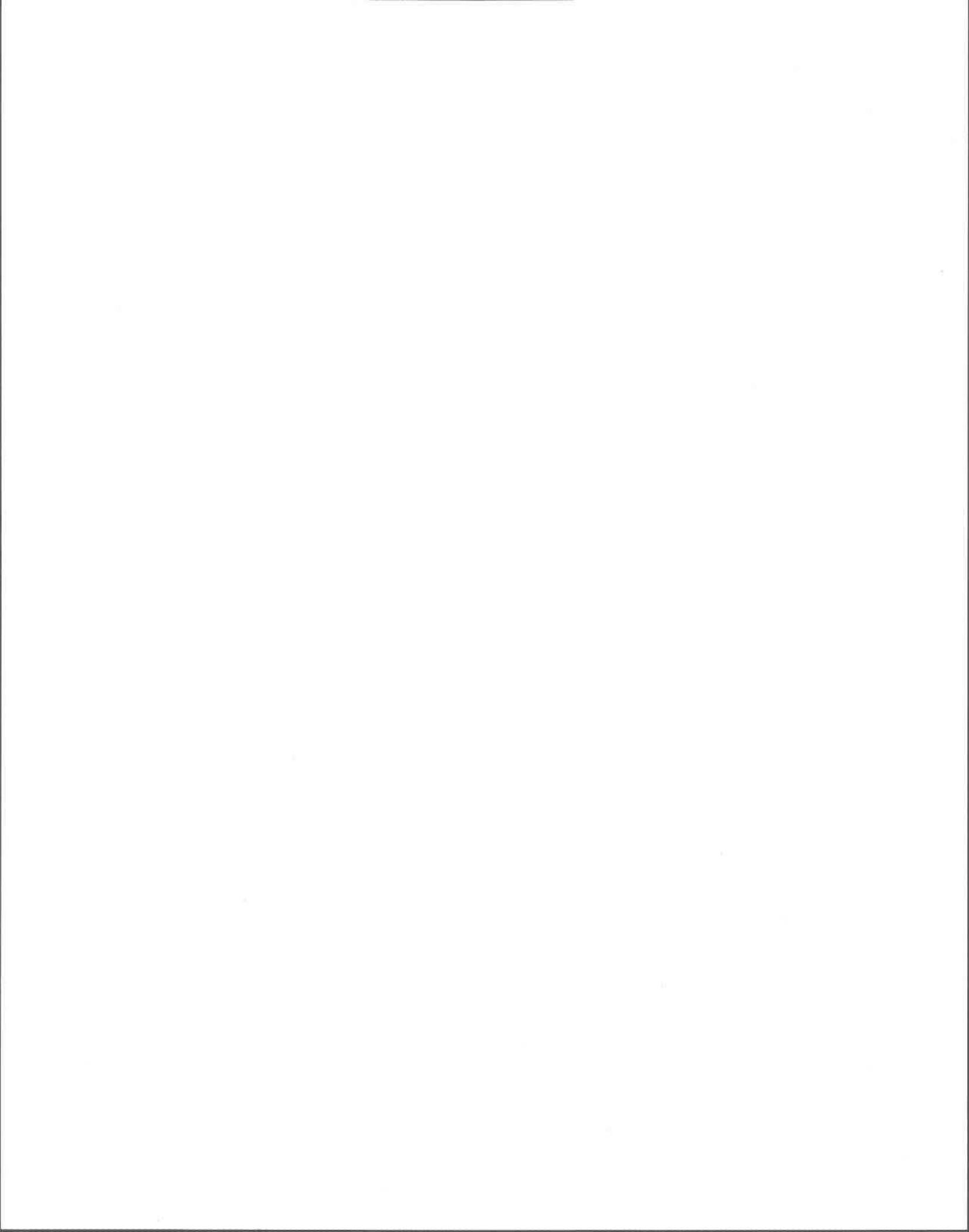


5.2 Description spécifique des sédiments et de la roches en place	40
5.2.1 Sédiments	40
5.2.2 Roches	41
5.3 Utilisation de l'annuaire des puits du MEF	48
5.3.1 Représentation de la topographie, du relief de la roche en place et du mort-terrain	51
5.3.2 Représentation des niveaux statiques et dynamiques de la nappe	51
5.4. Statistique et géostatistique	56
5.4.1 Statistique	56
5.4.1.1 Distribution de fréquences	56
5.4.1.2 Coefficient de variation	61
5.4.2 Géostatistique	61
5.4.2.1 Territoires 1, 2 et 3	64
5.4.2.2 Sous-territoires A, B et C	75
5.5 Modèles de corrélations	83
 6. CONCLUSION	 89

Annexe 1 Carte des dépôts de surface

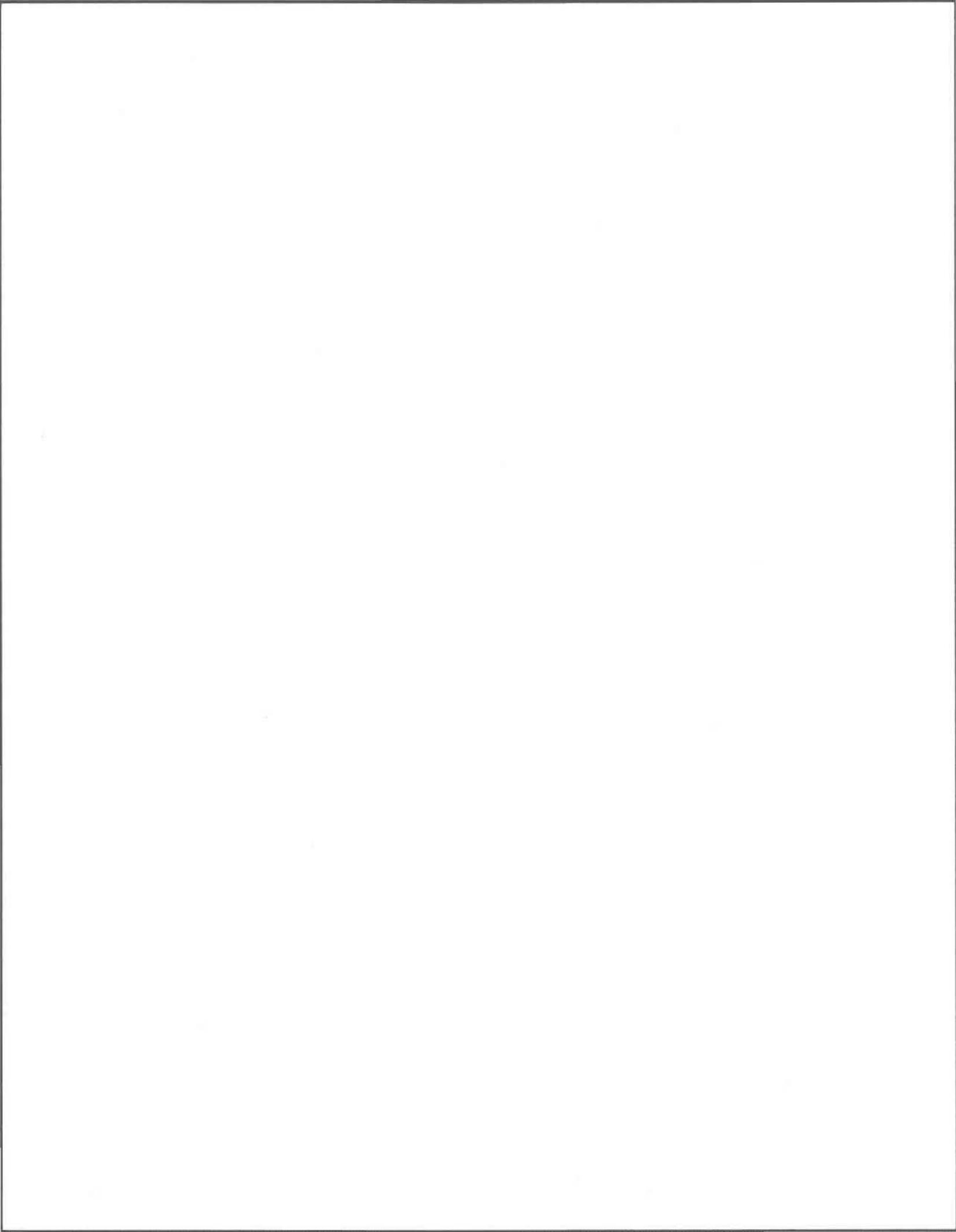
Annexe 2 Analyses statistiques

Annexe 3 Topographie des niveaux statique et dynamique



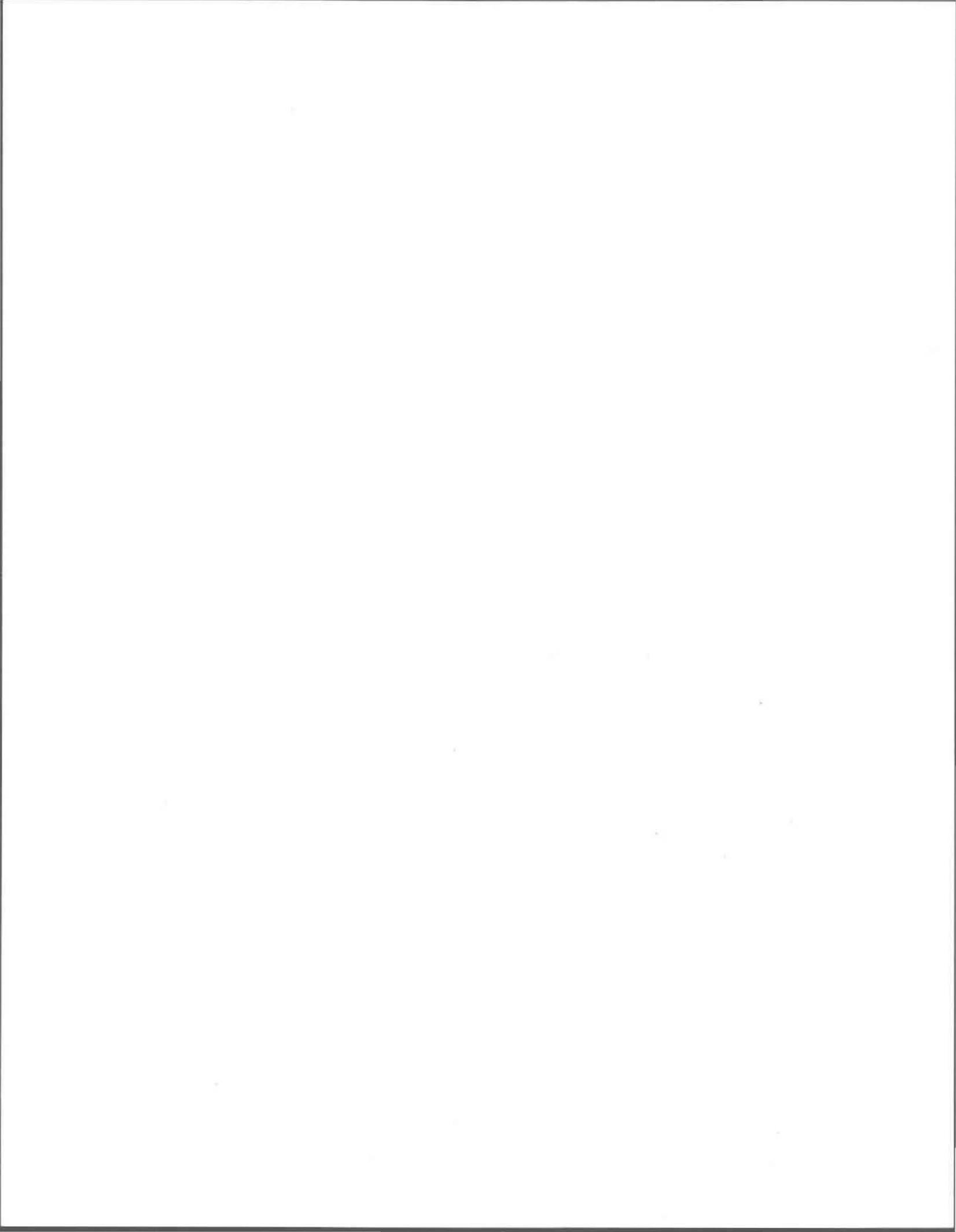
Liste des tableaux

Tableau 2.1	Valeurs typiques de densité
Tableau 2.2	Valeurs typiques de porosité
Tableau 2.3	Valeurs typiques de porosité, capacité au champ et rétention spécifique
Tableau 2.4	Valeurs typiques de conductivité hydraulique
Tableau 4.1	Résumé des informations disponibles dans la banque de données géotechniques
Tableau 5.1	Classification des dépôts meubles selon la nouvelle et l'ancienne nomenclature du Ministère de l'Énergie et des ressources du Québec
Tableau 5.2	Nomenclature des dépôts du Quaternaire
Tableau 5.3	Regroupement des différentes unités de roches et sédiments en classes
Tableau 5.4	Classification des formations et des roches en place
Tableau 5.5	Conductivités hydrauliques de différents types de sols et roches
Tableau 5.6	Porosités de différents types de sols et roches
Tableau 5.7	Moyennes, écarts-types et coefficients de variation des paramètres étudiés
Tableau 6.1	Sommaire des distances de corrélation des différents paramètres



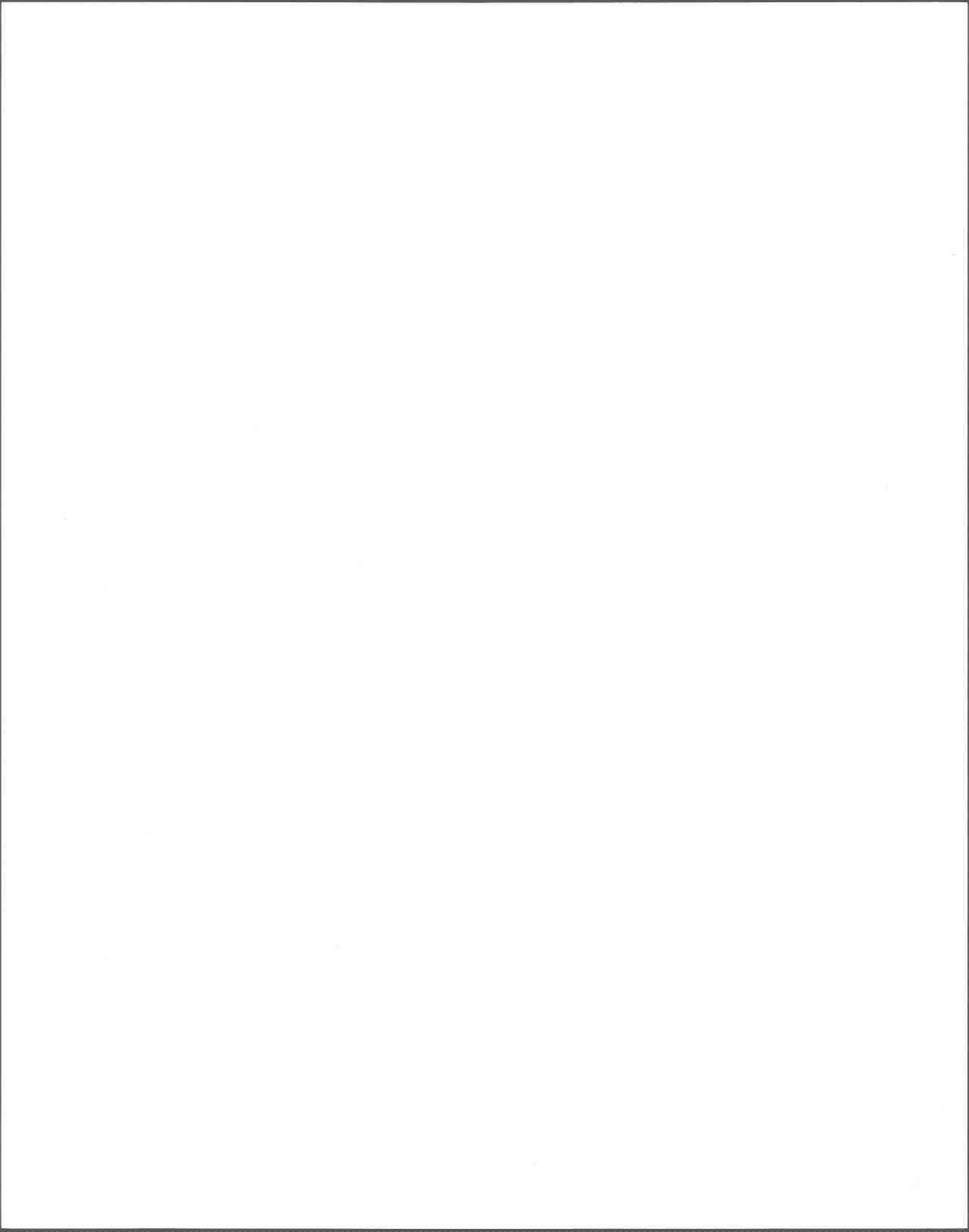
Liste des figures

- Figure 1.1 Localisation du site d'étude
- Figure 3.1 Processus permettant de choisir un modèle
- Figure 5.1 Bassin versant de la rivière L'Assomption
- Figure 5.2 Répartition des sédiments par classe sur le territoire
- Figure 5.3 Répartition des formations géologiques sur le territoire
- Figure 5.4 Répartition de la roche en place par formation
- Figure 5.5 Répartition de la roche en place regroupée par classe
- Figure 5.6 Composition des sous-territoires A, B et C
- Figure 5.7 Topographie du sol sur l'ensemble du territoire
- Figure 5.8 Légende des couleurs de la topographie (en mètre)
- Figure 5.9 Relief de la roche en place sur le territoire
- Figure 5.10 Épaisseur du mort-terrain déposé sur la roche en place (profondeur du roc)
- Figure 5.11 Topographie du niveau statique de la nappe phréatique
- Figure 5.12 Topographie du niveau dynamique de la nappe phréatique
- Figure 5.13 Sommaire des coefficients de variabilité
- Figure 5.14 Répartition des sites de forage sur les territoires 1, 2 et 3
- Figure 5.15 Répartition des sites de forage sur les territoires A, B et C
- Figure 5.16 Semivariogrammes de l'altitude des territoires 1, 2 et 3
- Figure 5.17 Semivariogrammes du niveau statique de la nappe phréatique des territoires 1, 2 et 3
- Figure 5.18 Semivariogrammes du niveau dynamique de la nappe phréatique des territoires 1, 2 et 3
- Figure 5.19 Semivariogrammes de la porosité et de la conductivité hydraulique: territoire 1
- Figure 5.20 Semivariogrammes de la porosité (5 et 20 m.): territoire 2
- Figure 5.21 Semivariogrammes de la porosité (5 et 20 m.): territoire 3
- Figure 5.22 Semivariogrammes du log de la conductivité hydraulique (5 et 20 m.): territoire 2
- Figure 5.23 Semivariogrammes du log de la conductivité hydraulique (5 et 20 m.): territoire 3
- Figure 5.24 Semivariogrammes du niveau statique de la nappe phréatique des sous-territoires A, B et C
- Figure 5.25 Semivariogrammes du niveau dynamique de la nappe phréatique des sous-territoires A, B et C
- Figure 5.26 Semivariogrammes de la porosité des sous-territoires A, B et C
- Figure 5.27 Semivariogrammes du log de la conductivité hydraulique des sous-territoires A, B et C
- Figure 5.28 Modélisation des semivariogrammes du log de la conductivité hydraulique: territoire 2
- Figure 5.29 Modélisation des semivariogrammes de l'altitude et des niveaux dynamique et statique: territoire 2
- Figure 5.30 Modélisation des semivariogrammes de la porosité: territoire 3



Liste des abréviations

cm	centimètre
d_{10}	diamètre passant (10%)
h	distance de corrélation
IGF	Indicator of Goodness Fit
k	conductivité hydraulique
km	kilomètre
lb	livre
log	logarithme en base 10
m	mètre
n	nombre de mesures
M	moyenne arithmétique
PDF	fonction de densité de probabilité
pi	pi
s	seconde
S	écart-type
T	transmissivité
UTM	Universal Transverse Mercator
VER	Volume Élémentaire Représentatif
Δh	distance entre deux points
%	pourcentage
λ	échelle de corrélation spatiale
σ^2	variance



1 INTRODUCTION

La modélisation des écoulements souterrains comporte plusieurs étapes: la conceptualisation, l'estimation des paramètres, l'analyse d'erreur sur les paramètres, la prédiction et finalement l'analyse d'erreur sur la prédiction. L'objectif de la modélisation numérique est de produire un outil numérique qui puisse prédire, avec une certaine précision, le comportement d'un système naturel. Pour ce faire, il faut identifier les processus physico-chimiques qui sont pertinents aux résultats que l'on veut obtenir du modèle. Il faut définir les équations mathématiques qui représentent ces processus et construire un programme informatique résolvant ces équations.

Cependant, les algorithmes résultants dépendent des valeurs des paramètres du modèle lesquels représentent les caractéristiques physiques (conductivité hydraulique, transmissivité, coefficient d'emmagasinement, porosité, etc.). Les paramètres du modèle se doivent d'être les plus proches possible des valeurs physiques réelles du processus si l'on veut reproduire adéquatement le comportement du système. Il est donc essentiel de posséder des valeurs de départ les plus exactes possible de ces paramètres physiques. Certains des paramètres de l'aquifère peuvent être mesurés sur le terrain. Malheureusement, ces mesures sont souvent entachées d'erreur et l'échelle utilisée pour ces mesures ne correspond pas, dans bien des cas, à l'échelle de définition des paramètres du modèle. Donc, bien souvent, les paramètres mesurés sont différents du point de vue conceptuel et numérique des paramètres du modèle.

Pour surmonter cette limitation, les paramètres du modèle doivent être calibrés en fonction des valeurs des paramètres observés. Deux méthodes existent pour calibrer un modèle, soit celle par essais - erreurs et celle par calibration automatique. La première méthode comporte plusieurs problèmes, les essais sont très nombreux et toutes les possibilités ne peuvent être essayées. Par conséquent, la qualité des résultats est difficile à interpréter. La méthode de calibration automatique des paramètres, quoique très récente, semble la plus efficace. Dans cette méthode, les données de terrain sont directement intégrées dans le processus pour permettre une plus grande plausibilité physique des résultats.

La calibration d'un modèle ne remplace pas le besoin de valeurs d'entrée, et il est essentiel

d'obtenir de bonnes données de terrain pour pouvoir connaître les différents paramètres physiques qui régissent les écoulements souterrains et pouvoir alors réaliser une modélisation fiable et représentative. L'objectif principale de ce mémoire est de permettre l'utilisation des sources d'information existantes pour la caractérisation préliminaire de la variabilité spatiale des sols et de certains de leurs paramètres. Pour ce faire, différents éléments de réflexion concernant les travaux à mettre en oeuvre pour la caractérisation des paramètres requis seront présentés. Par la suite, une discussion de la représentativité des données reliées à leur variabilité spatiale et temporelle, et à l'échelle d'agrégation de l'information permettra de mieux cerner les problèmes rencontrés. Finalement, un exemple de caractérisation d'un site réel sera effectué. Ce site se compose du cours inférieur de la rivière L'Assomption dans la région nord de Montréal (figure 1.1).

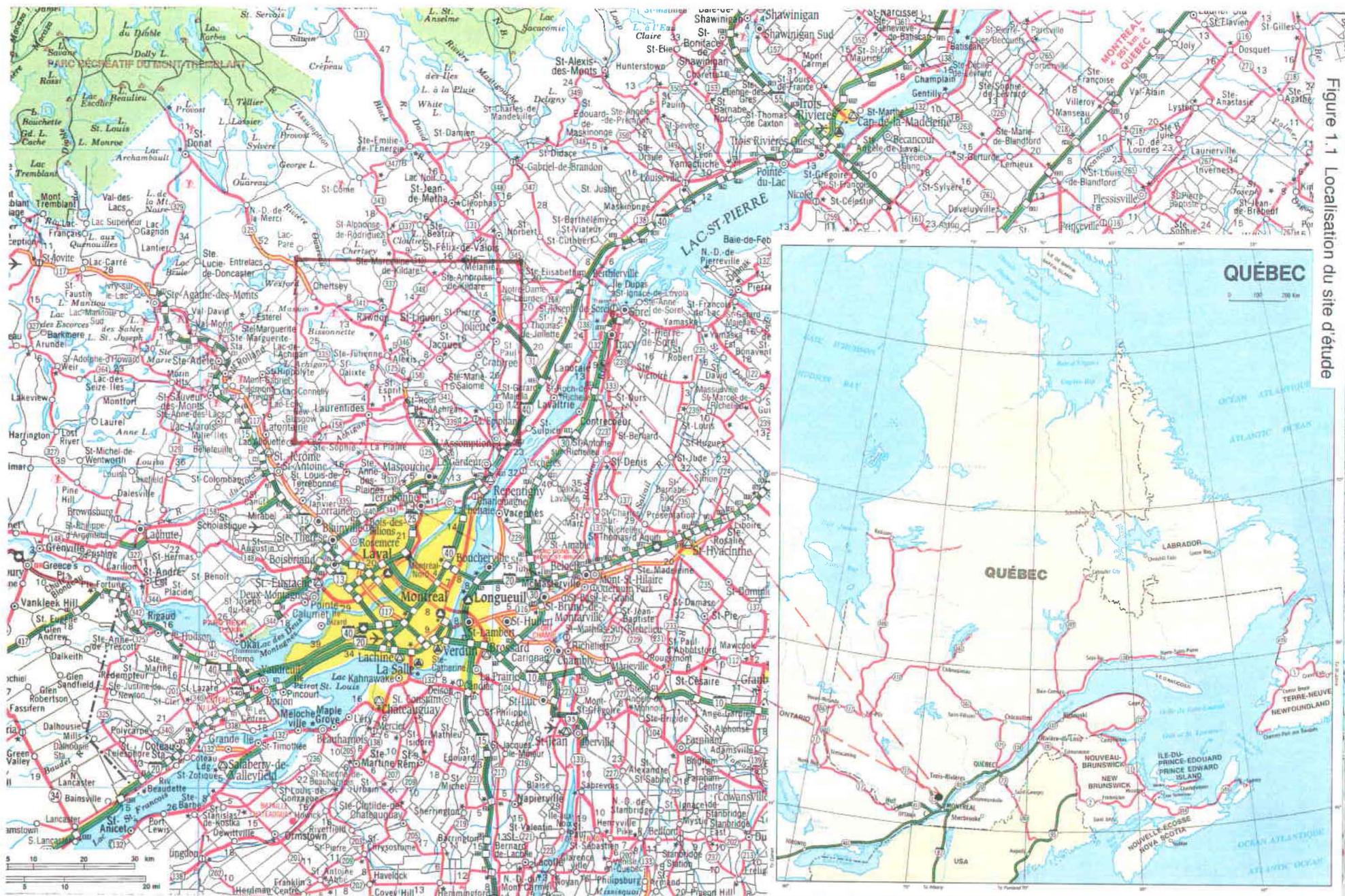
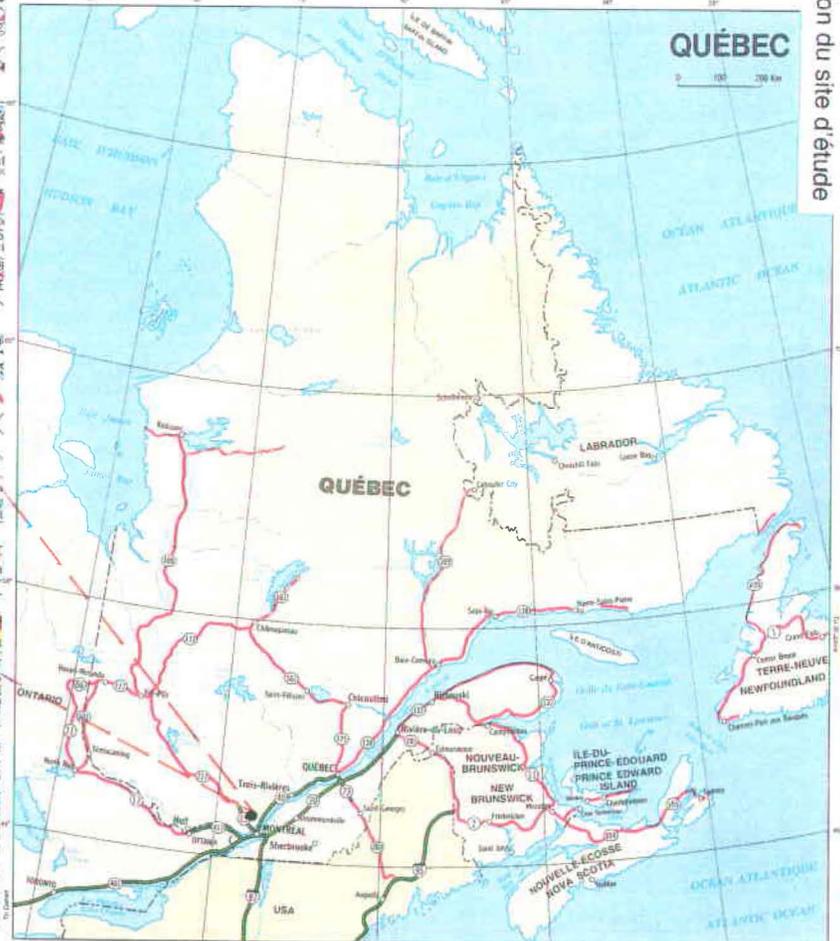


Figure 1.1 Localisation du site d'étude



2 DÉFINITION DES PARAMÈTRES

Ce chapitre comporte une brève description des principaux paramètres du sol et du sous-sol nécessaires à la modélisation et à la gestion des ressources d'eau à l'échelle du bassin versant.

2.1 Données d'investigation

Les données que l'on doit obtenir en premier lieu, et ce avant de pouvoir effectuer des essais de modélisation sont:

Caractéristiques lithologiques

- Formations stratigraphiques
- Unités hydrogéologiques
- Extension de ces unités hydrogéologiques

Caractéristiques hydrogéologiques

- Conductivité hydraulique des différentes couches de sol
- Porosité des différentes couches
- Capacité au champ des différentes couches
- Gradient hydraulique
- Densité des sols

Caractéristiques de l'aquifère

- Limites et conditions y prévalant
- Type d'aquifère (captif ou libre)
- Conditions de saturation

Ces données sont celles que l'on doit obtenir en tout premier lieu lors de l'étude hydrogéologique d'un terrain.

2.2 Description des paramètres

2.2.1 Densité

La densité est généralement utilisée au sens de la masse volumique. Il existe deux densités, soit la densité sèche et la densité humide ou totale. La densité totale ou humide se définit comme le rapport de la masse de sol incluant l'eau au volume total de l'échantillon (à son état sec). La densité volumique sèche est le poids du sol sec pour une unité de volume.

Tableau 2.1. Valeurs typiques de densité

Matériels	Densité sèche (g/cm ³)	Densité humide
Sable uniforme non-compacté	1.44	1.89
Sable uniforme compacté	1.74	2.08
Sable non-uniforme non-compacté	1.58	1.98
Sable non-uniforme compacté	1.86	2.16
Till glaciaire	2.11	2.32
Argile glaciaire	1.28	1.76
Argile glaciaire ferme	1.60	2.06
Argile faiblement organique molle	1.04	1.57
Argile très organique molle	0.72	1.42

(Basic Ground-Water Hydrology. United States Geological Survey. Water-Supply Paper 2220)

2.2.2 Porosité

La porosité est le rapport entre les espaces ouverts (vides) et le volume total du sol, exprimé en pourcentage ou en fraction. Elle définit la capacité d'un aquifère à stocker du fluide. En laboratoire, la porosité dépend des vides du matériel, de la dimension des grains, de leur forme, de leur arrangement et distribution, de la cimentation-compaction, etc. La porosité d'un sol non-consolidé dépend du tri et de la forme des grains, sans égard à leur dimension et à

leur taille. Les matériaux fins qui tendent à être mieux triés sont donc de porosité plus grande. Dans le sol et les roches, il y a deux types de porosité: la porosité primaire, formée par l'espace inter-granulaire (espace entre chaque composante), et la porosité secondaire, formée par les fissures postérieures à la formation des vides. Le tableau 2.2 présente des valeurs typiques de porosité primaire et secondaire pour différents matériaux.

Tableau 2.2. Valeurs typiques de porosité (%)

Matériels	Porosité primaire	Porosité secondaire
Sable uniforme non-compacté	48	
Sable uniforme compacté	26	
Sol	55	
Argile	50	
Sable	25	
Gravier	20	
Calcaire	10	10
Grès semi-consolidé	10	1
Granite	0	0.1
Basalte jeune	10	1

(Basic Ground-Water Hydrology. United States Geological Survey. Water-Supply Paper 2220)

Les eaux souterraines circulent et sont emmagasinées dans les vides et les cavités du sol ou des roches. La porosité détermine, en quelque sorte, la quantité d'eau pouvant être emmagasinée par le sol. La porosité est très importante parce qu'elle nous renseigne sur le maximum d'eau qu'une roche peut contenir (lorsque saturée). Étant un paramètre assez difficile à mesurer, les erreurs de laboratoire peuvent devenir significatives lorsque la porosité est faible. De plus, la variation de la porosité sur le terrain peut excéder les erreurs de laboratoire.

On distingue aussi la porosité efficace, qui a toujours une valeur inférieure à la porosité totale. La porosité efficace représente la fraction de la porosité totale, c'est-à-dire la fraction de l'eau contenue dans cette porosité totale, qui peut s'écouler sous l'effet de la gravité. Une certaine quantité d'eau contenue dans les pores peut être retenue en place par des forces de rétention moléculaires (Mitchell, 1976). Cette quantité définit la capacité de rétention ou capacité au

champ. Étant difficile à mesurer, la porosité efficace, est généralement interprétée par expérience et intuition. Par ailleurs, la porosité cinématique est le contenu en eau (fraction de la porosité totale) qui contribue à l'écoulement. Cette porosité cinématique est supérieure à la porosité efficace. Des tests avec traceurs doivent être utilisés sur le terrain pour en mesurer la valeur.

2.2.3 Emmagasinement et capacité au champ

L'eau emmagasinée dans un aquifère se divise en trois catégories. On différencie premièrement l'eau qui peut être drainée sous le seul effet de la gravité, et qui constitue la porosité efficace (ou porosité de drainage). Deuxièmement, la partie retenue par le sol (à la surface des éléments du sol et dans les pores) constitue la capacité au champ. De cette eau à capacité au champ, une partie peut cependant contribuer aux écoulements, alors qu'une autre demeure étroitement liée au matériau et constitue la rétention spécifique. Les forces qui contrôlent la rétention sont celles impliquées dans le phénomène de capillarité générant une frange capillaire au dessus de la zone saturée.

Sur le terrain, les valeurs de coefficient d'emmagasinement sont obtenues par les tests de pompage. Il est possible de mesurer la capacité au champ en laboratoire. Il s'agit de permettre à un échantillon de sol de se drainer librement sous l'effet de la gravité. La différence entre le contenu en eau avant et après le drainage est une estimation de la porosité drainable (porosité efficace). La différence entre le contenu en eau après drainage et celui après séchage donne la capacité au champ. Dans un sable bien trié, des essais ont montré que 40% du drainage se produit durant les premières heures, et ce qui reste de l'eau peut prendre jusqu'à 2 ans pour compléter son assèchement. Le tableau 2.3 présente, pour différents matériaux, des valeurs types de porosité, capacité au champ et rétention spécifique.

Lorsqu'on considère une nappe captive, la quantité d'eau que l'on peut extraire de l'aquifère provient d'une expansion de l'eau contenue et d'une compression des pores des matériaux. Le premier provoque une compression de l'aquifère et l'eau qui peut en être extraite est très inférieure en quantité que celle d'une nappe libre. Une nappe captive peut libérer sous l'effet d'un abaissement de la pression une fraction évaluée entre environ 1/100 et 1/10 000 de l'eau disponible.

Tableau 2.3. Valeurs typiques de porosité, capacité au champ et rétention spécifique (%)

Matériel	Porosité	Capacité au champ	Rétention spécifique
Sol	55	40	15
Argile	50	2	48
Sable	25	22	3
Gravier	20	19	1
Calcaire	20	18	2
Grès	10	6	5
Granite	0,1	0,1	0,01
Basalte	10	8	3

(Basic Ground-Water Hydrology. United States Geological Survey. Water-Supply Paper 2220)

2.2.4 Conductivité hydraulique et perméabilité

La conductivité hydraulique représente l'aptitude que possède un sol à laisser s'écouler l'eau. La conductivité peut varier de 12 ordres de grandeur, ce qui en fait une propriété très importante lors de la modélisation. Par exemple, on observe dans le tableau 2.4 que l'argile a une conductivité hydraulique allant jusqu'à 10^{-13} m/s et que le sable est de 12 ordres de grandeur inférieur. Elle est très différente selon le type de roche et varie aussi grandement dans l'espace. La valeur de la conductivité hydraulique peut aussi changer selon les directions de l'écoulement en un même endroit. Si la conductivité hydraulique est égale dans toutes les directions, cette conductivité est isotrope; par contre, si elle diffère dans les différentes directions de l'espace, elle est anisotrope. Même s'il est souvent plus facile, lors de la modélisation, de considérer l'aquifère comme homogène et isotrope, c'est rarement le cas dans la réalité (voire impossible). Généralement, la conductivité hydraulique est plus importante horizontalement que verticalement. De plus, lorsqu'un sol est stratifié, cette dernière change pour chaque couche. Ceci a pour effet de perturber la percolation dans le milieu non saturé et les écoulements souterrains dans la zone saturée.

Tableau 2.4. Valeurs typiques de conductivité hydraulique (m/s).

Matériaux	Conductivité hydraulique
Gravier grossier	10^{-1} - 10^{-2}
Sable et gravier	10^{-2} - 10^{-5}
Sable fin et silt	10^{-5} - 10^{-9}
Argile, schiste et till glaciaire	10^{-5} - 10^{-13}
Calcaire dolomitique	10^{-3} - 10^{-5}
Craie métamorphisée	10^{-3} - 10^{-5}
Craie	10^{-6} - 10^{-9}
Calcaire	10^{-3} - 10^{-9}
Grès	10^{-4} - 10^{-10}
Granite sain	10^{-7} - 10^{-13}

(Practical Handbook of Ground-Water Monitoring, David M. Nielsen, Lewis Publishers)

La perméabilité intrinsèque représente l'aptitude du matériau à laisser s'écouler un fluide quelconque. La conductivité hydraulique dépend alors de la perméabilité du matériau, et de la densité et viscosité de l'eau. Il est possible, par échantillonnage en différents points du terrain, de déterminer la conductivité hydraulique par des tests en laboratoire et, par la suite avec des méthodes statistiques, de trouver une moyenne pour l'aquifère. Les échantillons doivent être bien répartis par rapport au terrain, et non remaniés. Cependant, les valeurs moyennes obtenues ne sont souvent pas représentatives de la réalité et sont très coûteuses en raison des méthodes employées. Il faut donc utiliser une méthode grâce à laquelle la conductivité hydraulique peut être mesurée pour tout l'aquifère. Les tests de terrain permettent d'obtenir des informations sur la conductivité hydraulique ainsi que sur le coefficient d'emmagasinement.

Détermination de la conductivité hydraulique en laboratoire

Il existe plusieurs façons de mesurer la conductivité hydraulique en laboratoire et sur le terrain. Deux méthodes sont utilisées pour les tests de conductivité hydraulique en laboratoire. Le test à charge hydraulique permanente et le test à charge descendante. Ces tests consistent à faire passer de l'eau à travers un échantillon, sous l'influence de la gravité ou d'un gradient imposé. Pour les deux tests, l'échantillon est placé dans un tube ou un cylindre et le sol est généralement remanié dans le processus de mise en place dans le tube. Le passage de l'eau

se fait par gravité avec une charge hydraulique connue. La conductivité hydraulique est ensuite calculée avec la loi de Darcy.

Les tests de conductivité hydraulique en laboratoire ont certaines limites. La principale est qu'un échantillon de quelques centimètres ne peut être représentatif des conditions réelles de terrain. Une autre limitation majeure vient du fait que remanier un échantillon de sol peut éliminer des structures sédimentaires pouvant influencer la conductivité des sols en place. Finalement, la saturation du sol a un effet significatif sur la conductivité observée (Freeze and Cherry, 1979). Cependant, un des avantages des essais en laboratoire est qu'il est possible de faire des tests de vérification sur le même échantillon et qu'ils ne sont pas destructifs. Il est aussi possible de faire des tests avec différentes orientations de l'échantillon. Cet avantage est utile pour les sols présentant des structures sédimentaires (Bear, 1972).

Détermination de la conductivité hydraulique à partir de la granulométrie

La conductivité hydraulique peut aussi être obtenue avec la distribution granulométrique du sol. Il existe de nombreuses relations empiriques entre la granulométrie du sol et la conductivité hydraulique, dont la plus connue est l'équation de Hazen (1839) modifiée par Taylor (1948):

$$K = C d_{10}^2 \quad (1)$$

où

- K = conductivité hydraulique en cm/sec
- d_{10} = diamètre en mm en dessous duquel 10 % de l'échantillon a un plus petit diamètre
- C = constante qui varie de 100 à 120 $\text{sec}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$

Cette méthode est surtout efficace pour le sable assez uniforme (coefficient d'uniformité de moins de 5,0).

Fair et Hatch (dans Todd, 1959) ont proposé une autre méthode pour trouver K avec un sol de distribution moins uniforme. Cette méthode est utile pour les sols sableux avec peu de silt et d'argile (moins de 20 %). Powers (1981) décrit aussi une méthode pour estimer K à partir de la granulométrie et de la densité in situ.

Estimation de la conductivité hydraulique sur le terrain

Les tests sur puits utilisés sur le terrain impliquent un retrait ou une addition d'une quantité d'eau dans un puits. On mesure le changement du niveau d'eau dans le temps. Dans des puits orientés verticalement, cette méthode mesure la conductivité hydraulique horizontale. Différentes techniques d'interprétation et d'analyse des résultats existent dans la littérature.

La conductivité hydraulique est souvent mesurée dans le matériel consolidé par la méthode du test de Packer (Fletcher, 1986). Cette méthode donne une mesure de la conductivité horizontale. Le packer en tant que tel est un appareil servant à isoler hermétiquement une portion du puits pour évaluer la conductivité hydraulique de cette section de puits.

Dans des formations de très faible conductivité (moins de 10^{-7} cm/sec) le test de pression est souvent utilisé. Ce test a été décrit et utilisé par Wang et al (1977), Neuzil (1982), et Neuman (1987). Ce test est effectué en se servant de courbes types (par calage). Un packer est installé et une pression grandissante est injectée dans le tube. Des mesures de l'augmentation de la pression en fonction du temps sont ensuite effectuées. La réponse au changement de pression de la formation est mesurée.

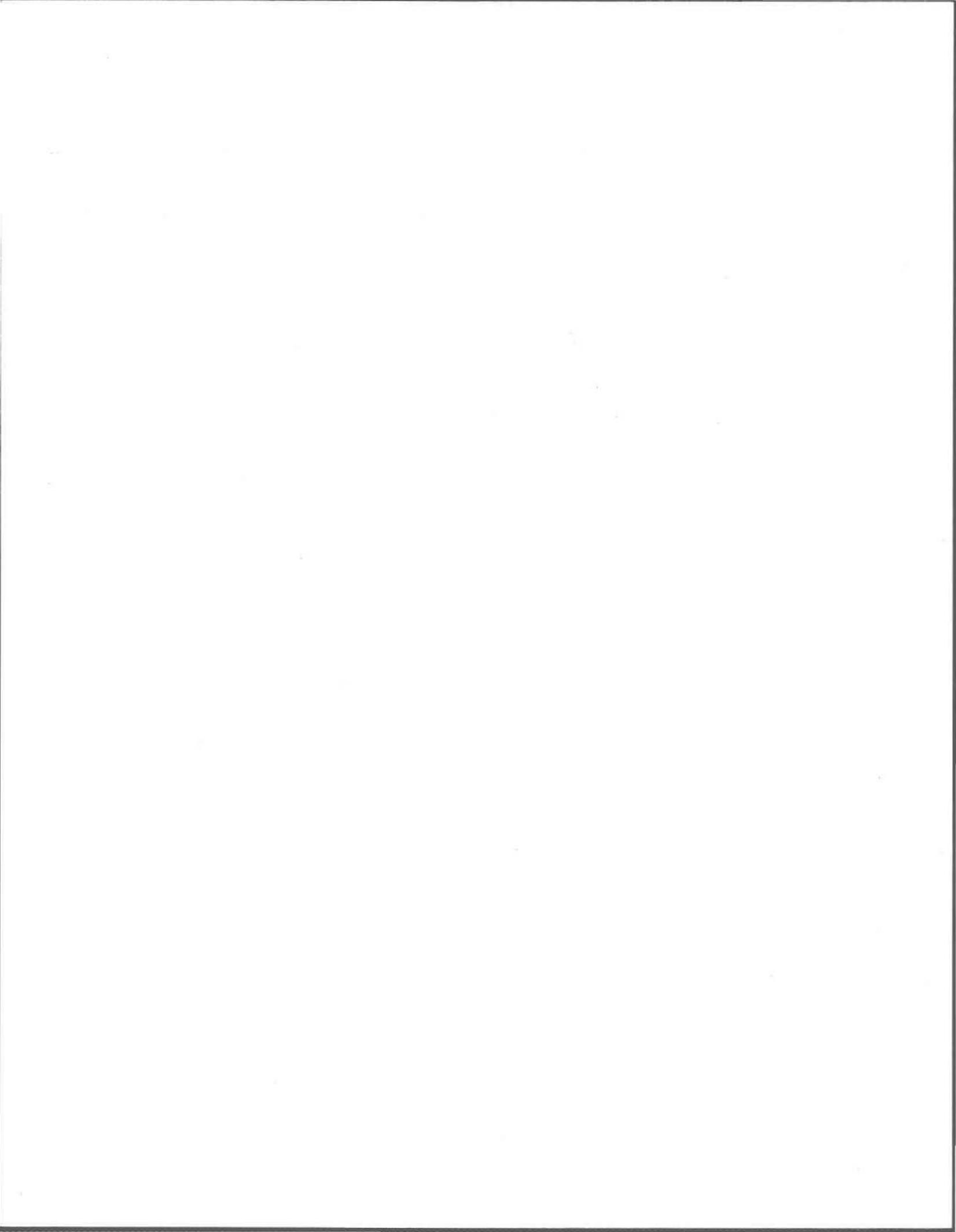
Pour la méthode de mesure par traçage, un traceur est injecté dans un puits et on observe, dans des puits d'observation, le déplacement du traceur dans le temps. Il est à noter que le traceur utilisé ne doit pas interagir avec la formation en place et les conditions d'écoulement entre les deux puits doivent être homogènes. L'utilisation d'un traceur est moins efficace dans une zone très fracturée et karstique car les microstructures régissant l'écoulement ne sont pas observables. Par conséquent, le gradient et la direction d'écoulement ne sont pas estimables.

Toutes ces méthodes fournissent une information fiable, mais dont la nature et les caractéristiques sont propres à la technique mise en oeuvre. Il est donc nécessaire de connaître les méthodes utilisées pour l'obtention des valeurs, afin d'en déterminer la qualité intrinsèque et son influence possible sur les résultats des modèles.

2.2.5 Transmissivité

La transmissivité est la capacité d'un aquifère à transmettre de l'eau. Cette propriété est égale à la conductivité hydraulique multipliée par l'épaisseur saturée. La transmissivité est souvent utilisée dans l'évaluation d'un aquifère, ce terme étant relié à la conductivité hydraulique. Elle est utile pour calculer le débit des écoulements souterrains et la capacité de recharge d'un aquifère. Ce terme représente les caractéristiques moyennes pour l'entière épaisseur de l'aquifère.

La transmissivité peut être déterminée par les tests de pompage ou à partir des données de laboratoire. Dans un aquifère confiné d'une épaisseur constante, la transmissivité reste constante. Dans un aquifère non confiné, la transmissivité varie avec l'épaisseur du milieu saturé.



3. REPRÉSENTATIVITÉ DES VALEURS

Il est évident qu'un modèle représentant les processus de transport de l'eau souterraine doit tenir compte de la variation spatiale des paramètres, au moins au niveau des valeurs devant être entrées pour chaque maille du domaine. Cependant, on ne possède pas toujours l'information sur cette variation spatiale. Il y a par ailleurs peu d'information dans la littérature sur la variabilité des paramètres, ce qui crée une grande incertitude au niveau des données et donc des résultats. En effet, les paramètres qui gouvernent les écoulements varient spatialement et bien souvent, les échantillons ou les sondages ne tiennent pas compte de ces variations. Cette lacune amène des valeurs qui, souvent, ne sont pas interprétables et des résultats qui peuvent être non représentatifs de la réalité.

Pour la réalisation de la modélisation, il est essentiel d'avoir une valeur fiable pour chaque paramètre hydrogéologique et ce pour chaque maille du domaine (subdivision du domaine à modéliser en un nombre prédéterminé de mailles). Le problème qui consiste donc à acquérir des valeurs représentatives pour chaque maille se complique pour une région où le sol est hétérogène. La difficulté majeure consiste à faire correspondre l'échelle à laquelle les mesures peuvent être effectuées sur le terrain ou en laboratoire (limitation des méthodes) et l'échelle à laquelle le modèle nécessite ces données (dimension des mailles).

Plusieurs méthodes (traçage, essai de pompage sur puits ou par un autre procédé) peuvent être utilisées sur le terrain à une échelle qui correspond à celle de la grille élémentaire du modèle. Il est possible d'utiliser cette approche pour des modèles possédant un maillage à une échelle suffisamment petite. Par exemple, si la superficie d'une zone à modéliser est de 100 km^2 et des mailles de 5^2 km^2 , il est possible d'échantillonner toutes les mailles. Cependant, si les cellules ont 500 m^2 , il est presque impossible de faire une telle campagne de terrain.

3.1 Fiabilité de la mesure unique

Il est possible de définir les paramètres d'écoulement et d'en trouver les valeurs effectives pour chaque maille en ne possédant que quelques valeurs sur le domaine. Il s'agit de faire des mesures à plus petite échelle, conduisant à une mesure unique. Comme il a été vu précédemment, les tests sur des échantillons en laboratoire sont faits à une échelle différente des mailles du modèle lui-même. De plus les caractéristiques du transport peuvent être affectées par la destructivité du test et par les conditions imposées aux limites (Beven, 1991).

Comment donc relier les observations de laboratoire obtenues sur des échantillons limités aux mailles du modèle? Plusieurs études suggèrent que des variations considérables des paramètres de transport peuvent être observées entre des échantillons de même dimension dans une même région (Ellsworth et Jury, 1991). Des variations semblables se reflètent à l'échelle du maillage du modèle, sujettes ou non à des auto-corrélations spatiales. L'auto-corrélation spatiale a été étudiée en terme d'hétérogénéité des caractéristiques hydrauliques du sol et de leurs effets sur les écoulements locaux. Cependant, peu d'études ont été faites sur la corrélation spatiale des paramètres sur le terrain. VanWesenbeeck et Kachanoski (1991) suggèrent que l'échelle des corrélations est petite.

3.2 Variabilité spatiale des paramètres

Tous les paramètres que nous avons vus précédemment peuvent varier dans l'espace. Cette section propose une analyse sommaire de la variabilité spatiale des différents paramètres de la modélisation des écoulements souterrains.

3.2.1 Limites de l'aquifère

Les limites inférieures et supérieures de l'aquifère varient très peu sur de courtes distances. Les variations dans les limites sont plutôt observées sur les grandes distances avec des

changements radicaux dans les matériaux en présence et des variations marquées de la topographie. Les limites inférieures et supérieures varient avec un changement de perméabilité marqué. Par exemple, un aquifère sableux confiné par une couche d'argile s'agrandit si la couche de sable devient plus épaisse et devient libre si la couche d'argile supérieure disparaît. Les limites latérales changent avec la proximité d'un milieu imperméable tel un massif rocheux ou avec une étendue d'eau en contact avec l'aquifère.

3.2.2 Variation spatiale et corrélation de K et T

La théorie de la perturbation est une approche assez récente pour l'estimation de certains paramètres. Cette méthode nécessite beaucoup d'informations sur la corrélation spatiale des structures et des propriétés hydrauliques d'un site, dont la conductivité hydraulique et la transmissivité sont les plus importantes. Les paramètres statistiques les plus utilisés pour cette approche sont la variance (σ^2) et l'échelle de corrélation spatiale (λ). La variance est facilement estimable à partir d'un nombre limité de valeurs. La difficulté réside dans l'estimation de l'échelle des corrélations. Il est possible d'obtenir cette échelle à partir de variogrammes d'estimation prenant en compte K et T. Cependant, cette procédure s'avère assez ardue et les variogrammes sont sensibles à l'échelle d'observation.

Par ailleurs, les données de K et T doivent être d'espacement semblable à celui des cellules du modèle, ce qui est assez rare. De plus, en trois dimensions, l'espacement des valeurs de K doit être homogène tant horizontalement que verticalement, et souvent, un si grand nombre de données est impossible à recueillir (difficulté de terrain et coût) (Hoeksema et Kitanidis, 1985).

Certains auteurs, Gelhar et al. (1985) et Journel (1986) entre autres, suggèrent une méthode pour surmonter ce problème. Il s'agit d'ajouter aux valeurs de paramètre que l'on entre dans le modèle des informations subjectives sur la géologie et les conditions morphologiques du site. K est fréquemment relié à des caractéristiques microscopiques observables du sol (structure, granulométrie, etc.). Il s'agit donc de trouver la conductivité hydraulique de quelques échantillons préalablement décrits. Par la suite, on donne à chaque échantillon une caractéristique physique choisie, par exemple granulométrie moyenne de 2 mm, que l'on

jumelle à la valeur de K . Finalement, il est possible d'affecter des valeurs de K à des cellules du modèle qui ne comportent pas de test ou d'échantillon, en leur attribuant les valeurs des cellules dont ils possèdent les mêmes caractéristiques physiques. Il est ainsi possible de faire une corrélation spatiale des valeurs de différents paramètres physiques sur l'ensemble du site à modéliser.

Cette approche est utile pour un matériel possédant une grande variance des conductivités hydrauliques. Phillips et Wilson (1989) suggèrent de prendre un nombre suffisant d'échantillons pour pouvoir déterminer la variance de $\log_n K$. Ces échantillons seront examinés pour en déterminer les caractéristiques qui pourront être utilisées comme propriété reliée à $\log_n K$. Ce nombre d'échantillons sera bien plus petit que le nombre requis pour une analyse de variogramme complète. Par la suite, ces propriétés sont corrélées avec les valeurs de conductivité hydraulique. Cependant, les variations de la conductivité hydraulique dans l'espace sont encore assez mal connues. Elles varient fortement avec des changements sensibles des caractéristiques des matériaux, et rapidement dans un même type de sol.

3.2.3 Variation spatiale des autres paramètres

Le type de matériau varie dans l'espace, et les composantes solides de l'aquifère et de son environnement sont variables autant verticalement qu'horizontalement. La plupart des paramètres qui régissent les écoulements souterrains sont reliés à ces variations. Pour caractériser sommairement les changements de composition des sols et des roches d'une région donnée, il est utile de consulter des cartes des dépôts quaternaires et de la géologie ainsi que des forages, coupes géophysiques, descriptions de tranchées, etc. Toutes ces informations, permettent d'obtenir une vision globale des variations de composition du substratum d'une région.

Les changements de composition et de structure d'un sol apparaissent à différentes échelles et varie en fonction de la profondeur. Par exemple, la granulométrie peut varier en séquences de 10 cm (alternance de sable et gravier fin) et la composition peut changer à tous les 20 mètres (alternance des lits de sable et gravier fin avec des bancs d'argile). Les roches varient en composition, porosité, structure et microstructure; les sols changent de granulométrie, composition, arrondi des grains, distribution (tri) et structures sédimentaires. La topographie,

variable elle aussi à plus ou moins grande échelle, affecte la disposition du matériel composant le sol.

La porosité change spatialement avec les variations de matériaux et de leurs caractéristiques. La porosité reste constante si un sol est spatialement homogène. Elle est très influencée par la compaction et par les caractéristiques typiques du sol comme la granulométrie, l'arrangement des grains, etc.. Pour ce qui est des roches, les micro-fractures et la composition influencent grandement la porosité. La capacité au champ et le coefficient d'emménagement (nappes libres) sont gérés par l'eau retenue dans le sol et par les forces de rétention. La quantité d'eau retenue dans le sol est elle aussi reliée à la porosité et dépend du support.

Tous les paramètres qui contrôlent les écoulements souterrains sont interdépendants et reliés aux types de matériau qui supportent l'écoulement. Il est donc difficile de parler d'échelle de variation spatiale car les paramètres varient dans l'espace et ce, à une échelle différente les uns des autres. Toutefois, il y a une relation entre l'échelle de variation des types de matériau et la variation des paramètres. Il est donc pertinent, lors de la modélisation, de se baser sur la variation des supports (sol et roche) pour déterminer les échelles de variabilité des paramètres. Il est cependant difficile de quantifier ces variations spatiales, et chaque cas de modélisation commande une étude des changements spatiaux des supports d'écoulement.

3.3 Variabilité temporelle des paramètres

3.3.1 Propriétés physiques des matériaux

Le type de sol ou de roche ne varie pas rapidement dans le temps. Des variations sont observables seulement sur de longues périodes de temps. Il en est de même pour la topographie et l'emplacement des réseaux hydrologiques qui semblent invariables durant l'échelle de temps d'observation.

Les limites imperméables de l'aquifère tel que le roc ou des sédiments non-perméables ne varient pratiquement pas dans les échelles de temps simulées. Les limites perméables

comme l'eau (rencontre d'une rivière...) ou le sable (sommet de l'aquifère) peuvent varier avec le gel. Cependant, étant donné que le sol ne gèle que sur une couche d'épaisseur très superficielle, il est improbable que le gel affecte la partie saturée, mais seulement quelques dizaines de centimètres de la zone non-saturée. Si un aquifère libre gèle en sa partie supérieure, il peut devenir temporairement captif.

La porosité d'un sol ou d'une roche ne change pas à l'échelle de la modélisation. Le gel est le seul facteur qui influence la porosité. Lorsque le sol est gelé, les pores remplis d'eau gelée ne peuvent plus participer à l'écoulement du fluide. Cet écoulement sera alors influencé dans le temps par la réduction de la porosité.

La perméabilité et la conductivité semblent constantes dans le temps. Étant donné qu'elles sont principalement des propriétés du sol, elles demeurent stables lorsqu'on étudie un de ces paramètres dans un même point de l'espace. Par contre, comme pour les autres paramètres, le gel peut influencer ces propriétés en restreignant les vides participant à l'écoulement. Si un sol est entièrement gelé, il ne peut y avoir aucun échange de liquide dans celui-ci. Un changement de température de l'eau, observé entre l'hiver et l'été, entraîne une diminution ou une augmentation de la densité de l'eau, ce qui affecte aussi la conductivité hydraulique du matériau. Cependant, cette influence demeure faible. Le coefficient d'emmagasinement et la capacité au champ peuvent varier dans le temps avec la quantité et la qualité de l'eau qui circule dans le sol, et aussi avec le gel. Mais en général, ces paramètres restent assez stables dans le temps.

3.4 Volume élémentaire représentatif

Avant de parler de l'agrégation de l'information au niveau du modèle, il est nécessaire d'aborder le principe de la représentativité des valeurs de paramètre mesurées et du volume élémentaire représentatif (VER). Pour ce faire, nous utiliserons des notions apportées par De Marsily (1981) et Castany (1985).

Généralement, les formations hydrogéologiques sont anisotropes et très souvent hétérogènes. La stratigraphie implique obligatoirement un réservoir anisotrope et hétérogène. Il est souvent obligatoire de déterminer des sous-réservoirs homogènes.

Par les études lithologiques, il est possible de déterminer un volume de réservoir, plus petit et homogène. Ce domaine d'espace est appelé volume élémentaire représentatif. La grandeur de ce volume unitaire, assimilé à un cube, est compris entre deux limites extrêmes. Ce volume se doit d'être assez petit pour être isotrope et homogène, par contre il doit être assez grand, par rapport aux dimensions des vides, pour permettre la continuité de l'écoulement et représenter les caractéristiques statistiques significatives des paramètres de l'aquifère. Pour les milieux poreux, on évalue la dimension de ce cube élémentaire à un maximum de 50 à 100 d10.

Les dimensions du VER peuvent varier de l'échelle centimétrique pour le limon à l'échelle kilométrique avec des roches compactes et fissurées. Ainsi, un aquifère d'alluvions peut être considéré comme homogène à l'échelle régionale. Découpé en volume plus petits, de l'ordre de grandeur du VER, il devient hétérogène car deux échantillons prélevés au hasard présentent des granulométries différentes. Cependant, chaque VER est homogène, de plus, le VER se doit d'être observé dans le temps pour annuler l'effet des fluctuations des vitesses d'écoulement. Il est évident que cette notion de VER est bonne pour représenter toutes les propriétés d'un sol ou d'une roche. Il est à noter que dans un milieu fissuré, la taille du VER peut devenir très grande et ne peut être représentée à l'échelle des instruments de mesure.

3.5 Agrégation de l'information pour la modélisation

Comme nous l'avons mentionné précédemment, l'échelle à laquelle les valeurs sont mesurées et l'échelle de la cellule du modèle sont souvent différentes. Il n'existe pas de solution idéale pour en arriver à l'agrégation de l'information.

La première étape consiste à déterminer les différents paramètres en jeu ainsi que l'homogénéité du terrain. Par la suite, les paramètres sont étudiés pour caractériser leurs volumes élémentaires représentatifs (en fonction du sol). En d'autres termes, on vérifie le volume de sol minimum nécessaire pour obtenir une mesure représentative du processus que l'on désire mesurer. Le volume de sol est alors décrit et une corrélation de ses caractéristiques avec les paramètres d'homogénéité du site permet d'en déterminer la variation spatiale. Ceci identifie l'ensemble des variations du terrain et, par le fait même, les endroits où doivent être effectués des mesures représentatives complémentaires.

Ensuite, le terrain est divisé en cellules ou mailles de modèle. Pour chacune de ces mailles, les valeurs des paramètres pourront être définies en tenant compte de la représentativité de l'information. Il est bien important de s'assurer que pour chaque cellule, la totalité de sa superficie est représentative des conditions de terrain (homogénéité). Ceci peut impliquer une moyenne de certains paramètres variables à l'intérieur de la cellule. Si le modèle comporte plusieurs couches, il est important de respecter une homogénéité et une représentativité pour chacune d'elles.

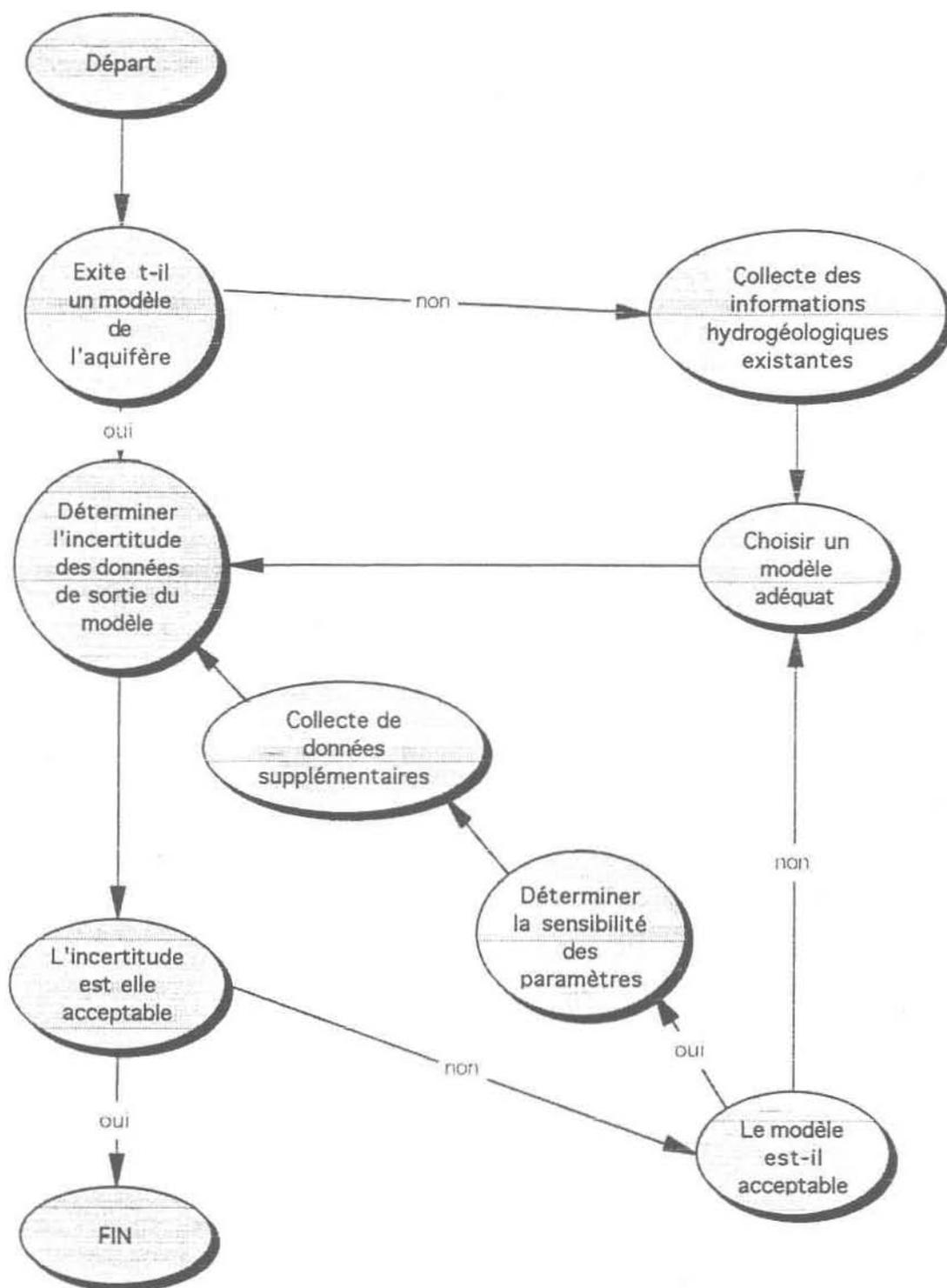
3.6 Fiabilité des données à la sortie du modèle

Les campagnes de levées hydrogéologiques sont toujours soumises à un certain nombre de contraintes: le budget, le temps, la main-d'oeuvre, les conditions météorologiques, etc. Étant donné que le but est de modéliser le système, il est important de s'interroger sur la nature du système pour ensuite être apte à en respecter les contraintes. Si l'on veut tester un modèle en particulier, il est important de déterminer au départ la précision et la fiabilité des données de sorties que l'on veut obtenir du modèle. En d'autres cas, il sera nécessaire de choisir un modèle et d'en déterminer la précision requise avant de planifier une acquisition des données. De cette façon, on peut réajuster les contraintes citées plus haut et voir s'il est possible de les respecter tout en obtenant la précision et la réalité recherchées et ainsi mieux orienter notre campagne d'échantillonnage. Par le fait même, le choix des paramètres, des méthodes d'échantillonnage, la période et les échelles peuvent être arrêtés. La figure 3.1 présente le processus pour le choix d'un modèle (Peck et al. 1988).

Dans plusieurs cas, les hydrogéologues cherchent à augmenter la fiabilité des données résultantes en changeant tout simplement de modèle ou en faisant l'acquisition de données supplémentaires et ce, en négligeant la précision et la réalité des valeurs des données de base qui ont été introduites dans le modèle. Cette pratique, bien que souvent fonctionnelle, ne tient pas compte des problèmes de fiabilité à la base.

Il n'y a pas de solution idéale pour augmenter la fiabilité des prédictions d'un modèle. Par contre, certains principes tel que l'acquisition de données de plus grande précision, une période d'observation plus longue ou l'échantillonnage en différents endroits, peuvent apporter

Figure 3.1 Processus permettant de choisir un modèle (d'après Peck et al, 1988)



une augmentation de la fiabilité. La stratégie la plus efficace pourrait consister en une surveillance appropriée du terrain et des modifications et améliorations périodiques du modèle. Cette méthode exige de la flexibilité et une vérification constante des progrès du modèle pour permettre de réorienter l'acquisition des données et en améliorer la précision. Malheureusement, dans certains cas, le modèle doit être précisé avant toute intervention sur le terrain et doit être fiable par lui-même. Dans ces circonstances, il est important de bien caractériser le terrain avant de choisir le modèle.

4. OUTILS ET MÉTHODES

(DESCRIPTION D'UNE MÉTHODE DE TRAVAIL)

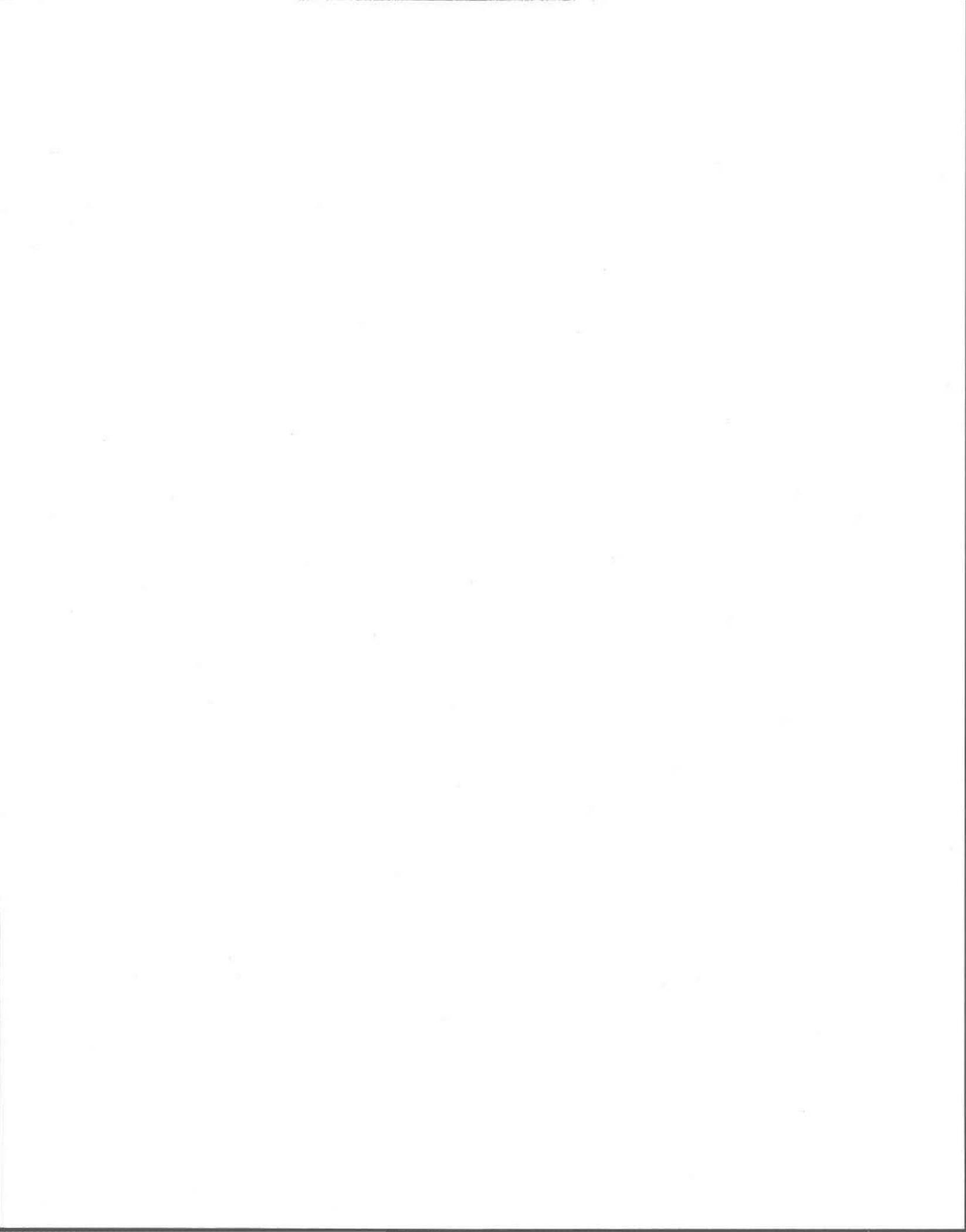
4.1 Variabilité spatiale

L'étude et l'interprétation des propriétés du sol et des écoulements souterrains à une échelle plus grande que celle du volume élémentaire représentatif ne sont pas un problème nouveau. Plusieurs chercheurs comme Russo et Bresler (1981), Vieira et al. (1981), Gajem et al. (1981), Byers et Stephens (1983), Webster et Cuanalo (1975), entre autres, ont effectué des recherches sur ce sujet.

Lors de l'étude des propriétés des sols et des écoulements, le facteur problématique est l'hétérogénéité des formations du sol en place lequel provoque une grande variabilité spatiale dans le mouvement des eaux. Plusieurs études décrivent les propriétés hydrauliques d'un sol au moyen de fonctions aléatoires (Bresler et Dagan (1983), Bresler et al. (1983) et Mantoglou et Gelhar (1985)). Sposito et al. (1986) ont discuté l'utilisation efficace du concept des probabilités dans la description du transport de l'eau souterraine à l'échelle du terrain. La difficulté est liée au fait que les données expérimentales existantes sont très dispersées dans l'espace et le mécanisme contrôlant les écoulements n'est pas encore très bien connu.

Jensen et Refsgaard (1991) indiquent que la variabilité horizontale des paramètres est souvent plus importante que celle que l'on peut déduire par les modèles basés sur des tests de laboratoire ou par quelques mesures sur le terrain. Ceci vient du fait qu'il est très facile de négliger les variations à micro-échelle du sol. Ces dernières sont rarement intégrées dans les valeurs des paramètres introduits dans le modèle et il en découle une lacune dans l'intégration des microprocessus dans la modélisation. Des essais de traçage sur le terrain ont montré que la variabilité horizontale des paramètres d'écoulement augmente avec la profondeur, l'augmentation de l'hétérogénéité du milieu et la complexité des structures.

Russo et Bresler (1981) avancent quelques idées sur la relation entre la statistique et la variabilité spatiale. L'approche statistique conventionnelle pour décrire la variabilité des propriétés hydrauliques du sol traite les observations d'un paramètre donné comme étant indépendantes de sa position spatiale. Le fait que la variation de chaque propriété n'est pas complètement désordonnée dans l'espace a toujours été envisagé par les pédologues. On



observe souvent des structures de sol en couches ou en blocs qui se présentent à différentes échelles irrégulières (Bakr et al., 1978). Comme la statistique conventionnelle ne tient pas compte de l'arrangement spatial des structures du sol, une approche plus complète, comprenant une description des changements de structures spatiales, devrait être développée.

Plusieurs raisons peuvent être avancées pour expliquer l'intérêt grandissant pour la recherche sur la variabilité spatiale des propriétés du sol. La plus importante d'entre elles est que les mesures en laboratoire ne sont qu'une approximation des mesures de variabilité sur le terrain. De plus, le progrès accompli dans la modernisation des méthodes de mesure et d'analyse d'échantillons amène une meilleure compréhension des processus qui régissent les écoulements souterrains (Peck, 1983).

4.2 Variation du sol

Un échantillon de 0,1 m. suffit souvent à évaluer la variabilité des propriétés du sol. Cependant, plus l'échantillon augmente en taille, plus la variance des observations diminue. À un certain point, la variance peut atteindre une valeur constante laquelle représente la variance de la méthode de mesure. Le plus petit échantillon physique pour lequel une variance constante d'une propriété spécifique du sol est observée, est reconnu comme le volume élémentaire représentatif pour cette propriété dans ce domaine d'étude. La variabilité spatiale d'un sol peut être telle qu'aucun volume élémentaire représentatif n'existe ou qu'il est plus grand que la taille possible d'un échantillon.

Warrick et Nielson (1980), en se basant sur plusieurs valeurs de propriétés et de leurs variances sur différents sites, ont proposé un regroupement des propriétés du sol à partir d'un coefficient de variation (CV) (rapport de l'écart-type à la moyenne). Les regroupements de propriétés proposés sont empiriques. Cependant, ils donnent une échelle de comparaison intéressante. Les variations les moins importantes (CV entre 7 et 10%) sont reliées à la densité volumétrique, la porosité et au contenu en eau à saturation. La composition, proportion en argile, silt et sable, ainsi que le contenu en eau gravimétrique montrent des variations intermédiaires (CV entre 10-100%). Les variations les plus importantes (CV plus grand que 100%) sont rapportées pour les paramètres tels la conductivité hydraulique, la vitesse de pore et l'échelle de grosseur des grains.

Les variations de composition du sol sont souvent représentées par l'indice (PDF) considérant les données en terme de fonction de probabilité de densité d'une série d'observations d'un secteur. Nielsen (1973) a avancé que la PDF du contenu en eau, de la densité volumétrique et du rapport de sable-argile pour un terrain de 70 hectares pouvait être représentée de façon adéquate par une courbe de distribution normale. Par contre, les PDF de la conductivité hydraulique et de la transmissivité sont mieux représentées par une courbe Log-normale. De plus, une courbe Log-normale peut aussi représenter la vitesse de pore, le coefficient de diffusion et l'échelle des grosseurs de pores.

Lorsque le CV est petit, un échantillon de petite taille est nécessaire pour déterminer la meilleure courbe statistique. On pourrait penser que deux mesures d'une propriété prises sur le terrain seraient plus facilement corrélables si elles sont prises l'une près de l'autre. Selon une étude de Webster (1973), il semble que des séries de valeurs de contenu en argile d'un sol prises sur un transect à intervalles réguliers montrent une corrélation aléatoire des variables. Selon lui, cette observation semble provenir d'un problème dans la méthode d'échantillonnage ou d'une lacune dans les techniques d'analyses du procédé de formation du sol, ou bien d'une combinaison de ces facteurs. Les données recueillies sont une réalisation d'un processus stochastique, et un autre transect au même endroit donnerait d'autres valeurs et une réalisation différente du processus.

4.3 Statistique et géostatistique

4.3.1 Statistique

Les études statistiques simples sont utilisées depuis longtemps pour décrire de façon synthétique l'information. Les données ainsi traitées sont plus faciles à interpréter. Dans le cas qui nous intéresse, il y a deux (2) types de distribution des paramètres hydrogéologiques et des paramètres du sol, soit la distribution normale et la distribution log-normale.

Distribution normale

Une distribution normale est caractérisée par ses moments d'ordre 1 et 2 (moyenne et variance), le moment d'ordre 3 (coefficient d'asymétrie) étant nul. Les paramètres tel que le contenu en eau, la densité volumétrique, et la porosité, suivent une loi de distribution normale.

Distribution log-normal

Une distribution log-normale s'applique aux paramètres dont le logarithme naturel des valeurs suit une distribution normale. Les paramètres comme la conductivité hydraulique, la transmissivité, la vitesse de pore et le coefficient de dispersion suivent une distribution log-normale.

4.3.2 Géostatistique

Cette méthode permet de comparer la variabilité spatiale du paramètre, d'un point dans l'espace à un autre. Le variogramme γ est la demi-moyenne des carrés des différences entre deux valeurs d'un paramètre pour un écartement donné des points de mesure:

$$\gamma_h = \frac{1}{n-h} \sum_i (x_i - x_{i+h})^2 / 2n \quad (2)$$

Par conséquent γ_h est la demi-moyenne des carrés des différences à une distance h donnée entre deux (2) points. De plus, x_i est une mesure d'une variable régionalisée prise à un endroit i , et x_{i+h} une autre mesure prise à une distance h de la première; n est le nombre de mesures (Verly et al, 1983)

Le variogramme exprime le coefficient d'auto-corrélation du paramètre en fonction de la distance entre deux points d'observation. Cette méthode permet de caractériser la variabilité d'un paramètre dans l'espace. Il est possible de déterminer entre autres la distance à laquelle les valeurs sont statistiquement indépendantes.

Une variable régionalisée a des propriétés qui se situent entre une variable aléatoire et une autre complètement déterministe. Les variables régionalisées sont des fonctions qui décrivent des phénomènes naturels ayant une distribution géographique, tel que l'élévation du sol, le niveau de la nappe phréatique et les paramètres qui caractérisent le sol. Contrairement aux variables aléatoires, les variables régionalisées ont une continuité d'un point à un autre dans l'espace; cependant les changements dans les valeurs des variables sont si complexes qu'elles ne peuvent être représentées par des fonctions déterministes simples. En dépit de

la continuité spatiale d'une variable régionale, il n'est pas possible de connaître sa valeur en tout point de l'espace.

Lorsque la distance entre deux échantillons est nulle ($\Delta h=0$), les différences sont égales à zéro et la semi-variance de γ_0 est aussi égale à zéro. Si le Δh (distance entre deux (2) points) est une petite valeur, les valeurs comparées peuvent être voisines et la semi-variance est une petite valeur. Lorsque la distance Δh augmente, les valeurs comparées sont moins reliées entre elles et leur différence devient plus grande. Le résultat de cet éloignement est une valeur de γ , plus grande.

À un certain point, la distance des points comparés est si grande qu'ils ne sont plus corrélés entre eux et la différence des valeurs au carré devient égale en grandeur à la variance autour des valeurs moyennes. La semi-variance, par le fait même, n'augmente plus et le semi-variogramme arrive à un plateau de pente zéro. La distance à laquelle la semi-variance approche la variance est appelée la portée de la variable régionalisée. Celle-ci définit la plage dans laquelle les valeurs du paramètre pour des lieux d'échantillonnages donnés sont considérées comme statistiquement reliées entre elles.

Le variogramme constitué à partir d'une série de données donne le type de structure spatiale associée à un phénomène de variation spatiale. De plus, le variogramme indique le taux de bruit de fond présent dans les données. Ce bruit de fond est communément appelé l'effet de pépite. Si ce bruit de fond se rapproche de la valeur de la variance, on peut dire que les données sont spatialement distribuées d'une façon aléatoire.

Pour approfondir ce principe, nous pouvons représenter nos données comme une observation unique d'une fonction aléatoire Z . Les données recueillies pour représenter plusieurs phénomènes naturels sont souvent parasitées par un certain niveau de bruit de fond appelé bruit aléatoire. La fonction Z est ainsi décomposée.

$$Z(x) = W(x) + S(x) \quad (3)$$

où W représente le bruit aléatoire et S la composante structurale.

$$E[Z(x)] = E[S(x)] \quad (4)$$

Si W est suffisamment grand, un variogramme effectué sur Z peut révéler la distribution aléatoire de W donnant généralement un très large effet de pépité et ce, sans fournir aucune information sur la corrélation spatiale de S . Il s'agit alors de filtrer W de Z pour révéler le comportement de S . Une grande quantité de bruit de fond présent dans une série de données peut provenir de différents facteurs. Un de ces facteurs, et possiblement le plus important, est l'erreur introduite lors de la prise et du traitement des données. La figure 4.1 illustre quelques types de semi-variogramme.

4.4 Sources d'information

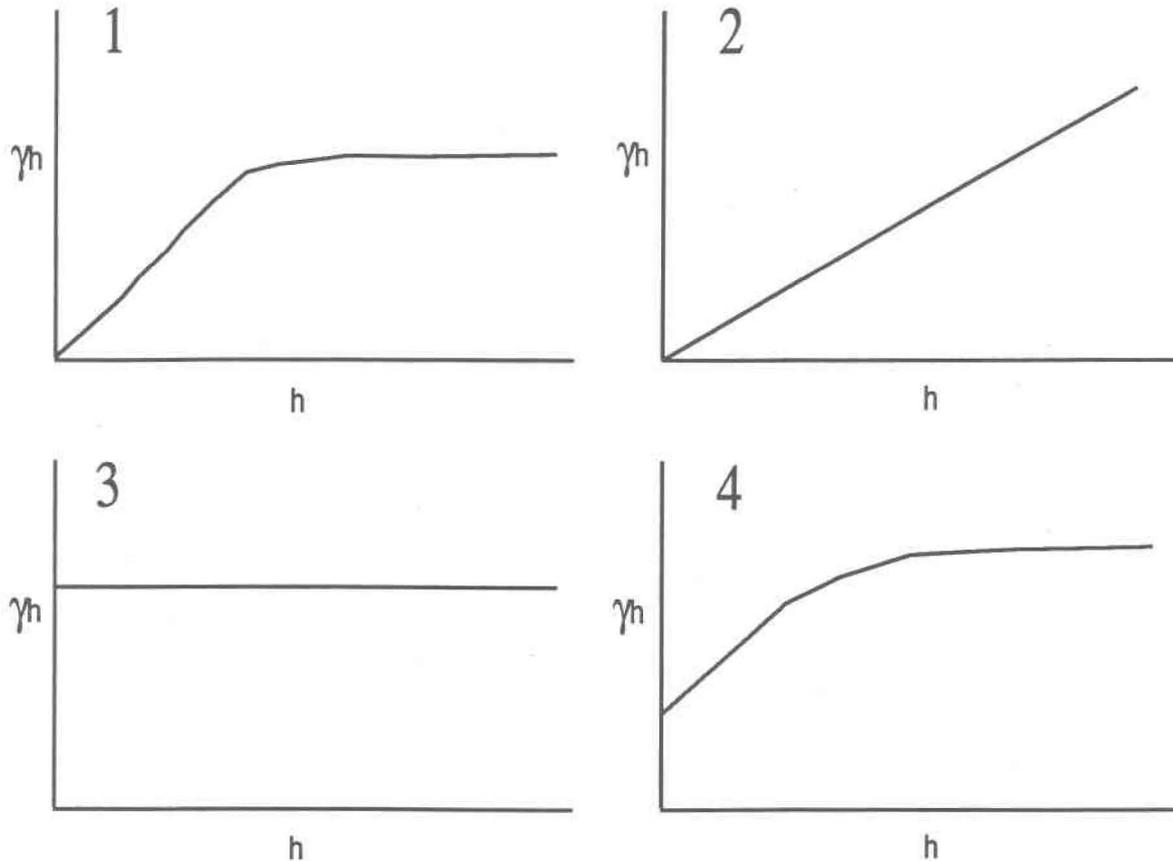
Dans la modélisation d'un système hydrogéologique, il est essentiel de commencer par la caractérisation du milieu qui le supporte. Cet étape est déterminante dans la planification et la réalisation de toute étude, que ce soit des travaux de terrain ou de la modélisation. Pour expliquer la procédure préconisée pour l'acquisition des paramètres, un exemple concret sera développé, incluant l'étude des données existantes, la caractérisation de la variabilité des paramètres et l'interprétation des données résultantes.

4.4.1 Géologie de surface

La première étape consiste à obtenir le plus de données possibles de la géologie de surface. Cette étape est essentielle dans notre cheminement, les écoulements sous-terrains étant en grande partie régis par le matériel dans lequel l'eau circule.

Les cartes et les données sur la géologie du quaternaire peuvent être obtenues auprès du Ministère des Ressources naturelles du Canada (Commission géologique du Canada secteur Géologie de surface) ou bien du Ministère des Ressources naturelles du Québec (Division des

La figure 4.1 illustre quelques types de semi-variogrammes et l'interprétation que l'on peut en faire.



Le modèle 1 indique que la variable régionale est continue et théoriquement corrélée. La section de la courbe qui présente une pente positive indique une corrélation des valeurs entre-elles. Le plateau indique que les valeurs sont aléatoires en dispersion spatiale. Le deuxième est un semi-variogramme linéaire, ce qui indique une continuité spatiale moins importante de la variable. En 3, la variable aléatoire est représentée par un plateau horizontal égal à la variance. Pour ce qui est du semi-variogramme 4, dans certaines circonstances, la courbe ne semble pas passer par l'origine mais par des valeurs différentes de zéro. Ce phénomène est appelé l'effet de pépité et provient des bruits parasites contenus dans la variable. En théorie, γ_0 doit être égal à zéro. L'effet de pépité se produit lorsque la variable régionale agit d'une façon erratique sur une très courte distance, elle passe de zéro à la valeur de la pépité et ce sur une distance plus courte que l'intervalle d'échantillonnage.

publications géologiques). Pour ce qui est des cartes provenant du ministère fédéral, le Québec est couvert environ à 60%, les zones les plus documentées sont celles où il y a une forte densité de population ou un intérêt important. L'échelle de ces cartes varie du 1:20 000 au 1:250 000. Les plus récentes couvrent l'Abitibi, l'Estrie, la région de Québec et le nord québécois. Les publications provinciales sont plus nombreuses et couvrent une plus grande superficie du Québec. On y retrouve surtout des compilations quaternaires à l'échelle 1:50 000 et datant des années 1960-1970. Certaines cartes et des rapports plus spécifiques existent à grande échelle pour quelques régions.

Ces cartes indiquent la composition et la classification des différents types de dépôts de surface. Les informations sont superposées à un fond de carte topographique. Généralement, un rapport accompagne les feuillets. Ces publications contiennent un aperçu de la géologie en présence, une description du réseau hydrologique, une description et une stratigraphie des dépôts ainsi qu'une chronologie de ces événements dans le temps. De plus, un aperçu des épaisseurs de dépôt pour chaque lithologie et une description des séquences sont donnés pour différents endroits du terrain d'étude. Certains rapports traitent aussi du potentiel aquifère et économique des différentes formations.

4.4.2 Cartes de la roche en place

Ces cartes indiquent le type de roche que l'on retrouve en surface, leur stratigraphie et les structures géologiques qui s'y rattachent. Toutes ces données sont importantes car une bonne partie de l'écoulement souterrain se fait par les fissures de la roche.

Durant les multiples campagnes de cartographie du Ministère des ressources naturelles du Canada, plusieurs cartes ont été faites à des échelles variant du 1:20 000 au 1:250 000. Malheureusement, ces cartes ne couvrent pas toute la superficie du Québec. Les endroits les plus étudiés sont ceux présentant un intérêt scientifique ou minier.

Les cartes provenant du ministère provincial couvrent presque tout le Québec à l'échelle 1:50 000 et des cartes de compilation au 1:250 000 synthétisent toute la province d'une façon très complète.

Des rapports accompagnent ces cartes et contiennent diverses informations sur la géologie générale de la région. La stratigraphie, les structures et la description des lithologies en présence renseignent sur le type d'écoulement et le niveau de conductivité hydraulique.

4.4.3 Cartes pédologiques

Les cartes pédologiques présentent les sols en surface relativement à leur composition chimique et leurs caractéristiques physiques. Cependant, ce type de carte ne représente que la partie superficielle du sol incluant les horizons A à E (quelques pieds d'épaisseur). Ce type de carte sert surtout à des utilisations agricoles. Les rapports qui accompagnent ces cartes contiennent des informations sur la composition chimique des sols observés et des données sur l'utilisation du territoire. En contre-partie, on y retrouve très peu d'information sur les propriétés physiques. Ce type de carte n'est pas présenté en coordonnées UTM (couverture en quadrillé); elles sont divisées par cantons ou régions et ne couvrent pratiquement que les territoires agricoles du Québec.

4.4.4 Cartes hydrogéologiques

Il est important de bien caractériser l'aquifère à l'étude. Les limites d'un aquifère sont des paramètres d'une importance capitale lors de la modélisation. Ce sont elles qui régissent, en partie, le patron d'écoulement. Par conséquent, on doit décrire adéquatement les limites du système hydrogéologique afin que la modélisation soit réaliste.

Les limites physiques d'un aquifère sont constituées des frontières des écoulements souterrains dues à la présence, par exemple, d'un massif rocheux imperméable ou d'une grande étendue d'eau de surface. Les autres limites hydrauliques d'un aquifère sont les limites de division des écoulements souterrains (bassins versants hydrogéologiques).

Il existe différents types de cartes fournissant des informations hydrogéologiques:

- Cartes de paramètres: elles représentent les paramètres suivants: profondeur de la nappe, contour de l'aquifère, conductivité hydraulique, capacité au champ, chimisme, épaisseur de la nappe. Elles tiennent compte de la topographie, ainsi que de l'hydrologie.

- Cartes de compréhension: elles contiennent les différents paramètres permettant une définition générale de la situation hydrogéologique d'une région.
- Cartes de potentiels: elles regroupent les cartes de vulnérabilité, de potentiel et de qualité des nappes. Les données que l'on peut généralement obtenir à partir des cartes hydrogéologiques sont les suivantes: Altitude de la surface du sol, charge hydraulique, niveau d'eau statique, lithologie de l'aquifère, nombre d'aquifères, position relative des aquifères, conductivité hydraulique de l'aquifère, capacité spécifique de l'aquifère, transmissivité et coefficient d'emménagement.

Bien que ces cartes soient très peu courantes au Canada, contrairement à l'Europe où la tradition hydrogéologique est beaucoup plus ancienne, certains organismes gouvernementaux en produisent. Le Ministère de l'Environnement et de la faune du Québec publie des cartes pour les zones habitées où une contamination de la nappe phréatique est connue. Quelques études privées parrainées par différents paliers de gouvernement ont permis la réalisation de cartes hydrogéologiques des grands centres urbains. Malheureusement, ces cartes sont à diffusion très limitée.

4.4.5 Annuaire des puisatiers

Cette banque de données, disponible au Ministère de l'Environnement et de la faune, renferme des informations sur environ 100 000 puits au Québec, disponibles par secteurs sous format Paradox ou DBaser. Les informations données proviennent des carnets de forage des puisatiers et des puits d'observation du Ministère de l'Environnement et de la Faune et du Ministère des Transports (tableau 4.1)

Tableau 4.1 Informations disponibles dans la banque de données hydrogéologiques

Informations disponibles
Année de saisie du dossier
Exécutant du forage
Numéro du dossier
Numéro de la zone UTM
Coordonnée UTM X

Coordonnée UTM Y
Altitude du sol
Numéro de la carte
Numéro de la région administrative
Numéro du bassin versant
Numéro du comté
Numéro de la municipalité
Date à laquelle le puits a été aménagé
Numéro de permis du foreur
Profondeur du puits en mètre
Niveau statique de l'eau en mètre
Niveau dynamique de l'eau en mètre
Débit de pompage lors de l'essai
Diamètre du puits en mètre
Épaisseur des couches rencontrées en mètre
Code de matériau des différentes couches

Le nombre de couches a été limité à six, afin de minimiser la dimension de la banque de données. Moins de 100 puits sur un total de 100 000 présentent une description lithologique tronquée. Les matériaux sont divisés en deux types; les roches et les dépôts de surface. Les roches sont divisées en classes selon leur taux de fracturation. Les dépôts sont classés selon leur granulométrie, leur homogénéité et leur composition. La répartition de ces puits couvre surtout les régions les plus peuplées du Québec.

4.4.6 Banques de données géotechniques

Les banques de données géotechniques du Ministère des Ressources naturelles du Québec sont une source d'information très utile; les données disponibles dans ces banques sont très diversifiées: lithologie, scissométrie, pressiométrie, test de pénétration, sismique réflexion, piézométrie et résistivité. Ces données sont disponibles sur support informatique ou format papier en spécifiant la région UTM désirée.

5. EXEMPLE D'APPLICATION

Le terrain choisi se compose du tiers inférieur du bassin versant de la rivière L'Assomption (Figure 5.1). Les coordonnées des extrémités du territoire représentées en UTM, sont: 586000/5111000, 627000/5111000, 627000/5075000 et 586000/5075000. Ce terrain a été choisi parce qu'il est compris dans un secteur très problématique pour la contamination des eaux souterraines. Sa densité de population est grande et les abords de ses cours d'eau sont très industrialisés. Cette région présente un problème de contamination très important et beaucoup d'efforts de caractérisation et de décontamination sont présentement effectués. La zone étudiée mesure 41 km (UTM X) par 36 km (UTM Y), ce qui équivaut à une superficie de 1500 km².

5.1 Description du terrain

5.1.1 Généralités

La compilation des données de la géologie du quaternaire a été effectuée en 1977 par G. Tremblay pour le compte du Ministère des Richesses naturelles, Direction générale des mines. Le rapport est classifié sous le titre Géologie du Quaternaire, Région de Rawdon-Laurentides-Shawbridge-Ste-Agathe-des-Monts, DP-551.

La région étudiée comprend deux unités physiographiques distinctes: les Hautes Terres des Laurentides et les Basses Terres du Saint-Laurent. L'altitude des Hautes Terres varie de 250 à 800 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Le contact entre les deux unités se fait parfois par des escarpements bien définis et relativement linéaires, s'allongeant du sud-ouest au nord-est comme celui qui passe par Sainte-Julienne, Rawdon, Pied-de-la-Montagne et Sainte-Mélanie. La topographie des Hautes Terres est marquée de nombreuses collines rocheuses arrondies présentant, ici et là, des falaises abruptes et des escarpements de plusieurs centaines de mètres. Presque toutes ces falaises font face au sud-ouest et au sud-est. Les quelques vallées importantes que l'on retrouve dans cette région sont celles de L'Assomption, Ouareau et du Nord. Outre ces vallées, l'entaille par l'érosion fluviale du rebord des Laurentides est presque inexistante, si bien que les petits ruisseaux qui le dévalent prennent la forme de cascades.

Les Basses Terres du Saint-Laurent présentent une surface relativement uniforme dont les altitudes varient de 15 à 150 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Elles renferment toutefois un micro-relief très développé grâce aux vallées des rivières, aux ravinements très intenses, aux nombreuses crêtes rocheuses et morainiques dues à l'érosion fluviale, comme celle qui correspond à l'ancienne berge du fleuve St-Laurent.

5.1.2 Géologie régionale

Les roches précambriennes les plus anciennes de la région sont des roches métasédimentaires de la série de Grenville: ce sont avant tout des quartzites, des calcaires cristallins, des amphiboles, des gneiss, des para-gneiss et des pyroxénites. On y retrouve également des intrusives de la série de Morin dont la composition varie entre une anorthosite et un granite, les roches les plus communes étant l'anorthosite, la norite, la monzonite, le granite et la syénite (Bérard, 1971).

Les roches paléozoïques sont constituées de dolomie (Beekmantown) et de calcaire (Chazy, Black River et Trenton). Une faille principale (faille de Sainte-Julienne) orientée sensiblement à 25° nord traverse la région; une seconde faille (faille de New-Glasgow) sépare les terrains Précambrien et Paléozoïque. Cette dernière marquerait le contact entre les Basses Terres du Saint-Laurent et les Laurentides.

5.1.3 Réseau hydrographique

Les principaux cours d'eau de la région sont les rivières Ouareau, L'Assomption, Noire et du Nord. La rivière Ouareau prend sa source dans les lacs Archambault et Ouareau. De sa source jusqu'à sa confluence avec la rivière Dufresne, la vallée de la rivière Ouareau s'inscrit dans une sorte de plateau moutonné et parsemé de lacs, tandis que de la rivière Dufresne à la rivière Baulne, elle forme une étroite vallée formant un fort contraste avec les larges vallées de ses affluents.

La rivière L'Assomption, qui prend sa source dans le lac de L'Assomption, coule, dans sa partie amont, dans une vallée très étroite, qui devient subitement très large en amont de Saint-

Côme et se perd dans un dédale de collines à l'endroit où elle est interceptée par la vallée de la rivière Versailles et Cadieux jusqu'à son arrivée dans les Basses Terres, au nord-ouest du mont Bellevue. Puis, de là, jusqu'à l'extrémité est de la région étudiée, elle décrit de nombreux méandres. À quelques endroits, la rivière L'Assomption coule sur la roche en place. Le seul affluent important de l'Assomption est la rivière Noire.

La rivière du Nord prend sa source dans le lac de la montagne Noire et dans une chaîne de lacs dont le lac Brûlé est le plus important. De Sainte-Adèle à Saint-Jérôme, la vallée de la rivière s'inscrit comme celle de l'Ouareau, dans un plateau moutonné renfermant de nombreux lacs, dont les altitudes décroissent vers le SSE, soit de 430 m au nord à 180 m au sud. Aussi la vallée disparaît à mesure que la rivière s'élargit considérablement, de 0,5 km à l'amont à 3 km à l'aval.

5.2 Description spécifique des sédiments et roches en place

5.2.1 Sédiments

Les sédiments de surface récents et ceux du quaternaire ont été compilés à partir des cartes de dépôts de surface du Ministère Énergie, mines et ressources Canada de la région des Laurentides (31-H\13, DP-551) et celle de la région de Rawdon (31-I\4, DP-551). Pour compléter la superficie du terrain, deux cartes du Ministère Énergie et ressources du Québec ont été utilisées, soit celle de la région de Joliette-Sorel (31-I\3, DV-84-10) et celle de Verchère (31-H\14, DV-84-10). Étant donné que ces cartes proviennent de deux ministères et ont été réalisées à deux périodes différentes (1975 et 1983), les nomenclatures et les classifications des matériaux sont différentes. Il est donc essentiel, en premier lieu, d'associer les matériaux qui présentent des caractéristiques semblables. Les rapports qui accompagnent ces cartes fournissent de bonnes indications quant à la composition des unités, à leur granulométrie et leur puissance.

Toutefois, aucune information n'est disponible en ce qui à trait aux paramètres hydrogéologiques et physiques qui gouvernent les écoulements souterrains. La conductivité

hydraulique, le paramètre qui semble le plus important dans la prédiction du comportement hydraulique d'un matériel, est basée sur la granulométrie, le tri et l'arrondi des grains. Seules des études géotechniques plus poussées peuvent apporter ces données. Cependant, le but étant de regrouper le maximum d'informations des données déjà existantes, la composition et la granulométrie seront les seuls paramètres de base utilisés pour les sédiments.

En se servant des descriptions des unités géologiques représentées sur les cartes et dans les rapports, il est possible de regrouper les sédiments sous une nomenclature générale. Les termes employés sont basés sur la granulométrie moyenne des unités. Les tableaux 5.1, 5.2 et 5.3 indiquent respectivement les deux nomenclatures utilisées, la classification et les caractéristiques des sédiments, et le regroupement par granulométrie.

Par la suite, en se servant d'une méthode d'évaluation de la superficie, il est possible d'obtenir une répartition moyenne des composantes. Cette méthode consiste à superposer une trame de points sur la carte des dépôts et à compter le nombre de points compris dans chaque unité. Par la suite, les unités sont regroupées et des pourcentages d'occupation de surface sont attribués à chaque classe.

Le territoire étudié se divise en six (6) classes de sédiments soit; argile, silt, sable, gravier, till et matière organique, ce qui correspond respectivement à 27%, 4%, 45%, 15%, 6% et 3% de la superficie du terrain (figure 5.2). Cette répartition est valide pour les dépôts en surface. Pour des travaux subséquents, il serait utile de calculer la superficie de chaque unité à l'aide d'une table à digitaliser et d'un logiciel de numérisation.

5.2.2 Roches

L'étude de la répartition des roches est basée sur les cartes géologiques de la roche en place. La compilation de la géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent (Globensky, 1987, MM-85-02) est utilisée pour obtenir la répartition des unités stratigraphiques. La figure 5.3 illustre les formations présentes sur le terrain de l'étude. Le tableau 5.4 présente les différentes lithologies ainsi que leurs caractéristiques générales. La méthode utilisée pour l'évaluation des superficies des dépôts meubles est ici reprise pour la roche en place. Dans le but de simplifier le traitement de l'information, un regroupement a été effectué sur la composition des

Tableau 5.1 Classification des dépôts meubles selon la nouvelle et l'ancienne nomenclature

A	Sédiments alluvionnaires	M	Sédiments marins et littoraux
Aan	alluvions anciennes	Mar	argile
Are	alluvions récentes	Msi	silt
Asl	alluvions actuelles du Saint-Laurent	Msa	sable
		Mgr	gravier
C	Colluvions	Msl	sable et gravier littoraux
Cgp	glacier de pierre	Mre	sable de régression marine
Cta	talus	Mdi	diamicton
Ccd	cône de déjection	Mtr	till remanié
Cin	indifférenciées	Mde	delta
E	Sédiments éoliens	O	Sédiments organiques
F	Sédiments fluvi-glaciaires	Oto	tourbière
Fcg	contact de glace	Oma	marécage
Fce	esker	Odo	détritus organiques noirs silteux et argileux
Fcd	delta de contact de glace	P	Champ de pierres
Fpd	delta pro-glaciaire	T	Tills
Fpe	épandage	Tin	indifférencié
L	Sédiments glacio-lacustres	Tab	d'ablation
Lar	argile		
Lsi	silt		
Lsa	sable		
Lgr	gravier		
Lde	delta		

Tiré de: Compilation de la géologie du quaternaire:

Ministère de l'Énergie et des ressources du Québec

- 12 Colluvions: Matériel de glissement
- 11 Dépôts de marécage: tourbe surtout, un peu de terre noire
- 10 Sédiments des basses terrasses (Alluvions de plaine d'inondation): sable surtout avec occasionnellement un peu de silt
- 9 Matériaux d'origine glaciaire: sable avec cailloux et blocs
- 8 Sédiments éoliens: sables bien classés
- 7 Sédiments des hautes terrasses: sable et gravier à stratification sub-horizontale recouvrant de façon interrompue les argiles en bordure des vallées principales et la zone de contact entre la plaine et le Bouclier.
- 7a Sables et graviers marins (généralement fossilifères)
- 6 Sédiments deltaïques (déposés dans les eaux de la mer Champlain à l'embouchure des rivières).
- 6a Till remanié
- 5 Argiles marines: silt, argile silteuse et argile; sable et argile ou silt interstratifiés; fossilifères par endroits.
- 4 Sédiments de contact glaciaire: matériaux hétérométriques (cailloux, graviers, sables grossiers, blocs dispersés); stratifications mal définies. Ces sédiments se présentent le plus souvent sous forme de terrasses de kames et de kettles adossés aux versants rocheux des vallées
- 3a Sédiments fluvioglaciaires: se présentent sous forme d'épandages. Comprennent également quelques eskers
- 3b Accumulation de till, de gravier et de sable au front du glacier (inclut le système morainique St-Faustin-St-Narcisse)
- 2 Moraine de fond et d'ablation; non différenciée sur les hautes terres du Bouclier
- 1 Moraine de fond dans les basses terres
- R Précambrien: gneiss, anorthosite, syénite, monzonite, etc.
- Ra Paléozoïque (calcaire)

Tiré de: Géologie du quaternaire: Région de Rawdon-Laurentide
Ministère des Richesses naturelles.

Tableau 5.2 Nomenclature des dépôts du quaternaire

Nouvelle nomenclature

No.	Classification	Caractéristique
Are	Alluvions	Sédiments alluvionnaires récents
Aan	Alluvions	Sédiments alluvionnaires anciens
Asl	Alluvions	Sédiments alluvionnaires actuels
Mar,si	Sédiments marins	sédiments marins et littoraux (argile et silt)
Tin	Till	Till indifférencié
Tim, Tr	Till	Till remanié
Oto	Sédiments organiques	Tourbière
Oma	Sédiments organiques	Marécage
Mtr	Sédiments marins	Till remanié

Tiré de: Cartographie du quaternaire, DV-84-10, 1983.

Ministère de l'Énergie et des ressources, Service de la Géoinformation

Ancienne nomenclature

No.	Classification	Caractéristique
1	Moraine	Moraine de fond et moraine d'ablation
2	Till d'ablation	Peu compact et sableux
3B	Till	Très compact
4	Sédiments de contact	Sédiments glaciaires
5	Argile	Argile marine, argile silteuse
6	Sédiments deltaïques	Sable
6a	Till remanié	Sable très peu compact
7	Sédiments de terrasse	Sable
10	Alluvions de plaine	Sable
11	Marécage, tourbe	Matière organique
12	Colluvions	Matériel de glissement (sable et gravier)
R	Roche en place	Aire d'affleurement
R+1	Roche recouverte	Roche partiellement recouverte de Matériel morainique
R+2	Roche recouverte	Roche partiellement recouverte de Matériel d'ablation

Tiré de: Géologie du quaternaire, Région de Rawdon-Laurentide, 1977.

Ministère des Richesses naturelles, Division du Quaternaire, DP-551

Note: Les numéros (No.) Correspondant aux sédiments et à la roche en place proviennent des cartes de géologie du Quaternaire.

Tableau 5.3 Regroupement des différentes unités de roches et sédiments en classes

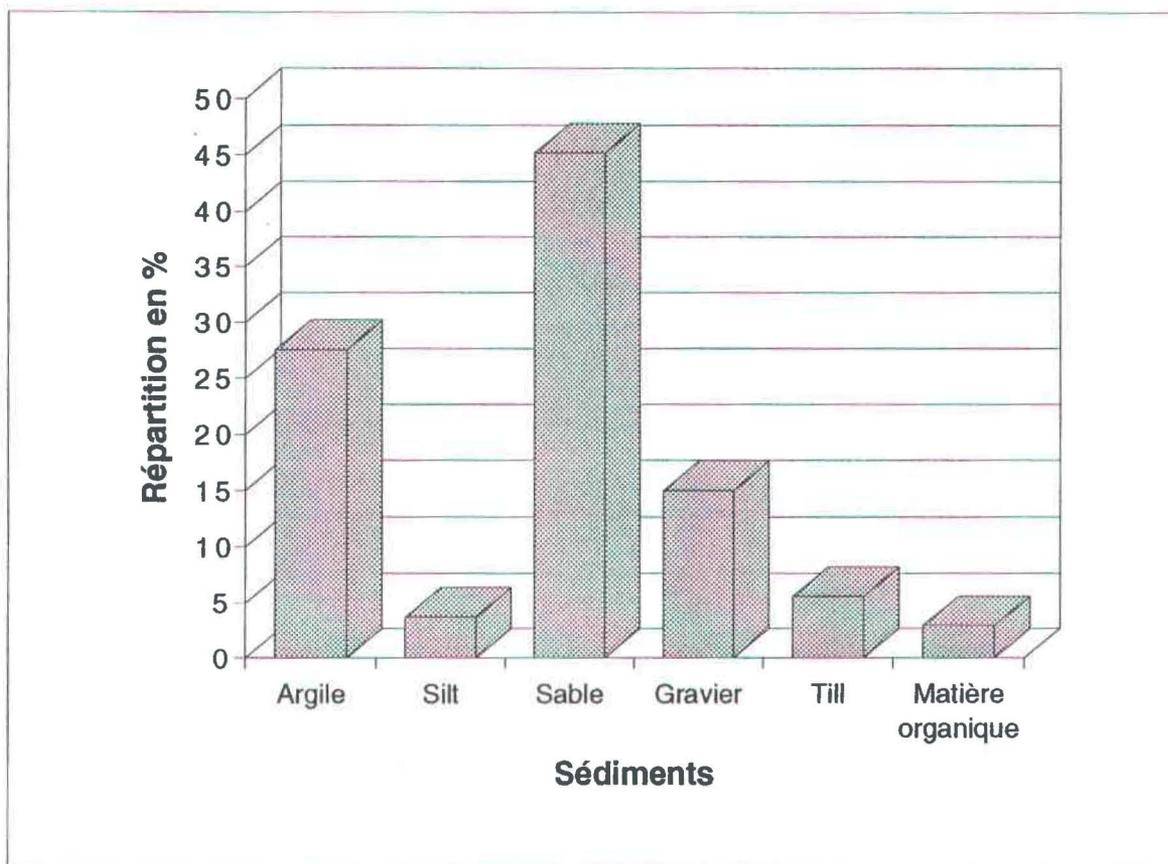
Roche en surface	
Grès	15, 16, 17, 20, 36
Calcaire et dolomie	17, 18, 20, 21, 23, 24, 26, 27
Shale	20, 26, 27, 32, 36
Intrusion	40
Précambrien	1

Sédiments	
Argile	5, Mar
Silt	<5, Si
Sable	4, 6, 7, 10, 12, Aan, Are
Gravier	<4, <7, <12, <Are, <Aan, Asl Associé au sable
Till	1, 6a, 3b, Tin, Tim, Tr
Matière organique	11, Oma, Oto

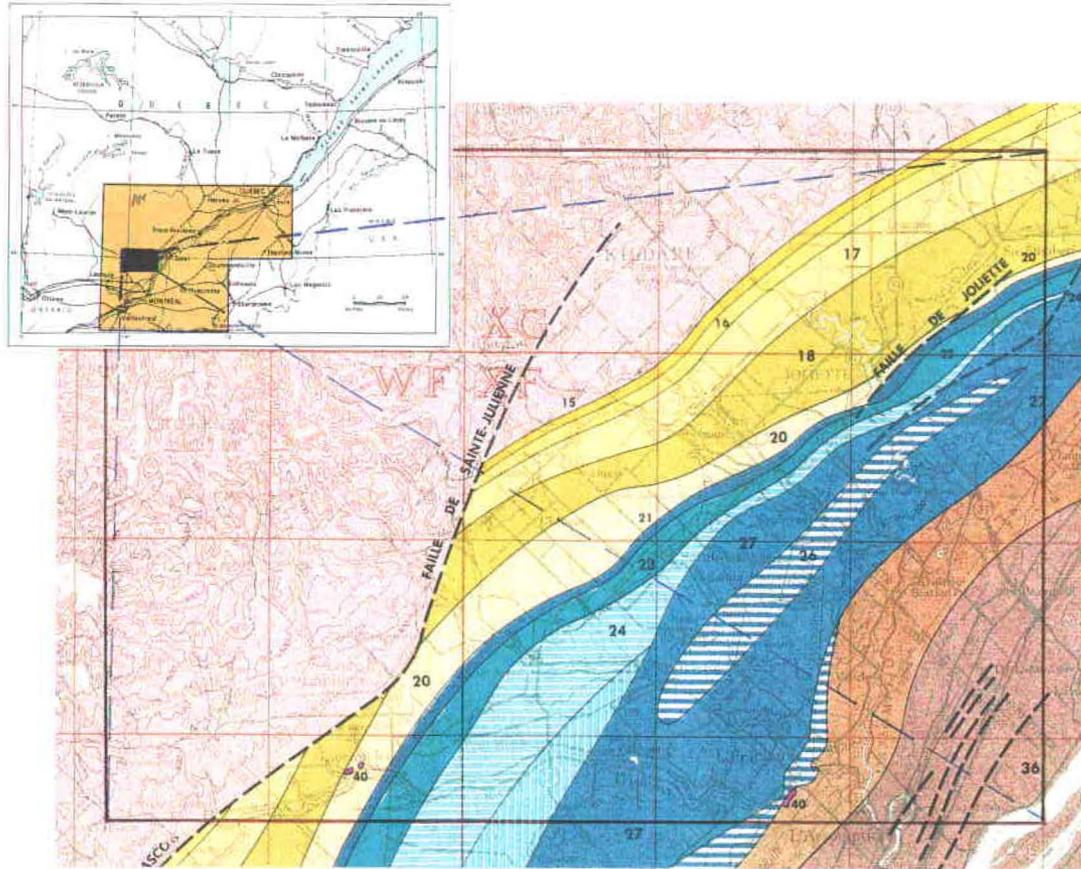
Le signe < signifie qu'environ 1/3 du volume de l'unité est composé de ce sédiment

Note: Le regroupement est fait en fonction des caractéristiques et nomenclatures du tableau 5.2

Figure 5.2 Répartition des sédiments par classes sur le territoire



BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT



CRETACE INFERIEUR

- Intrusions montereigiennes et brèches associées
- roches alcalines, kimberlite, fragments de calcaire devonien

ORDOVICIEN SUPERIEUR

GRUPE DE LORRAINE

- 36 Formation de Nicolet shale, gres

ORDOVICIEN MOYEN

GRUPE DE TRENTON

- 28 Trenton non différencié calcaire, shale
- Région de Montréal Région de Québec
- Formation de Tétrauville Formation de Neuville calcaire argileux, shale
- Membre de Grondines
- 26 Facies de Tarabonne calcaire, shale
- 25 Formation de Montréal Formation de Neuville calcaire cristallin, shale
- Membre de Rosemont
- 24 Membre de Saint-Michel Membre de Saint-Casimir calcaire cristallin, micitique et nodulaire
- Formation de Deschambault calcaire cristallin, crinoidal
- Formation de Mile End de Quareau Formation de Fontaine de Sainte-Anne et de Saint-Alban-de-Pont-Rouge calcaire cristallin, nodulaire et argileux

GRUPE DE BLACK RIVER

- Formations de Leray, de Lowville et de Pamela non différenciées dolomite, calcaire, gres
- Formation de La Gabelle gres

GRUPE DE CHAZY

- 20 Formation de Laval calcaire cristallin, shale
- 19 Membre de Saint-Therese Membre de Joliette et Gres de Saint-Dominique gres gris vert, shale

ORDOVICIEN INFERIEUR

GRUPE DE BEEKMANTOWN

- 18 Formation de Beauharnois dolomite
- 17 Formation de Theresa dolomite, gres

CAMBRIEN

GRUPE DE POSTDAM

- 16 Formation de Carnside gres
- 15 Formation de Covey Hill conglomérat, gres

GRENVILLE

PRECAMBRIEN

- 1 Formations non différenciées gneiss, granite, anorthosite, etc.

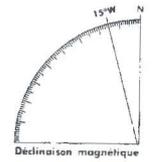


Figure 5.3 Répartition des formations géologiques sur le territoire

Tableau 5.4 Classification des formations et des roches en place

No.	Formation	Classification	Caractéristique
1	Précambrien	Gneiss, granite Anorthosite	Très dense, de grande épaisseur
15	Covey Hill POSTDAM	Conglomérat grès	Grain grossier, mal trié, mal cimenté. 518 mètres d'épaisseur
16	Cairnside POSTDAM	Grès	244 m. bien trié, grain moyen arrondi, bien cimenté homogène
17	Théresa BEEKMANTOWN	Dolomie grès	Dolomie interstratifiée de grès quartzitique et dolomitique et de dolomie. Minces interlits ou bancs de grès de 1m 153 m.
18	Beauharnais BEEKMANTOWN	Dolomie	305 m. Dolomie massive et laminée, interlits de grès dolomitique
20	Laval CHAZY	Calcaire	Calcaire cristallin avec shale, grès argileux à la base avec dolomie par la suite. Épaisseur de 100 m.
21	Leray, Lowville Pamelia BLACK RIVER	Dolomie Calcaire	30 m. Interlits de calcaire et dolomie avec un peu de grès
23	Deschambault TRENTON	Calcaire cristallin	3-30 m. Calcarénite presque pure, glissements intraformationnels, certains interlits minces de shale
24	Membre de St-Michel Formation de Montréal TRENTON	Calcaire	Calcaire cristallin, micritique et nodulaire. 60 m.
26	Faciès de Terrebonne Formation de Tétreauville TRENTON	Calcaire, shale	Calcaire nodulaire entouré de shale
27	Tétreauville TRENTON	Calcaire, shale	Calcaire argileux et shale. Stratigraphie régulière. Abondance d'interlits de shale et pas dolomitique. 110 m.
36	Nicolet LORRAINE	Shale, grès	Environ 600m. Shale silteux et micacé interlité de grès à grains fins, siltstone et calcaire gréseux
40	Intrusion Montérégiennes	Roche Alcaline	Intrusion de roche alcaline et Kimberlite

roches. Les figures 5.4 et 5.5 représentent respectivement la répartition du territoire pour les différentes formations géologiques avant et après leur regroupement. Le précambrien, à lui seul, représente une grande partie du territoire. Cette roche se retrouve dans la partie nord-ouest de terrain. Les autres formations se retrouvent au sud-est de la faille de Sainte-Julienne avec une orientation moyenne de 45°.

Comme mentionné précédemment, trois (3) sous-territoires ont été choisis dans le terrain principal, ayant chacun une superficie de 1 km². Le but de cette subdivision, est de permettre d'étudier la variabilité spatiale de certains paramètres à plus petite échelle. La localisation et la composition de ces sous-territoires sont présentées respectivement sur la carte des dépôts de surface présentée en annexe 1 et sur la figure 5.6. Le choix de ces trois (3) sous-territoires a été fait de façon aléatoire car lors d'études hydrogéologiques, la désignation d'un site est souvent guidée par des facteurs extérieurs tel que le besoin en eau potable ou un accident environnemental.

5.3 Utilisation de l'annuaire des puits du MEF

Cette source de données à été utilisée dans le but d'obtenir un grand nombre de valeurs bien localisées dans l'espace. La géostatistique requiert, au départ, des valeurs de paramètres localisées sur le terrain en coordonnées x et y et ce, pour chaque valeur d'un paramètre. Cette base de données est l'outil idéal car elle contient des indications sur le type de matériaux en un point précis et ce, par rapport à la profondeur. Les cartes utilisées précédemment ne permettent pas de connaître ce qui se passe en dessous du niveau du sol. L'annuaire permet d'obtenir de l'information en 3 dimensions, ce qui s'avère très utile pour la caractérisation d'un milieu hydrogéologique.

Pour obtenir une représentation plus globale du territoire étudié, certains paramètres de l'annuaire ont été mis en relation avec leur dispersion spatiale. Pour ce faire, le logiciel MacGRIDZO version 3.31 de la compagnie Rockware inc. a été utilisé. Cette application permet de construire des cartes en trois dimensions en utilisant des coordonnées x, y et z (valeurs des paramètres) et la mise en carte s'effectue à partir de fichier ASCII de trois colonnes (UTMX, UTM Y, Z).

Figure 5.4 Répartition de la roche en place par formations

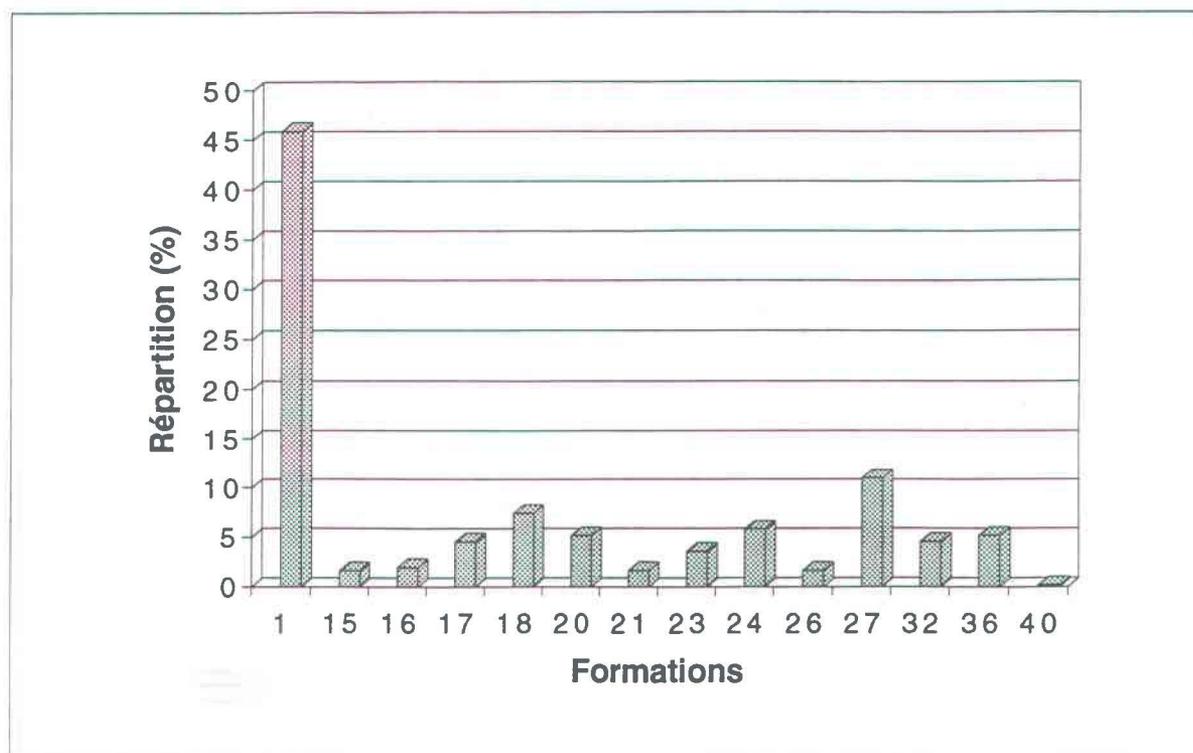


Figure 5.5 Répartition de la roche en place regroupée par classes

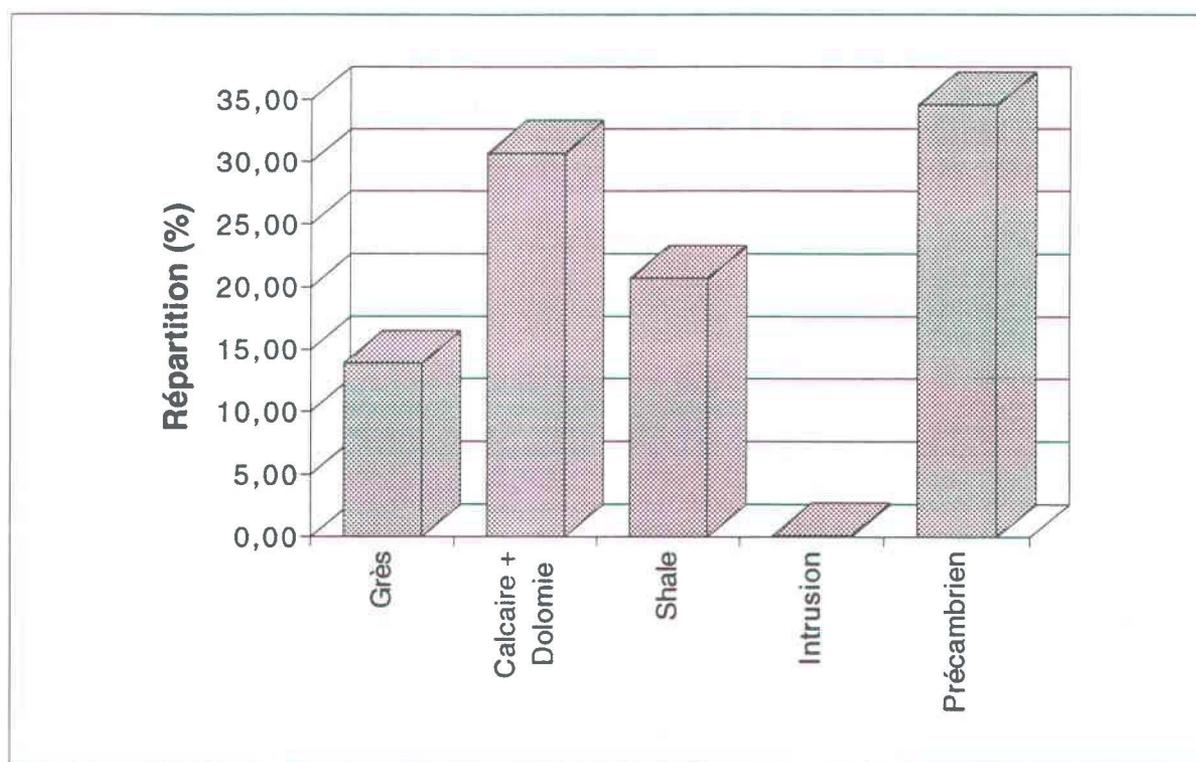
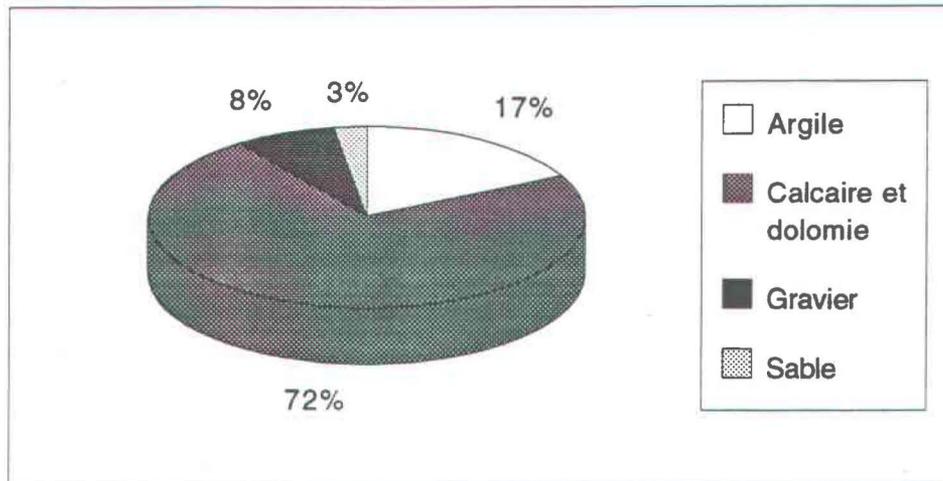
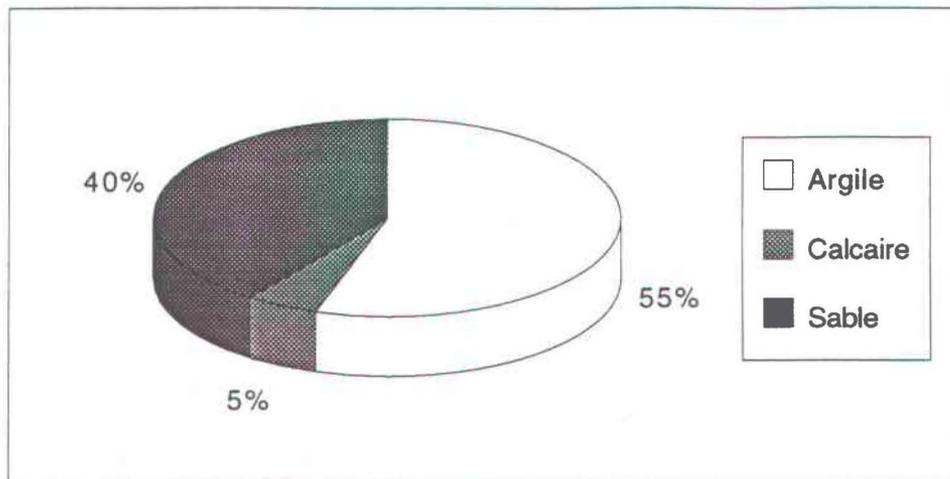
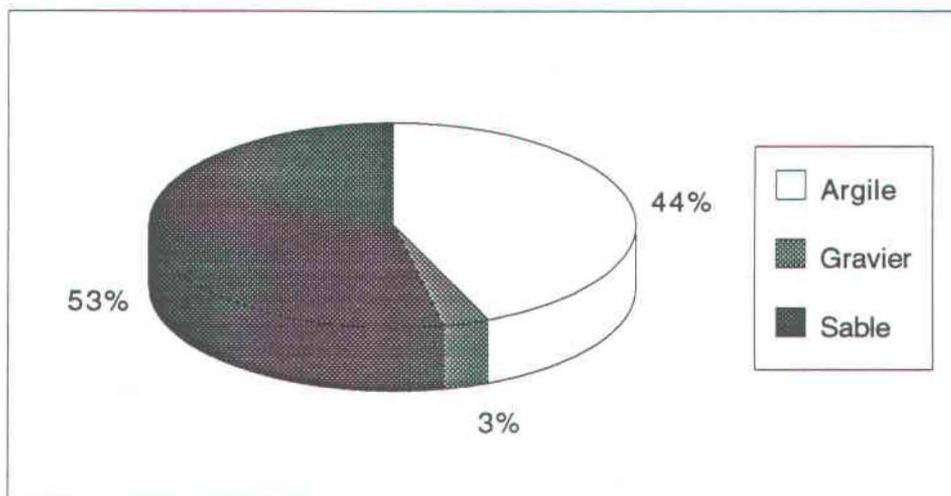


Figure 5.6 Composition des sous-territoires A, B et C

Sous-territoire A*Sous-territoire B**Sous-territoire C*

5.3.1 Représentation de la topographie, du relief de la roche en place et du mort-terrain

En se servant du logiciel mentionné ci-haut et du paramètre altitude, on obtient une représentation de la topographie du sol (figure 5.7). La figure 5.8 indique la graduation de l'altitude. On remarque que le sol est assez homogène en relief. Le terrain présente sur son ensemble une pente de direction sud-est avec une valeur moyenne d'environ 1,5%. En utilisant l'altitude et en lui soustrayant la profondeur à laquelle les dépôts meubles font place au socle rocheux, on obtient le relief du socle rocheux par rapport au niveau de la mer. La figure 5.9 illustre le relief de la roche du secteur à l'étude.

De la même manière, il est possible d'obtenir la profondeur à laquelle on retrouve le roc à partir de la surface (figure 5.10). Cette épaisseur correspond aussi à l'épaisseur de mort-terrain déposé sur les formations rocheuses. Pour ce qui est de la partie du bassin versant de la rivière L'Assomption, le relief de la roche en place présente une pente assez uniforme vers le sud-est avec un gradient très semblable à celui de la topographie du sol. L'épaisseur du mort-terrain varie faiblement en augmentant en direction sud-est. Le secteur nord-ouest du site montre le relief le plus élevé et l'épaisseur de sédiment quaternaire le plus faible, ce qui correspond à un secteur riche en affleurements.

5.3.2 Représentation des niveaux statiques et dynamiques de la nappe

L'annuaire des puits présente deux (2) mesures différentes du niveau de la nappe phréatique, soit le niveau statique et le niveau dynamique. Le niveau statique est celui qui est mesuré dans la période de temps entre la fin du forage du puits et la mise sous tension par pompage. Cette mesure est celle du puits au repos, et correspond en grande partie au niveau de la pression artésienne dans le puits (piézométrie). Cette mesure, très utile, ne donne pas une indication de la profondeur de la nappe, lorsqu'il s'agit d'une nappe captive.

La représentation des données de niveaux a été réalisée à l'aide de l'annuaire des puisatiers. Toutes les données disponibles sur ce territoire ont été mises à profit, un total de 5300 données ont été triées et les niveaux égaux à zéro ont été soustraits par manque d'information sur leur signification. Les figures ont été contruites l'aide du logiciel MacGRIDZO. Pour

Figure 5.7 Topographie du sol sur l'ensemble du territoire

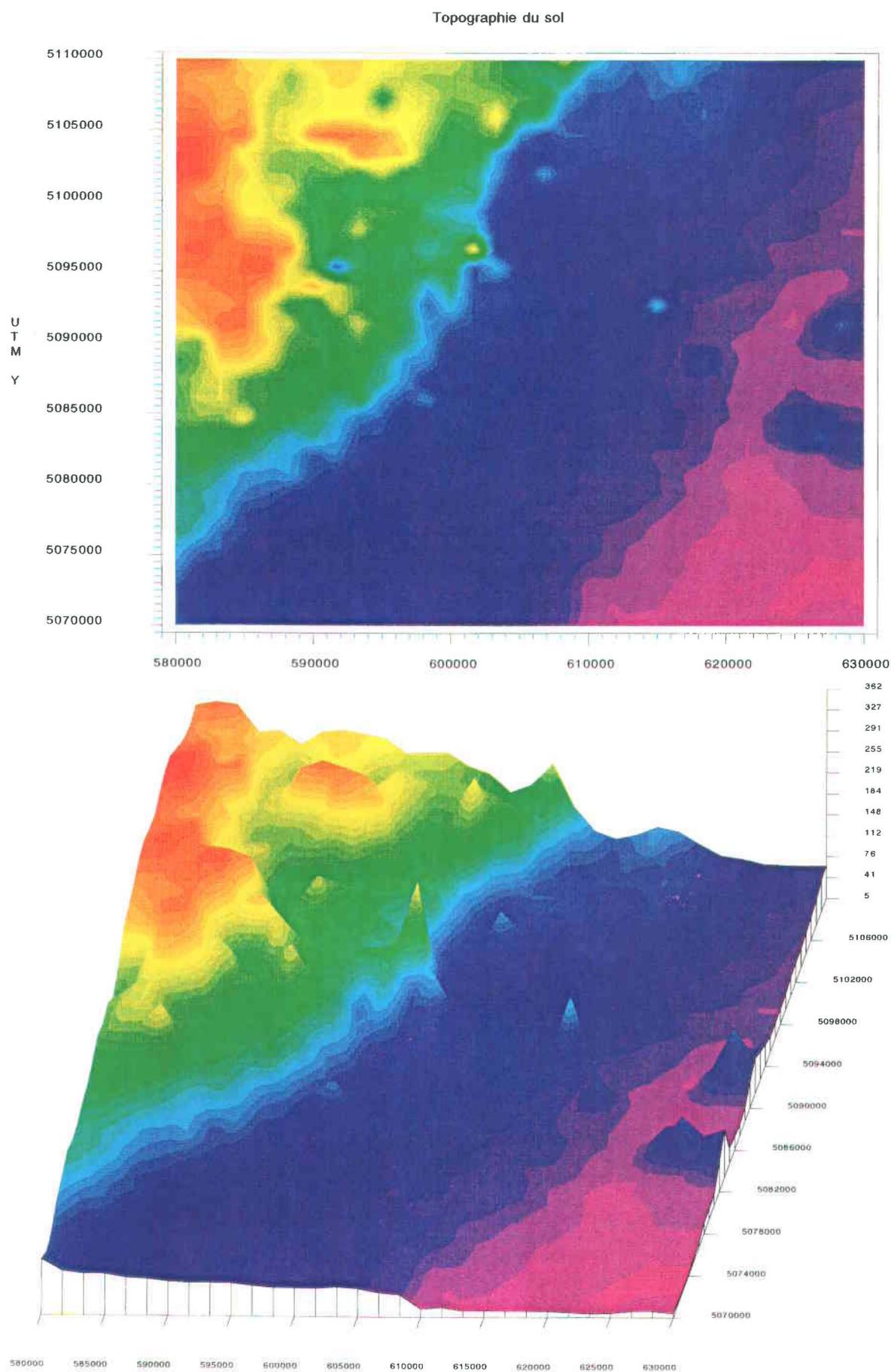


Figure 5.8 Légende des couleurs de la topographie (en mètre)

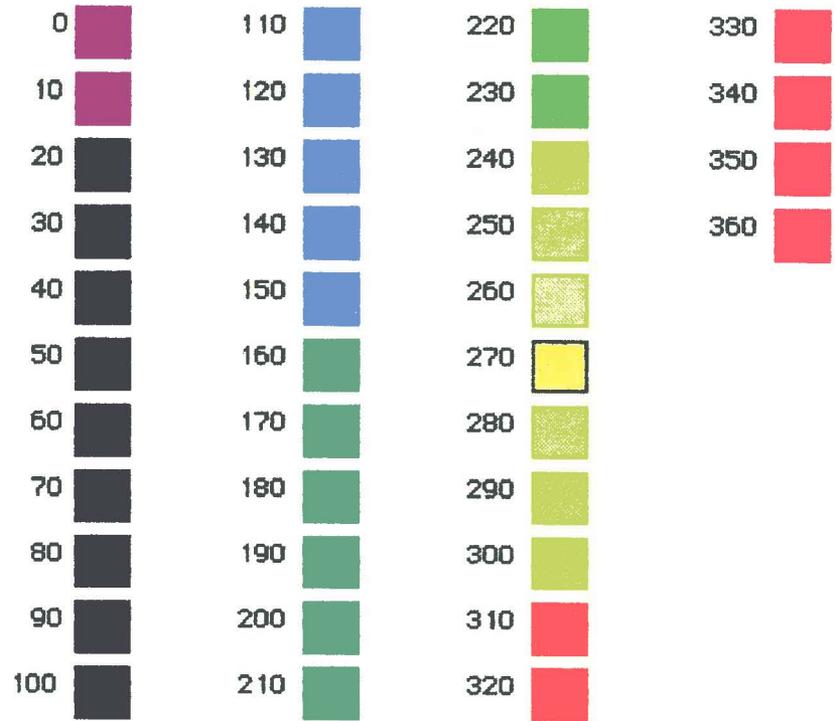
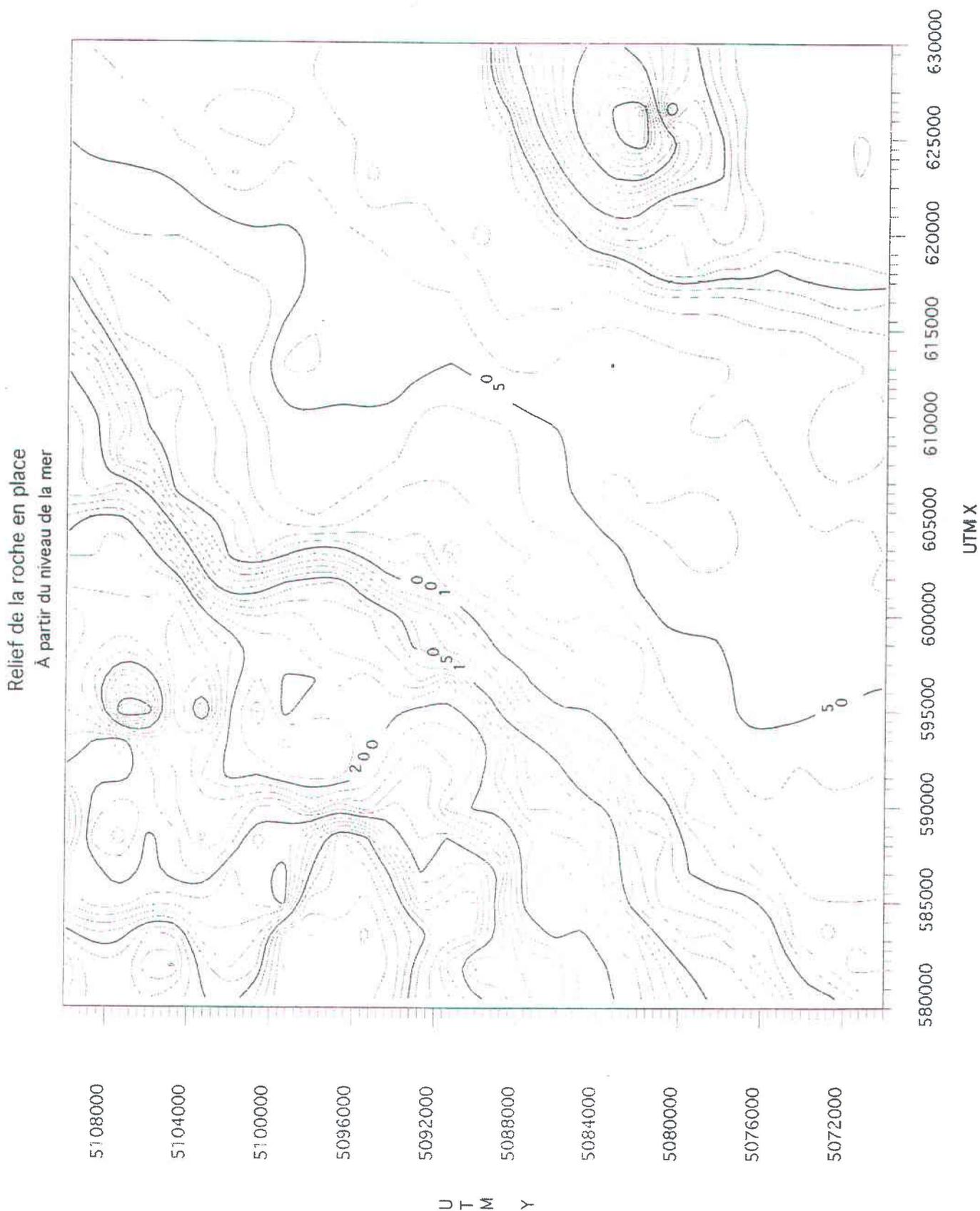


Figure 5.9 Relief de la roche en place sur le territoire



Profondeur de la roche

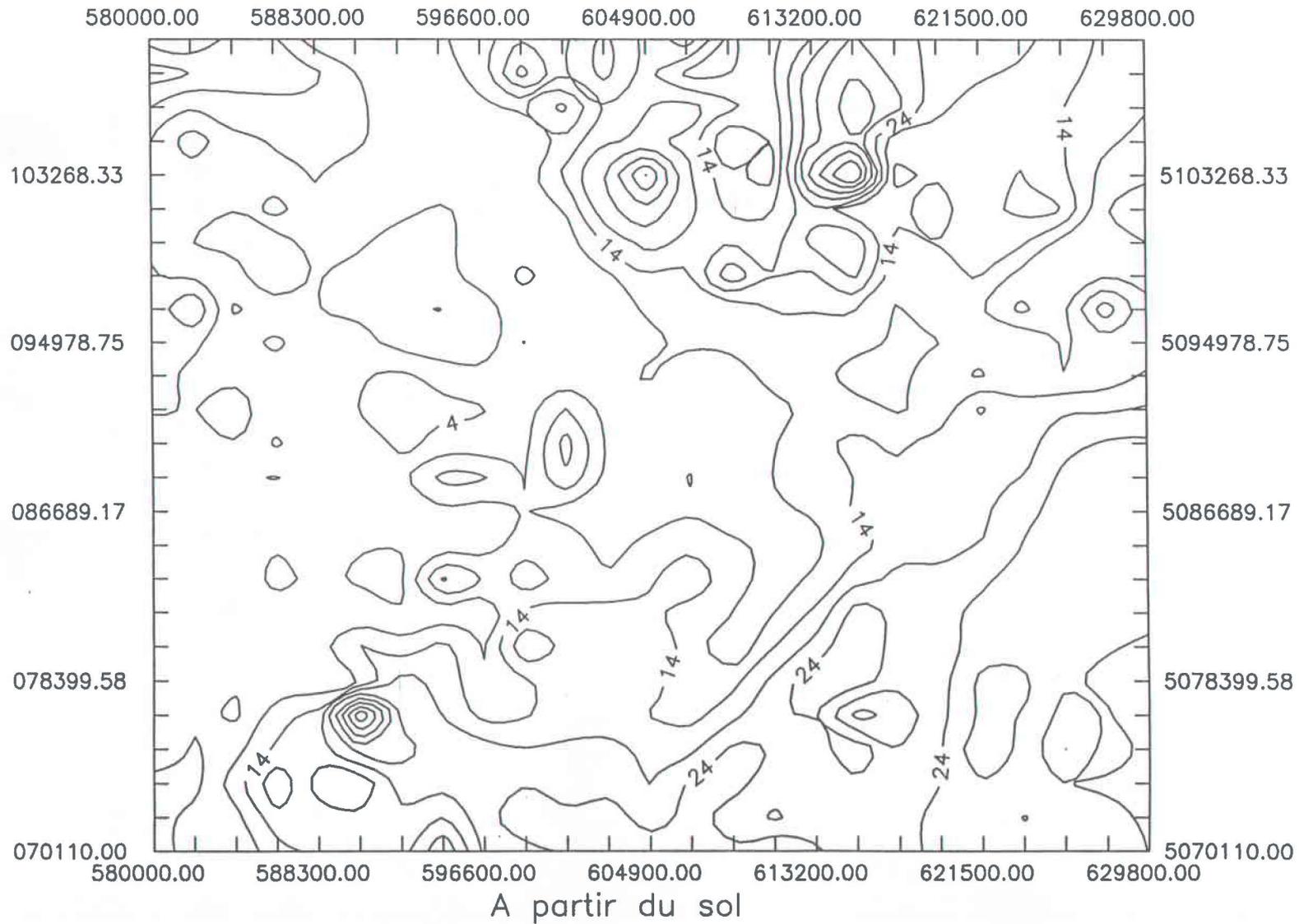


Figure 5.10 Épaisseur de mort-terrain déposé sur la roche en place

obtenir l'élévation réelle de la nappe, les niveaux statiques et dynamiques ont été soustraits de l'altitude.

La figure 5.11 illustre le niveau statique de la nappe phréatique. La pente est la même que celle de la topographie du sol, la nappe suivant globalement le relief de la surface. L'écoulement de cette nappe se fait vers le sud-est avec des gradients hydrauliques d'environ 0,003 et 0,011 respectivement pour les secteurs sud-est et nord-ouest du terrain. Étant donné qu'il n'y a pas un nombre important de valeurs anormales dans les mesures du niveau, une seule nappe semble présente. L'utilisation de la géostatistique permettra de vérifier cette hypothèse.

La mesure du niveau dynamique s'effectue lors d'un test de pompage. Cette mesure nécessite de connaître le débit de pompage pour être utile. Le niveau dynamique (figure 5.12) présente le même profil et les mêmes gradients hydrauliques que ceux du niveau statique. Cependant, le nombre de valeurs anormales augmente légèrement. Cette augmentation peut provenir d'erreurs dans le suivi du test de pompage ou bien de variations locales dans le niveau et les propriétés de la nappe.

5.4. Statistique et géostatistique

5.4.1 Statistique

5.4.1.1 Distribution de fréquences

Les paramètres statistiques utilisés sont la moyenne arithmétique, l'écart-type et le coefficient de variation. Aucun test statistique conventionnel n'a été considéré car les paramètres hydrogéologiques étudiés sont des variables régionales.

Pour permettre une plus grande représentativité et limiter le nombre de valeurs à traiter, la base de données fut triée pour en extraire un échantillonnage représentatif. La base de données initiale contenait plus de 5 300 descriptions de puits pour la région à l'étude. Un tri aléatoire a permis de réduire à moins de 1 000 le nombre des puits. Par la suite, comme la

Figure 5.11 Topographie du niveau statique de la nappe phréatique

Topographie du niveau statique de la nappe

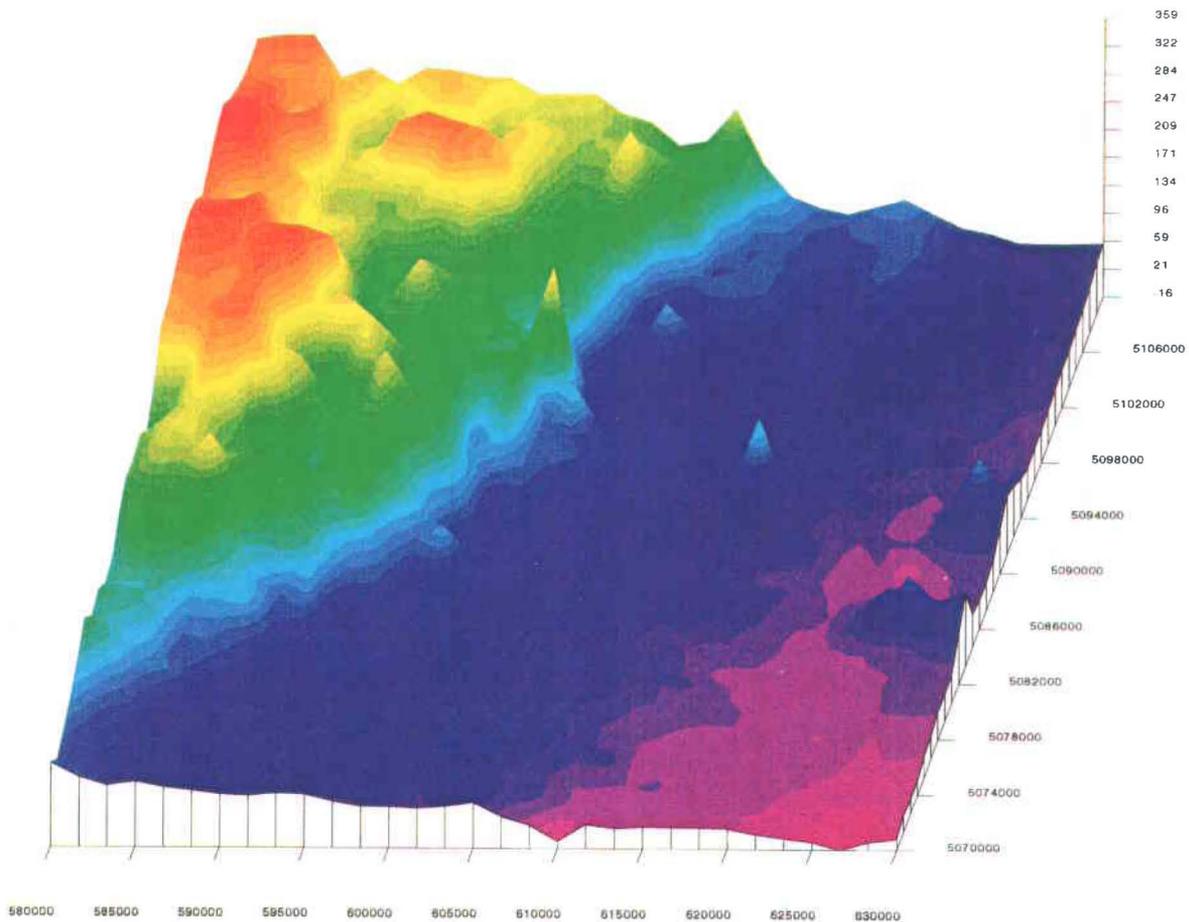
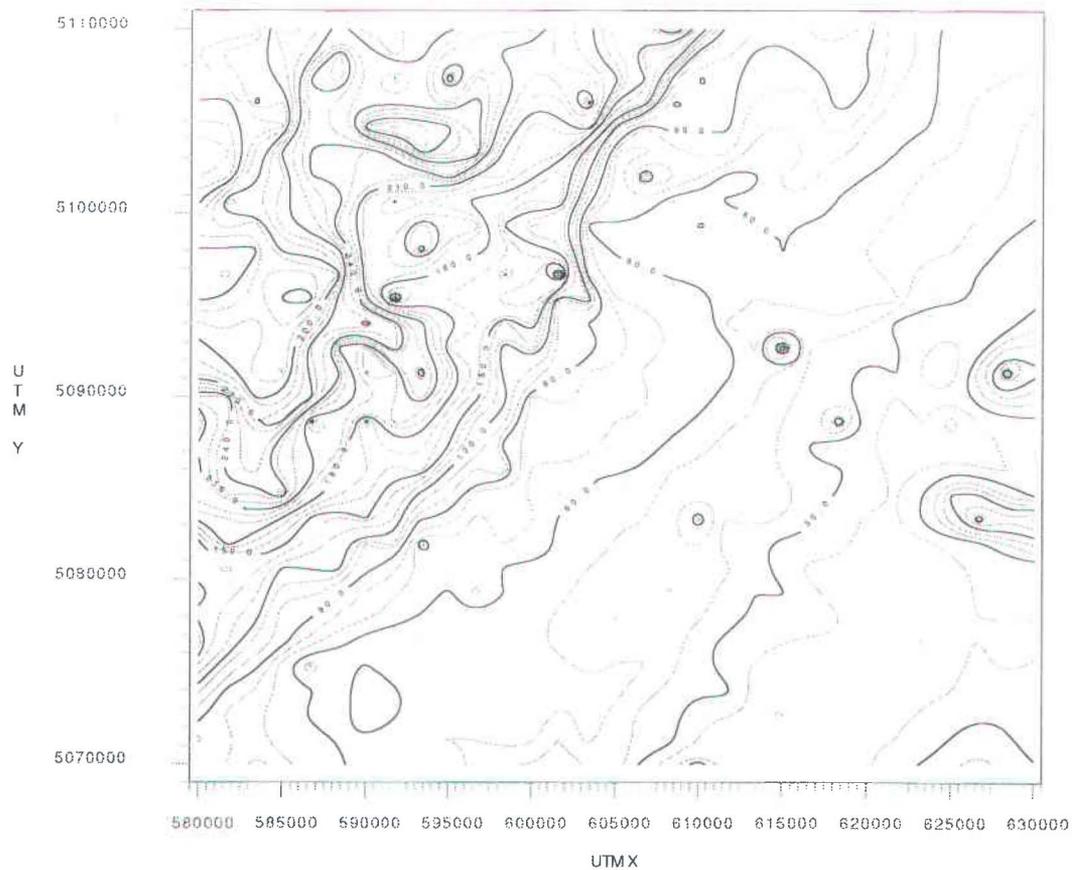
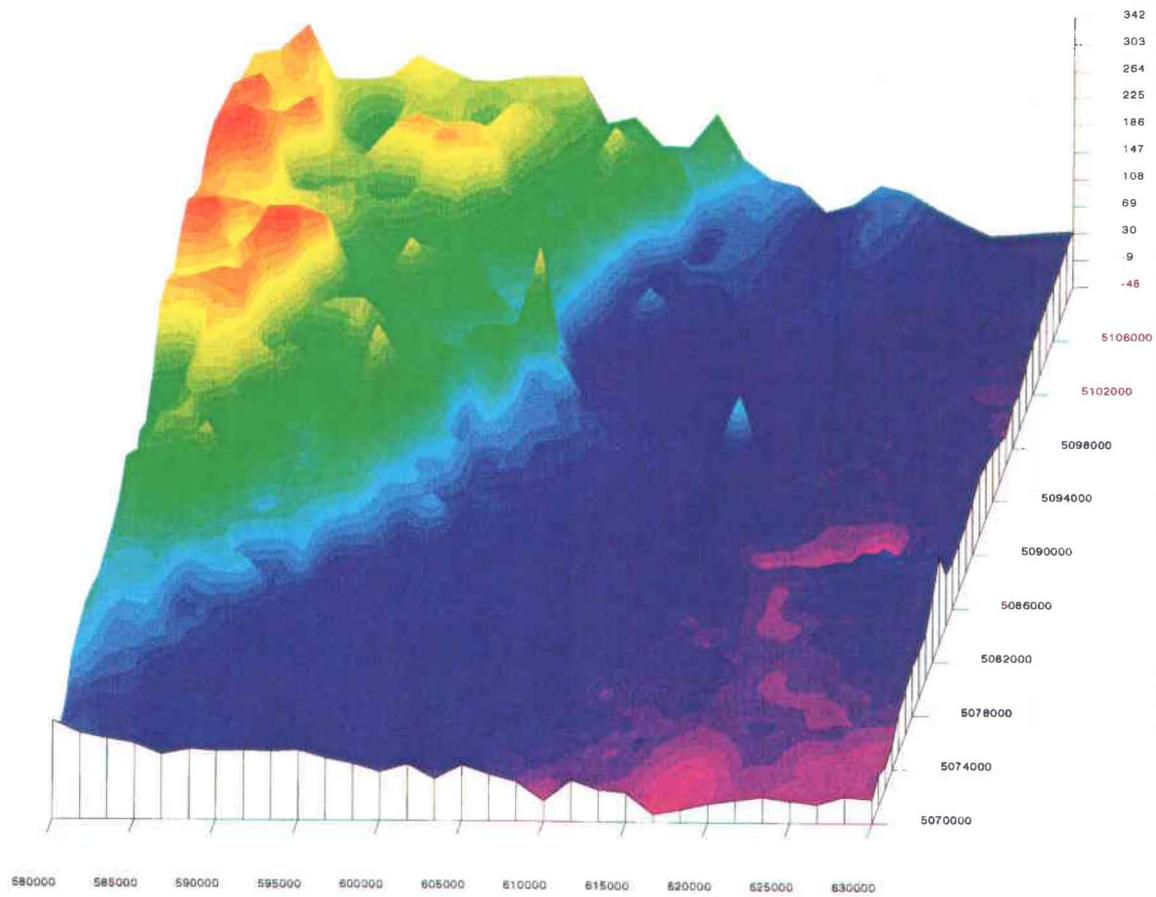
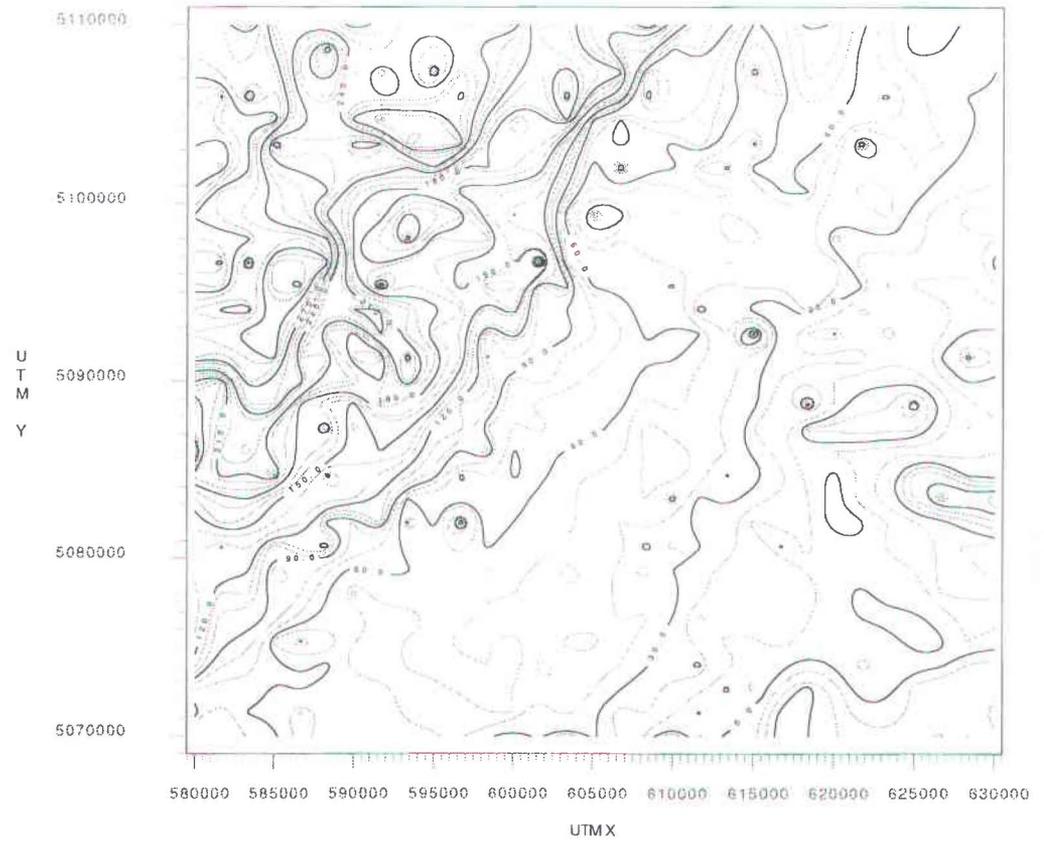


Figure 5.12 Topographie du niveau dynamique de la nappe phréatique

Topographie du niveau dynamique de la nappe



densité des données disponibles par secteur est directement dépendante de la densité de population, un complément d'information a été puisé dans la banque principale pour combler les lacunes de certains secteurs à faible densité de puits. De plus, pour permettre une meilleure validité des résultats du tri, une deuxième série de valeurs fut établie à partir d'un autre tri. Les deux séries de valeurs résultant de cet exercice sont identifiées comme étant les territoires 1 et 2.

Les données disponibles dans l'annuaire des puisatiers proviennent de puits effectués sur une période de 34 ans, soit de 1951 à 1985. La modernisation des techniques de mesure du niveau de la nappe et l'évolution des nomenclatures et classifications géologiques amènent à s'interroger sur la validité des données. Une imprécision potentielle de ces données contribuerait à introduire des valeurs problématiques dans les descriptions des puits. Pour vérifier cette hypothèse, une troisième série de données (territoire 3) a été triée en ne retenant que les valeurs des dix dernières années.

Une étude statistique des valeurs, effectuée à l'aide du logiciel SPSS version 6.1, a permis d'obtenir des informations sur la distribution des paramètres suivants: altitude du sol, niveau statique et dynamique de la nappe, porosité et conductivité hydraulique du sol à différents niveaux. Les données statistiques et les histogrammes de fréquences des différents paramètres cités ci-haut pour les territoires 1 à 3 et sous-territoires A, B et C sont présentés en annexe 2.

Pour les territoires 1, 2 et 3, les valeurs d'altitude, du niveau statique et du niveau dynamique présentent une distribution asymétrique vers la gauche. La distribution de fréquence de la porosité et de la conductivité hydraulique sont plus difficiles à interpréter car les valeurs de départ étaient déjà divisées en classes. Par exemple, la même valeur de conductivité est attribuée à toutes les unités composées de sable. Les valeurs moyennes de la porosité et de la conductivité hydraulique ont été attribuées en fonction des données disponibles et sont basées sur une compilation effectuée par Gélinas (1992). Les tableaux 5.5 et 5.6 présentent respectivement les valeurs de conductivité hydraulique et de porosité.

Tableau 5.5 Conductivités hydrauliques des différents types de sols et roches

Conductivité hydraulique	
Matériel	Valeur moyenne (cm/s)
Argile	10-9
Silt	10-6
Sable	10-3
Gravier	10-1
Till	10-8
Grès	10-7
Calcaire-Dolomie	10-6
Shale	10-10
Intrusif	10-6

Tiré de: Gélinas, 1992.

Tableau 5.6 Porosités de différents types de sols et roches

Porosité		
Matériel	Intervalle (%)	Valeur moyenne (%)
Argile	40-70	37
Silt	35-50	40
Sable	15-48	35
Gravier	25-40	30
Till		20
Grès	0-40	10
Calcaire-Dolomie	0-20	7
Shale	0-10	5
Intrusif	0-2	1

Tiré de: Gélinas, 1992.

Pour les sous-territoires A, B et C, la distribution des niveaux statique et dynamique indique une asymétrie des valeurs vers la droite. Les histogrammes de fréquences des conductivités hydrauliques et des porosités indiquent des distributions peu significatives car plusieurs classes sont absentes. Ces absences s'expliquent par le fait que dans la nature, les changements de formation géologique se présentent très souvent sans transition. Par exemple, vue de la surface, une unité de sable ayant un pendage de 25° peut faire place en concordance à une argile avec la même attitude de déposition. Lors d'une campagne de levées sur ce terrain, des mesures de la conductivité hydraulique en surface pourraient donner des valeurs moyennes de 1×10^{-3} cm/s dans les sables et lors du passage dans l'unité d'argile,

les valeurs changeraient brusquement à des moyennes de 1×10^{-9} cm/s. Les classes de valeurs comprises entre ces deux séries de conductivité seraient inexistantes.

5.4.1.2 Coefficient de variation

Afin de caractériser la variabilité des paramètres sur le site à l'étude, le calcul des coefficients de variabilité a été effectué selon la formule suivante:

$$CV(\%) = 100 \frac{S}{M} \quad (5)$$

où S est l'écart-type et M la moyenne arithmétique

Le tableau 5.7 présente les moyennes, les écarts-types et les coefficients de variation des différents paramètres étudiés. Sur la figure 5.13, on remarque que pour les territoires 1, 2 et 3, les CV de tous les paramètres sont assez élevés. L'altitude, le niveau statique et le niveau dynamique de la nappe présentent des CV de l'ordre de 70 à 85%. Cette observation s'explique par une grande variation du relief dans la région des Laurentides. Par contre, le log de la conductivité hydraulique varie plus faiblement que la porosité. Des valeurs non logarithmique de conductivité auraient des CV bien supérieurs à 100%. La porosité des échantillons de la couche de surface du sol semble varier moins que les couches à 20 m de profondeur.

Pour les sous-territoires A et B, les variations de l'altitude et du niveau dynamique sont assez faibles contrairement au sous-territoire C, lequel est plus hétérogène. La porosité du sous-territoire A varie d'une façon très importante. Cette variation s'explique par le fait que le terrain est surtout composé d'affleurements avec de l'argile dans les dépressions. La porosité varie très rapidement sur une courte distance.

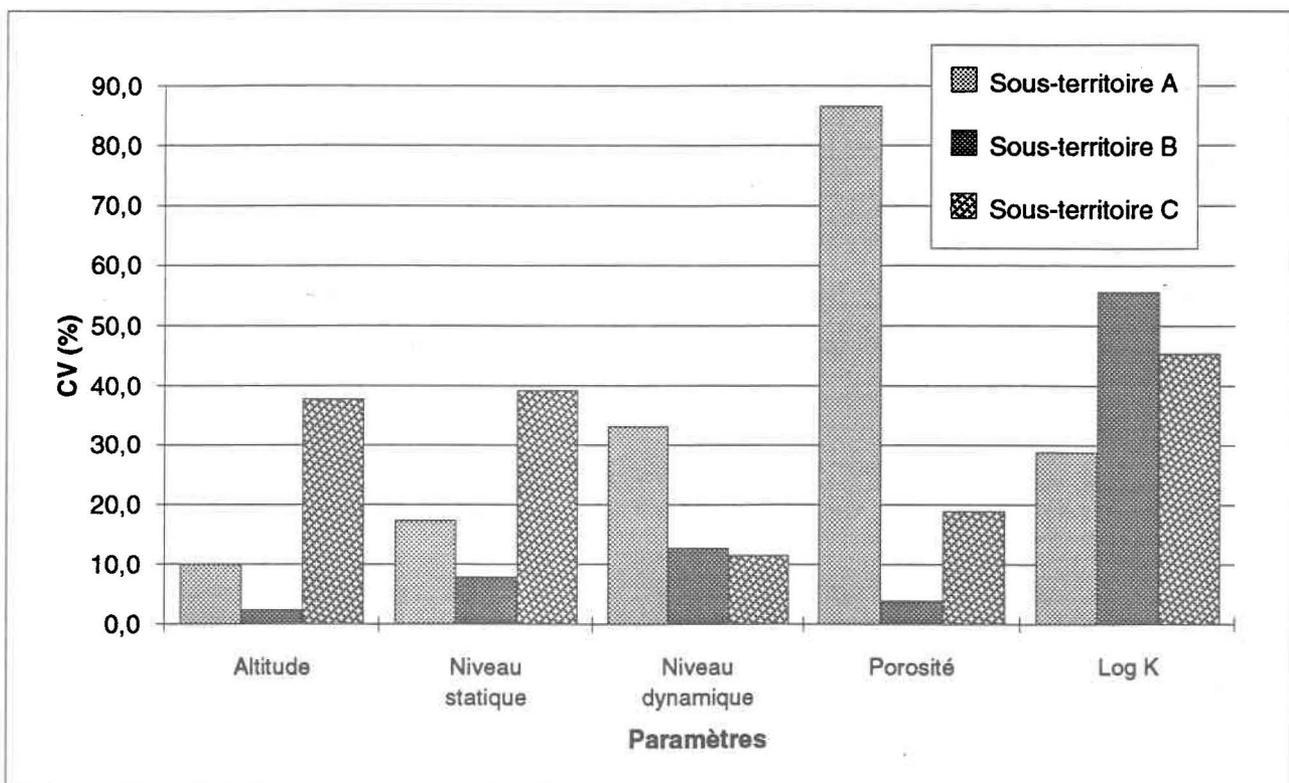
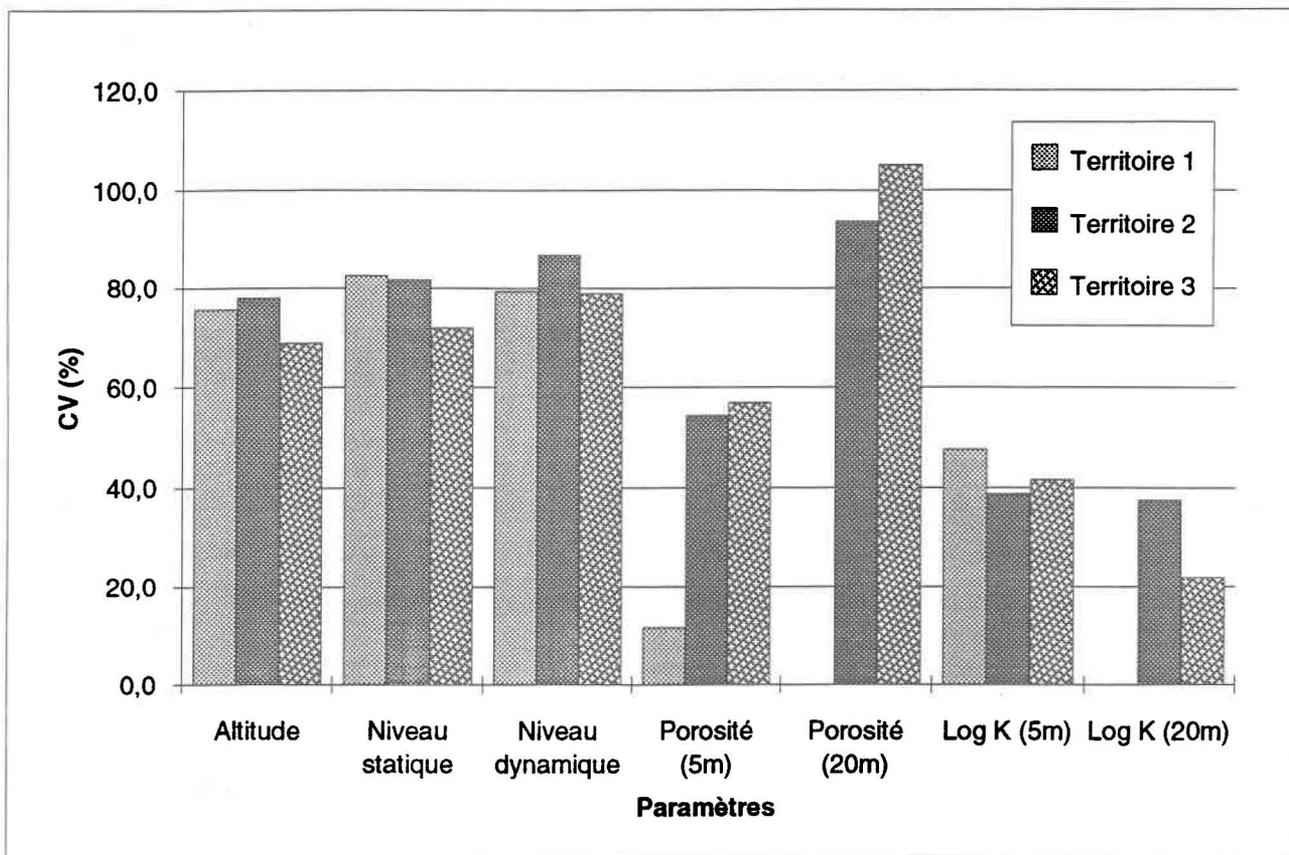
5.4.2 Géostatistique

L'étude géostatistique des nombreuses données extraites de l'annuaire des puits a été faite en se servant des semivariogrammes comme indiqué à la section Outils et méthodes. Le logiciel Variowin 2.1 a servi pour le calcul et le traçage des semivariogrammes.

Tableau 5.7 Moyennes, écart-types et coefficients de variation des paramètres étudiés

	Paramètres	Moyenne	Écart-type	CV (%)
Territoire 1	Altitude	102,2	77,4	75,8
	Niveau statique	89,9	74,3	82,7
	Niveau dynamique	97,2	77,3	79,5
	Porosité	51,2	6,0	11,7
	Log-conductivité hydraulique	5,6	2,7	47,7
Territoire 2	Altitude	110,7	86,4	78,1
	Niveau statique	105,7	86,5	81,9
	Niveau dynamique	98,2	85,3	86,9
	Porosité (5 m)	27,6	15,0	54,5
	Porosité (20 m)	17,3	16,2	93,7
	Log-conductivité hydraulique (5 m)	6,7	2,6	38,9
	Log-conductivité hydraulique (20 m)	6,5	2,4	37,7
Territoire 3	Altitude	127,5	88,1	69,1
	Niveau statique	122,5	88,3	72,1
	Niveau dynamique	109,8	86,8	79,0
	Porosité (5 m)	26,5	15,1	57,1
	Porosité (20 m)	15,7	16,6	105,4
	Log-conductivité hydraulique (5 m)	6,3	2,6	41,7
	Log-conductivité hydraulique (20 m)	7,2	1,6	22,0
Sous-territoire A	Altitude	103,5	10,4	10,1
	Niveau statique	95,7	16,7	17,4
	Niveau dynamique	74,3	24,7	33,2
	Porosité	14,7	12,7	86,7
	Log-conductivité hydraulique	6,8	2,0	28,8
Sous-territoire B	Altitude	61,9	1,5	2,5
	Niveau statique	51,8	4,1	8,0
	Niveau dynamique	46,4	6,0	12,8
	Porosité	35,7	1,4	4,0
	Log-conductivité hydraulique	5,6	3,1	55,8
Sous-territoire C	Altitude	67,9	25,7	37,9
	Niveau statique	62,6	24,6	39,3
	Niveau dynamique	51,2	6,0	11,7
	Porosité	34,7	6,6	19,0
	Log-conductivité hydraulique	6,5	3,0	45,5

Figure 5.13 Sommaire des coefficients de variabilité



Cette application écrite par M. Yvan Panatier de l'Institut de Minéralogie de l'Université de Lausanne, Suisse, permet de traiter des séries de données spatiales et d'en calculer les différents types de variogrammes et de variogrammes croisés. En se servant de cet outil, la corrélation dans l'espace des paramètres vus précédemment a pu être étudiée. Les figures 5.14 et 5.15 illustrent la dispersion sur le terrain des sites d'échantillonnages analysés. Les territoires 1, 2 et 3 présentent une dispersion assez homogène malgré une plus forte concentration dans les zones à population plus dense.

Les sous-territoires comportent quelques secteurs où la densité d'information est plus faible, ce qui cause une certaine hétérogénéité de la répartition. Ce manque d'homogénéité de la répartition correspond bien à la réalité du manque d'information locale que l'on rencontre lors de la caractérisation d'une région. L'abscisse des semivariogrammes correspond à la distance entre deux (2) points et l'ordonnée indique le nombre de paires (γ) qui correspondent à cette distance.

5.4.2.1 Territoires 1, 2 et 3

Altitude

L'altitude a été choisie comme paramètre car elle est connue comme étant une variable régionalisée continue et très facilement corrélée à différentes échelles. De plus, comme la précision des mesures de l'altitude et sa variation dans l'espace sont connues, les semivariogrammes de l'altitude sont très utiles pour vérifier la démarche suivie. La figure 5.16 illustre les semivariogrammes de l'altitude pour les territoires 1, 2 et 3. La corrélation est très bonne pour ce paramètre sur toute la grandeur du terrain. Un faible effet de pépité indique bien la précision des valeurs et le faible taux de données problématiques dans les séries.

Niveau statique

Les semivariogrammes du niveau statique de la nappe (figure 5.17) présentent sensiblement le même aspect que ceux de l'altitude. L'expérience a depuis longtemps montré qu'à l'échelle régionale, le niveau de l'eau souterraine d'une nappe libre tend généralement à suivre la topographie du sol. La quasi absence de valeurs anormales démontre la qualité des mesures du niveau statique effectuées par les puisatiers. Une diminution de la corrélation est observable entre les distances 14 et 23 km.

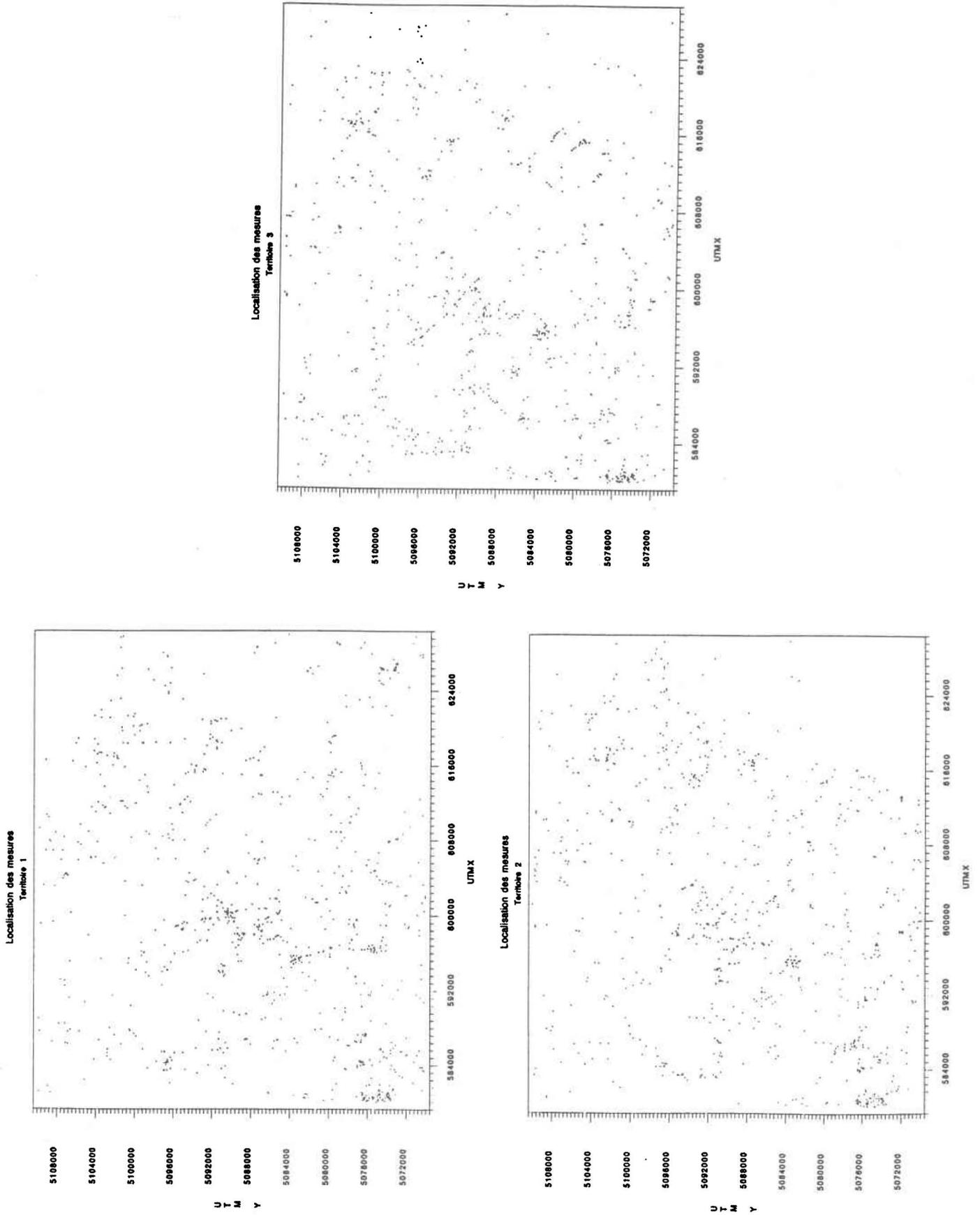


Figure 5.15 Répartition des forages sur les sous-territoires A, B et C

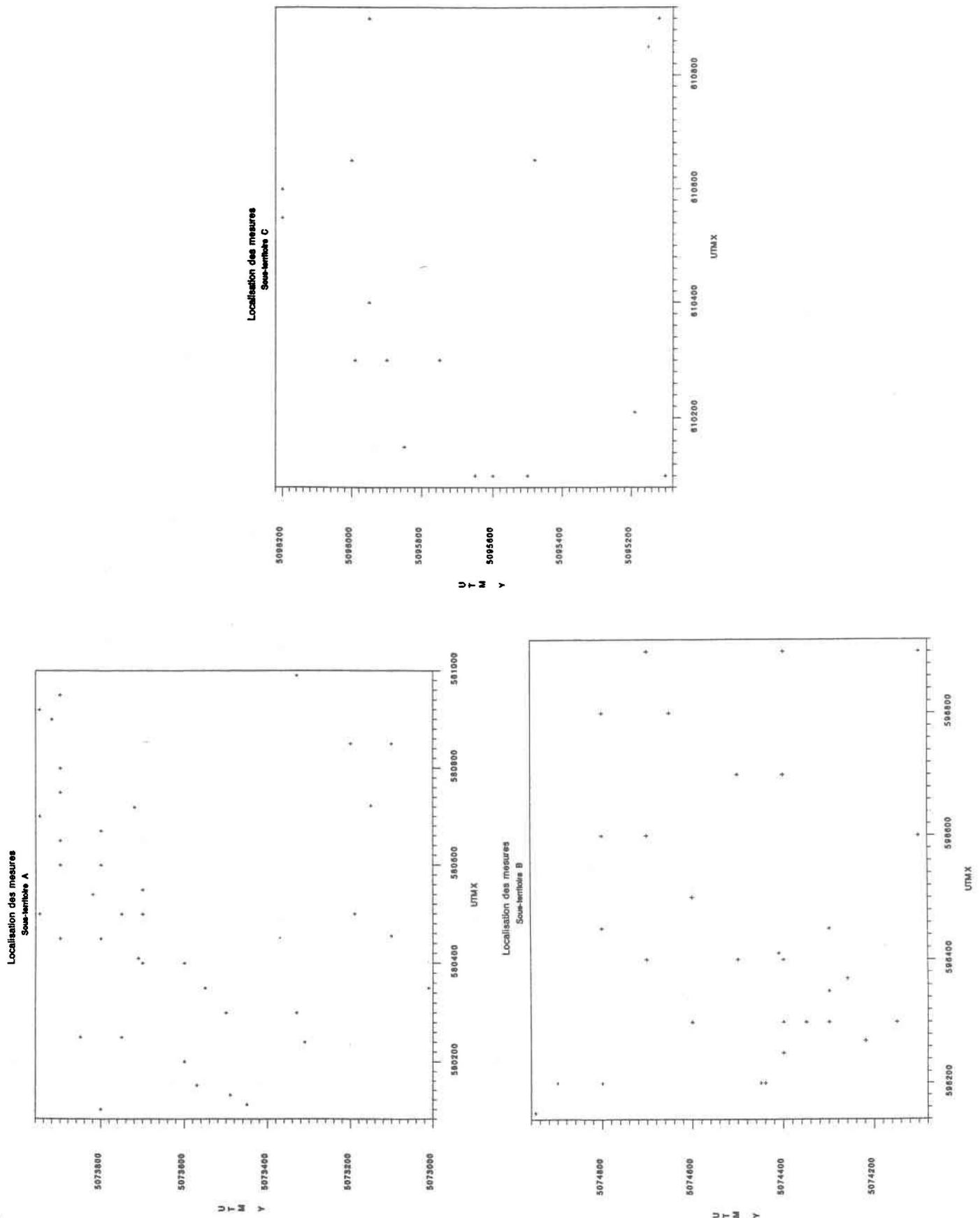


Figure 5.16 Semivariogrammes de l'altitude des territoires 1, 2 et 3

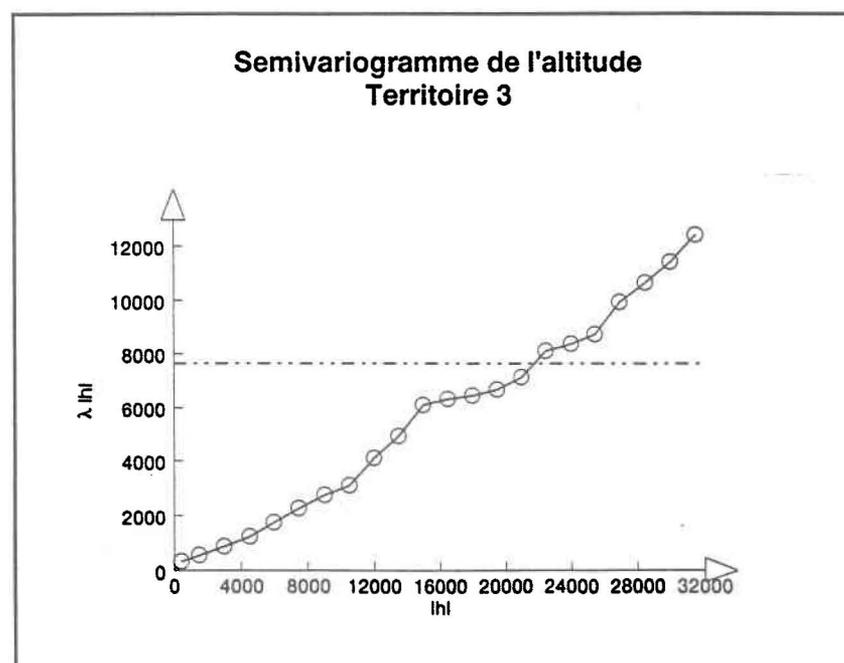
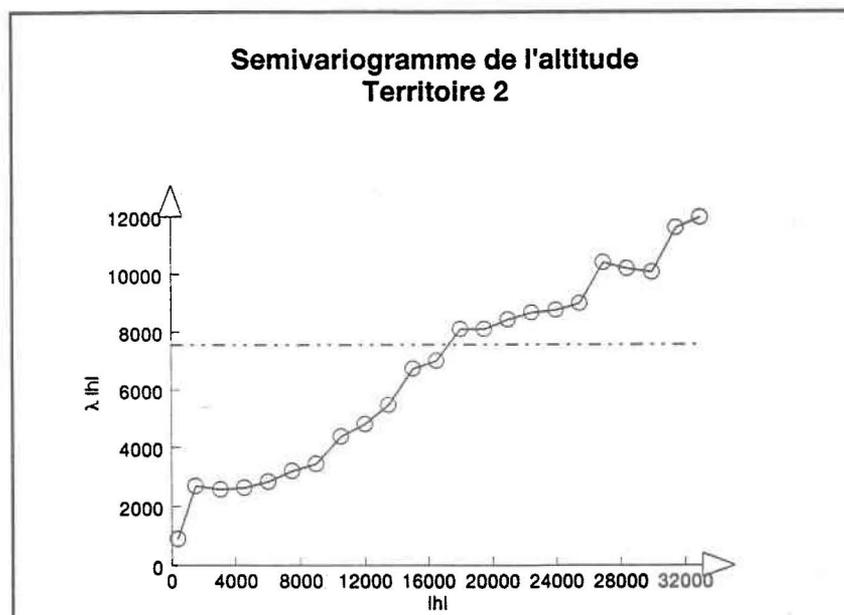
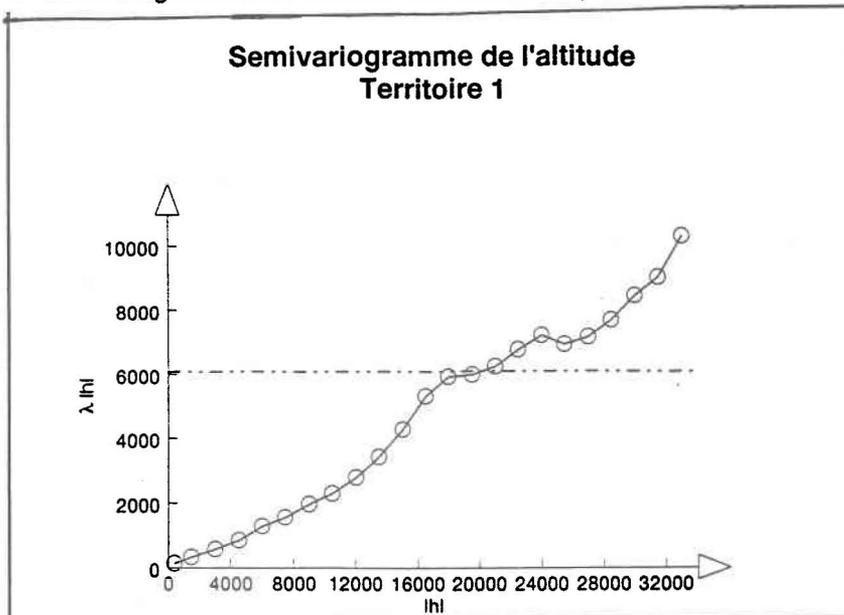
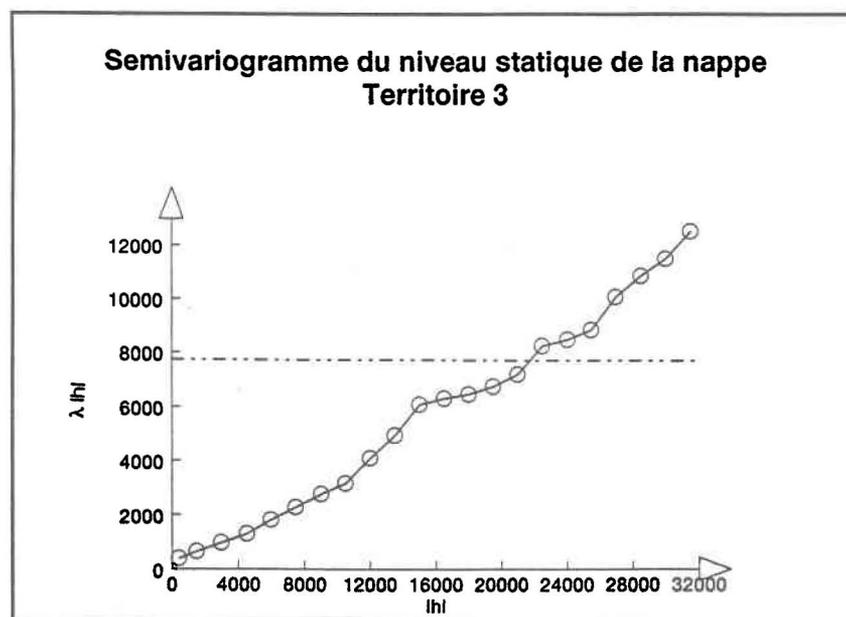
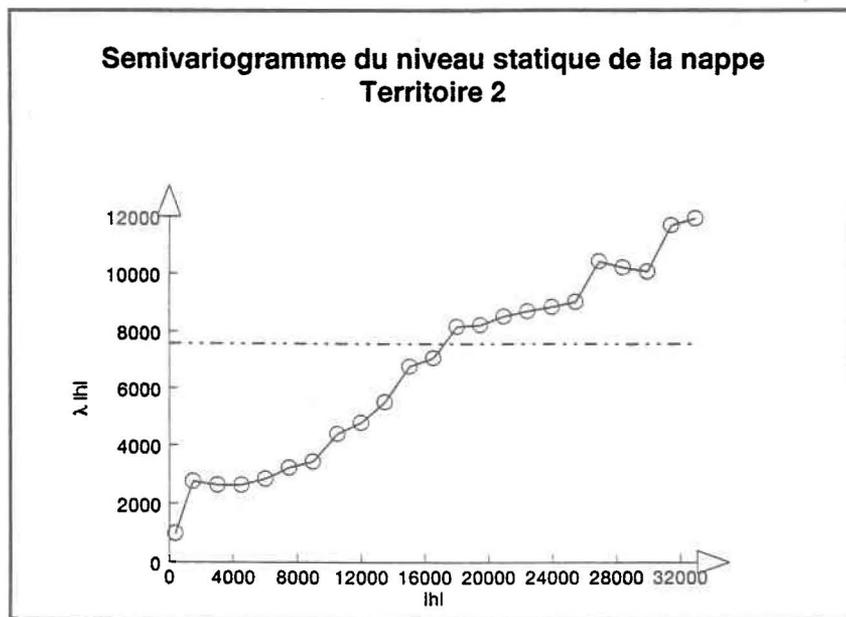
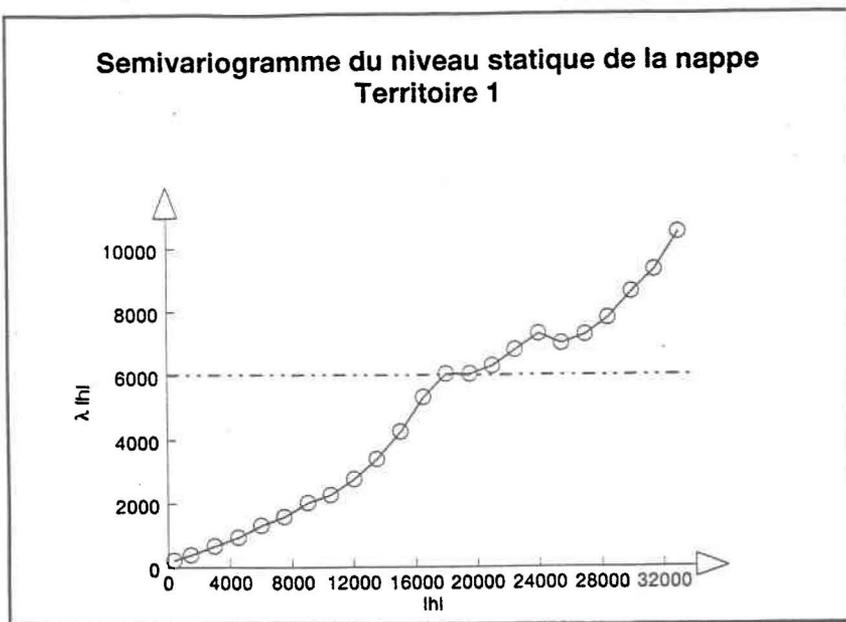


Figure 5.17 Semivariogrammes du niveau statique de la nappe phréatique des territoires 1, 2 et 3



Ce changement pourrait correspondre à la variation de pente de la topographie qui est observée vers la moitié centrale du terrain (figure 5.7). La topographie des niveaux statique et dynamique est présentée en annexe 3.

Niveau dynamique

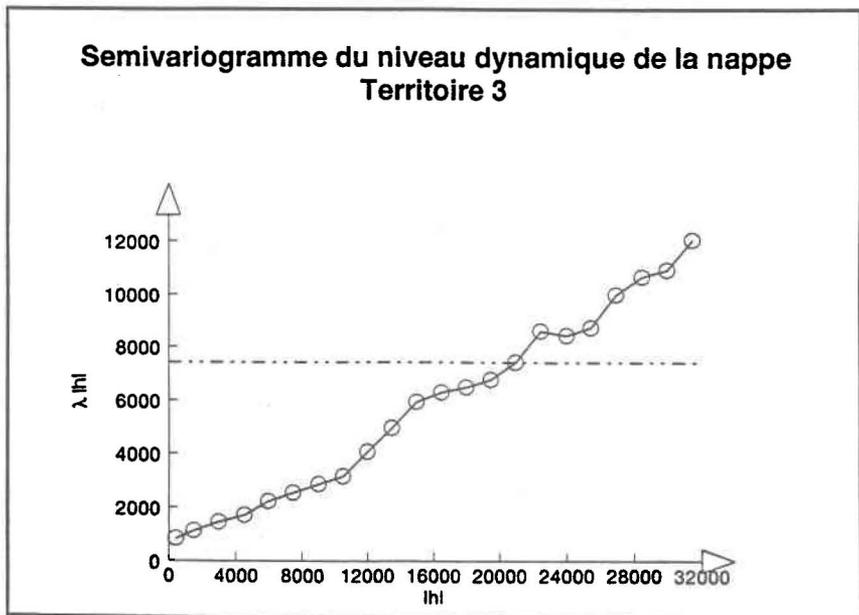
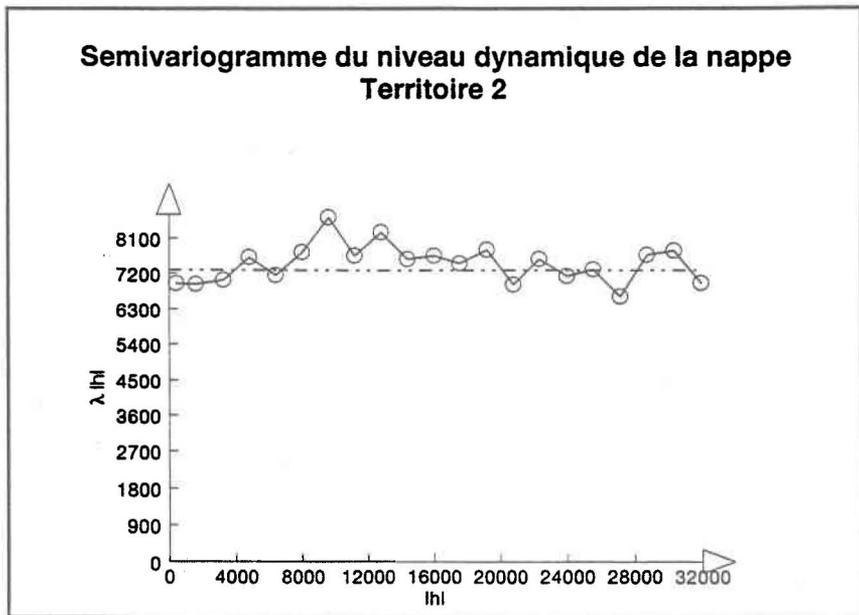
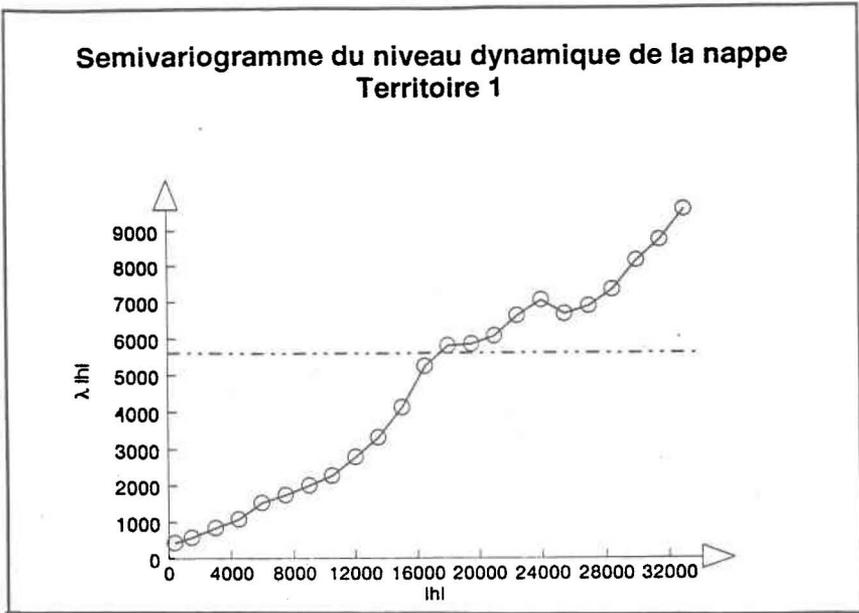
L'aspect général des semivariogrammes du niveau dynamique de la nappe est très semblable à celui du niveau statique. L'échelle de corrélation spatiale de ce paramètre est du même ordre que la superficie du terrain. Le nombre de mesures effectuées sur le territoire semble donc suffisant pour obtenir une bonne idée de la corrélation de ce paramètre. Une légère augmentation des données anormales est observée sur la figure 5.18. Cette augmentation pourrait signifier une justesse moins grande dans l'évaluation des niveaux dynamiques par les puisatiers ou des méthodes de mesure trop différentes.

Le semivariogramme obtenu pour le territoire 2 provient du traitement des données de la profondeur de la nappe seulement, la composante altitude n'y étant pas incluse. Cet exercice avait pour but de vérifier l'effet sur le semivariogramme, d'une série de données sans corrélation spatiale. On observe sur ce graphique, une ligne horizontale en dent de scie et un effet de pépité égal à la variance calculée du paramètre (ligne pointillée) qui indique que la variable est aléatoire.

Les courbes de corrélation sur les semivariogrammes du territoire 3, que ce soit celles des niveaux statique ou dynamique, sont plus constantes que celles des autres territoires. Étant donné que le relief est le même pour tous les territoires, cette constance pourrait bien provenir du fait que les données du troisième territoire ont été prises durant les dix (10) dernières années et que les méthodes et les techniques de mesures se sont sensiblement modifiées dans le temps.

Porosité

La porosité étudiée sur le territoire 1 est celle calculée en surface. Comme expliqué précédemment, les valeurs de porosité sont obtenues en se basant sur les caractéristiques des sols et des roches. Les données corrélées ici sont celles basées sur les caractérisations des sols établies par les puisatiers lors du forage des puits.



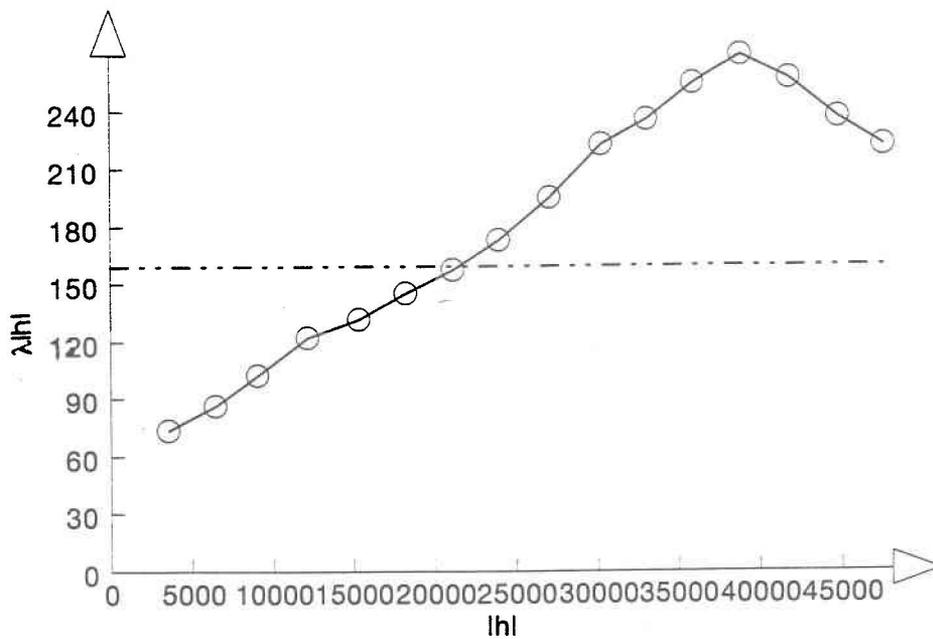
L'effet de pépité de cette simulation est plus important que celui vu précédemment lors de l'étude de l'altitude et des niveaux statique et dynamique. L'augmentation des valeurs anormales pour ce paramètre peut s'expliquer de deux façons. Premièrement, il se peut que les descriptions et les caractéristiques données au sol varient selon différents contracteurs. Un puisatier qui caractérise un sable comme un silt ou un silt argileux comme une argile, peut contribuer à introduire des valeurs problématiques faussant la corrélation du paramètre dans l'espace. Ou bien, des variations de porosité à une échelle de corrélation plus petite que l'échelle de l'échantillonnage pourraient produire cet effet de pépité. Malgré cette influence de données possiblement justes, une assez bonne corrélation existe pour la porosité à petite échelle. Pour une dispersion des mesures telle qu'illustrée précédemment à la figure 5.14, une échelle de corrélation de 40 m est observable sur le semivariogramme de la figure 5.19. Cette distance de corrélation correspond à la distance maximale entre les deux (2) points les plus distants sur le terrain à l'étude, ce qui indique une bonne corrélation de la porosité en surface pour toute la superficie du territoire 1.

Les données du deuxième tri aléatoire (territoire 2) ont été divisées en deux niveaux. Premièrement, la porosité a été évaluée à une profondeur de 5 m (figure 5.20). À cette profondeur, une légère corrélation existe entre les valeurs de porosité; à une profondeur de 20 m, la corrélation qui existe entre les données est plus importante.

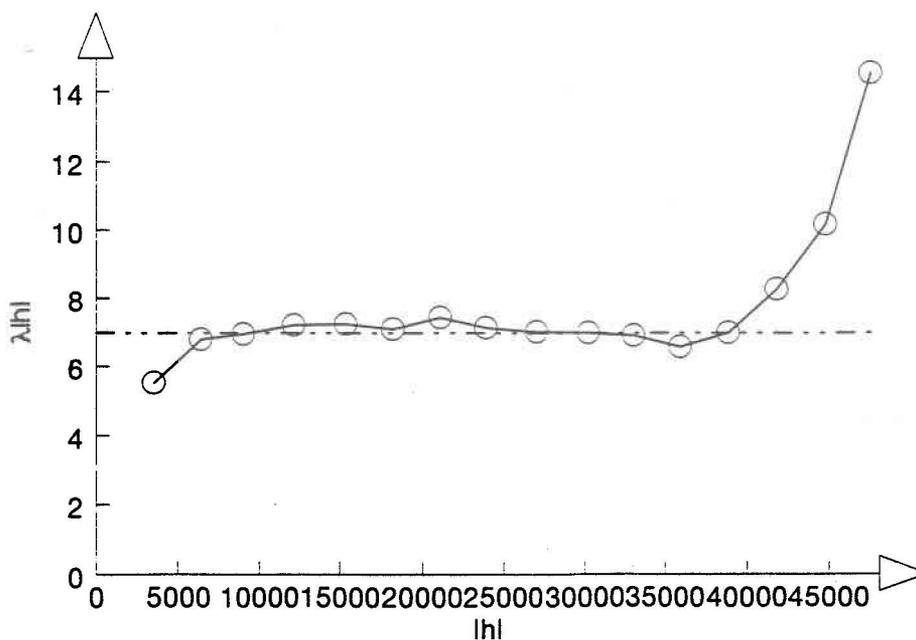
Une échelle de corrélation de l'ordre d'environ 14 km semble plus marquée, bien que la corrélation soit observable sur tout le territoire. Le fait que dans cette région, les couches superficielles du sol sont souvent plus hétérogènes que celles déposées en profondeur par des processus géologiques différents, explique en partie l'augmentation de corrélation avec la profondeur.

La figure 5.21 illustre les semivariogrammes de la porosité sur le territoire 3. À une profondeur de 5 m, une certaine corrélation indique une échelle de l'ordre de 14 km. Avec la profondeur, la corrélation est plus significative et constante sur tout le territoire. Une meilleure qualité des données de base et une homogénéité plus grande peuvent expliquer cette augmentation significative de la corrélation. De plus, à 20 m, la pépité du semivariogramme diminue beaucoup par rapport à celui de la surface. Une baisse du nombre de données parasites dans la série aurait comme effet d'augmenter le coefficient de corrélation de ce paramètre.

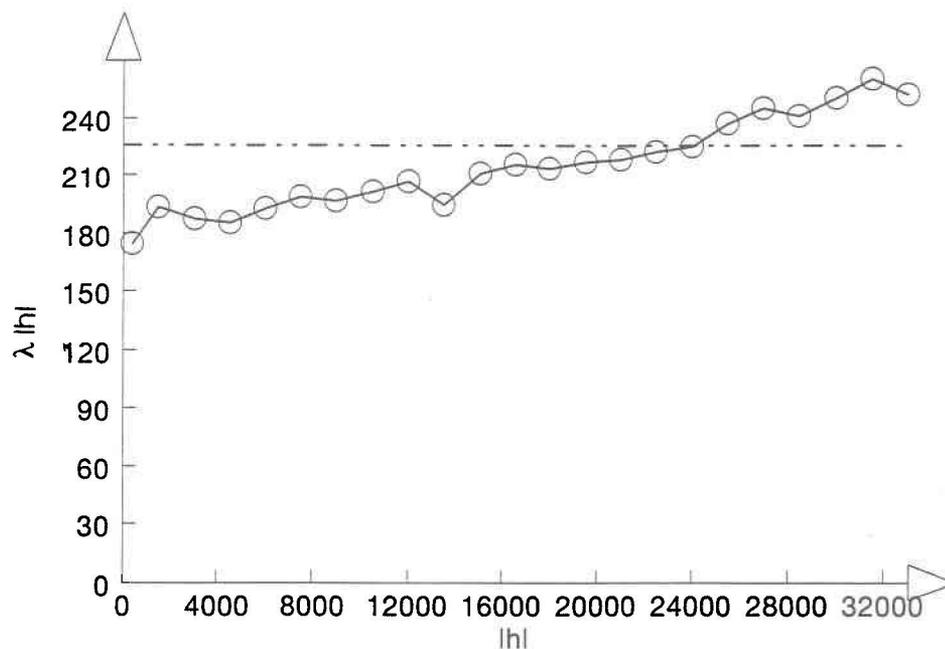
Semivariogramme de la porosité Territoire 1



Semivariogramme du log de la conductivité hydraulique Territoire 1



Semivariogramme de la porosité Territoire 2 (5 mètres de profondeurs)



Semivariogramme de la porosité Territoire 2 (20 mètres de profondeur)

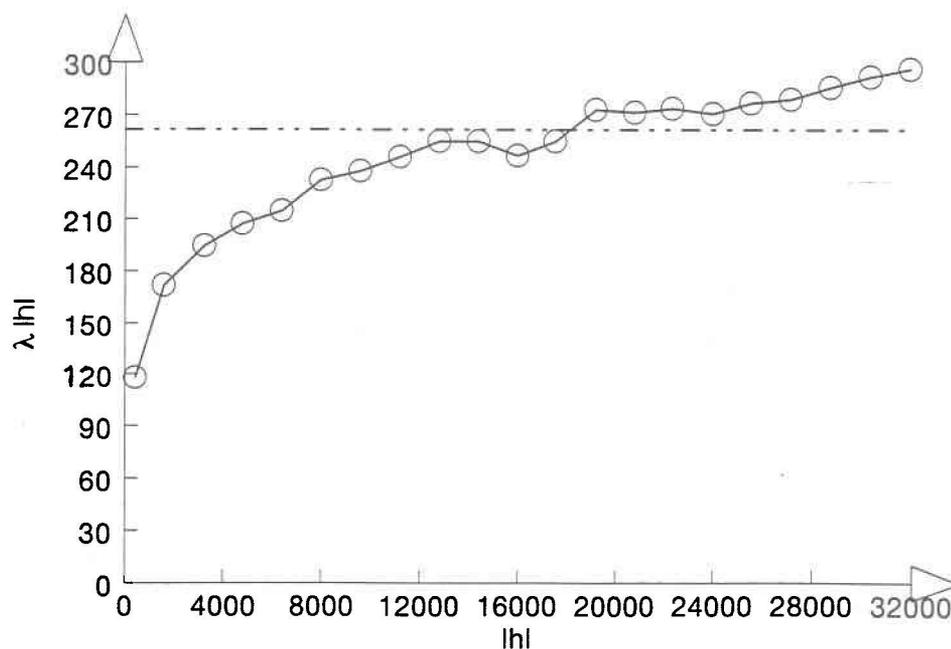
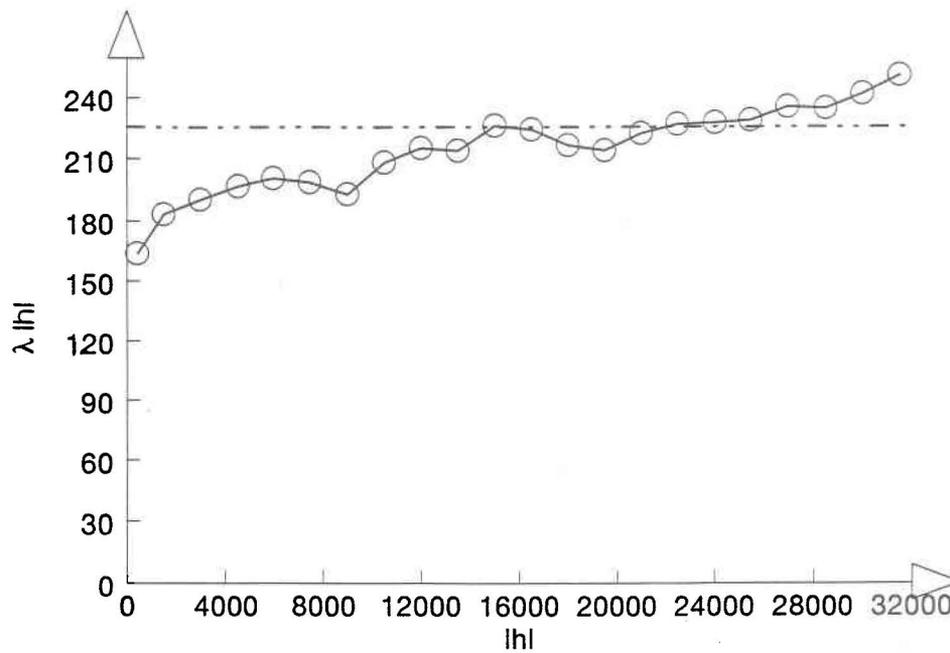
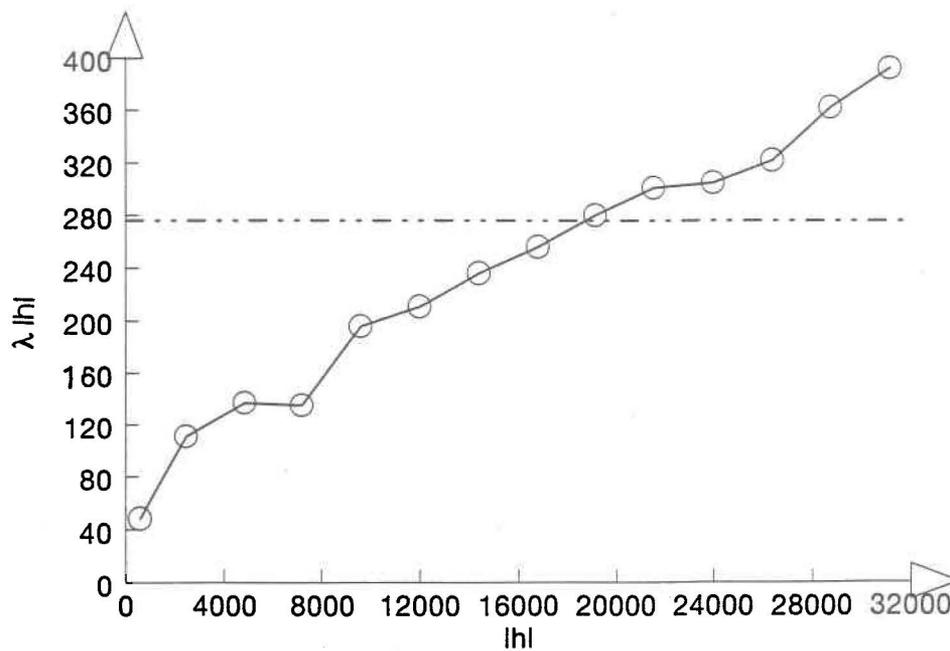


Figure 5.21 Semivariogrammes de la porosité (5 et 20 m): Territoire 3

Semivariogramme de la porosité Territoire 3 (5 mètres de profondeur)



Semivariogramme de la porosité Territoire 3 (20 mètres de profondeur)



Conductivité hydraulique

Afin de respecter l'hypothèse d'une distribution normale des valeurs, le log de la conductivité hydraulique a été utilisé pour la réalisation des semivariogrammes. Le territoire 1 présente une corrélation assez faible sur une distance de 10 km (figure 5.19). La pente positive qui s'élève à partir de 40 km pourrait être une autre échelle de corrélation, mais comme elle ne se présente que sur ce variogramme, son interprétation reste subjective.

Les semivariogrammes de la conductivité hydraulique du territoire 2 sont assez semblables aux niveaux de 5 et 20 m de profondeur (figure 5.22). Une pépité assez importante indique la présence de valeurs trompeuses ou de biais dans la caractérisation. À une profondeur de 5 m, une échelle de corrélation spatiale de l'ordre de 9 km est plus fortement marquée. En profondeur (20 m), la corrélation des valeurs de conductivité est moins évidente. Cependant, une longueur de 6 km offre une bonne corrélation.

En surface, comme l'indique la figure 5.23, le semivariogramme de la conductivité hydraulique du territoire 3 ne présente aucune corrélation visible. Le niveau de 20 m, contrairement à celui de 5 m, est très bien corrélé sur toute la longueur du site. Comme mentionné précédemment, une amélioration des connaissances géologiques des puisatiers dans les dix dernières années pourrait expliquer le taux de données problématiques plus faible et une corrélation meilleure des données du territoire 3. De plus, la stratigraphie plus simple des dépôts glaciaires de fond et une plus grande homogénéité, sont des facteurs non négligeables dans l'explication du gain de corrélation pour le niveau de 20 m.

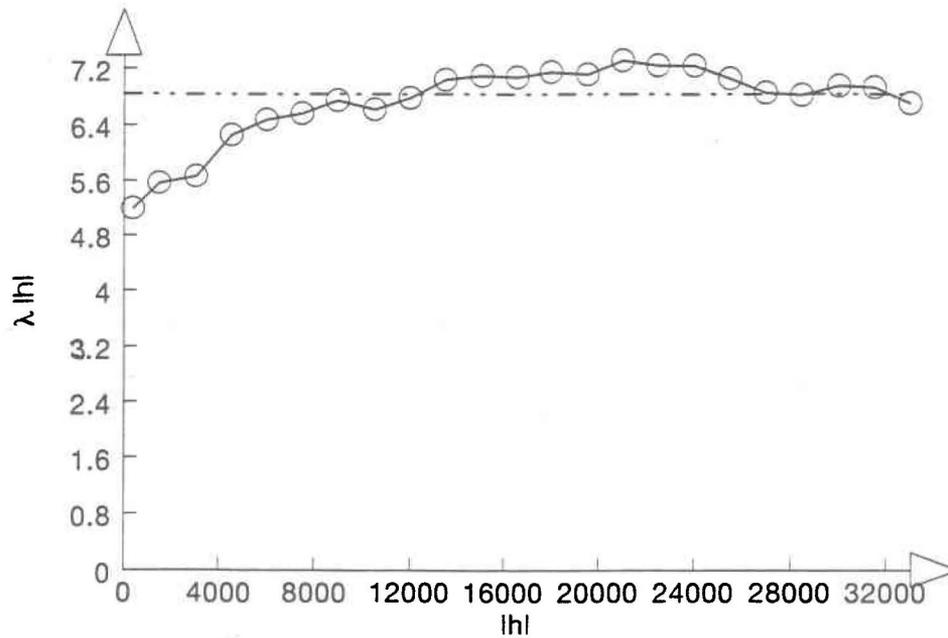
5.4.2.2 Sous-territoires A, B et C

Les trois sous-territoires choisis ont une superficie de 1 km² chacun. Pour en effectuer l'étude géostatistique, toutes les données existantes dans la base de données pour ces sites ont été mises à profit. En raison du nombre assez restreint de données disponibles sur 1 km², aucun tri ne fut nécessaire.

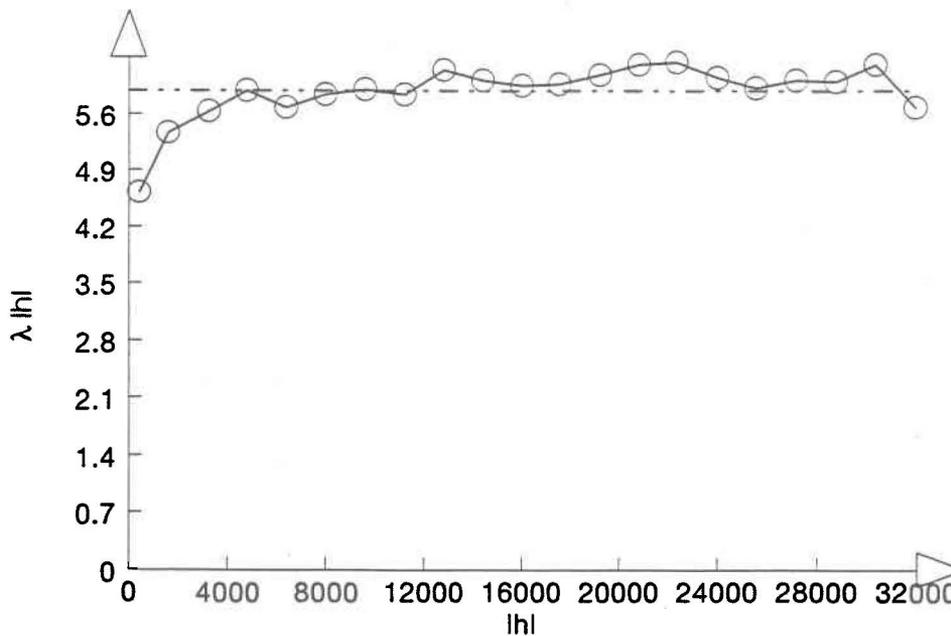
Comme la corrélation de l'altitude a été démontrée précédemment et qu'elle est très près de celles des niveaux statique et dynamique, seuls ces niveaux, les porosités et les conductivités hydrauliques ont été conservés.

Figure 5.22 Semivariogrammes de la conductivité hydraulique (5 et 20 m): Territoire 2

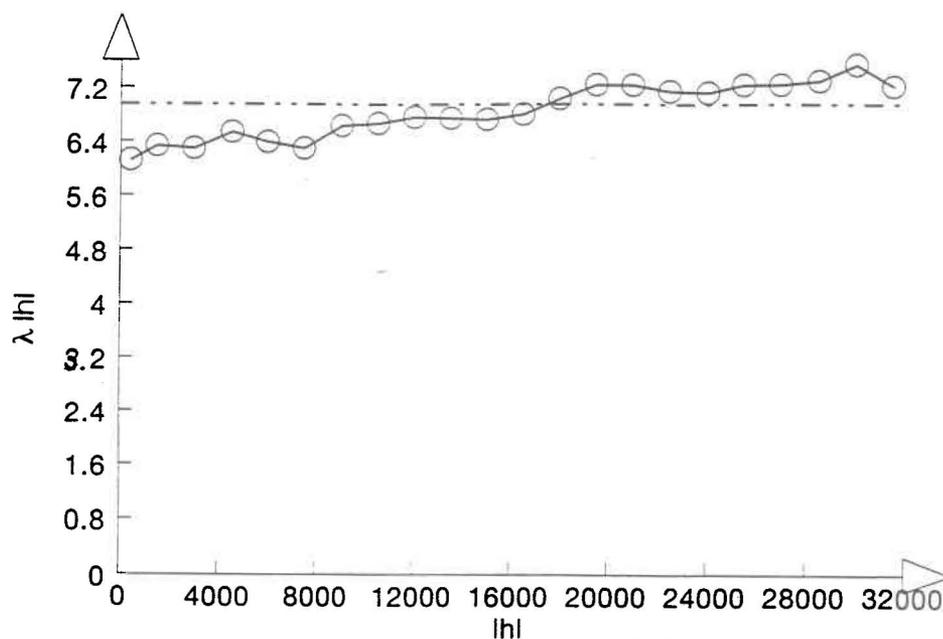
Semivariogramme du log de la conductivité hydraulique Territoire 2 (5 mètres de profondeur)



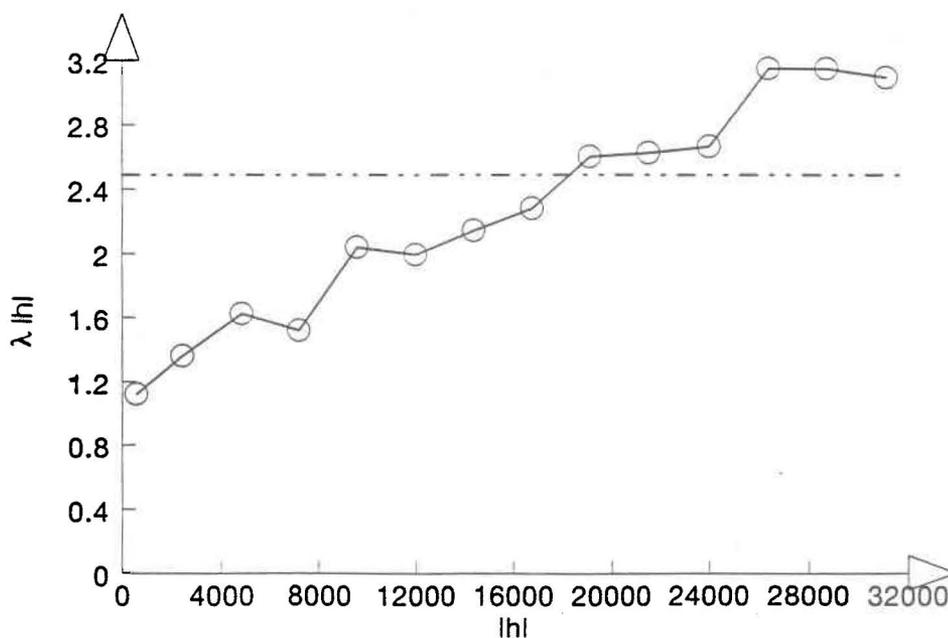
Semivariogramme du log de la conductivité hydraulique Territoire 2 (20 mètres de profondeur)



Semivariogramme du log de la conductivité hydraulique Territoire 3 (5 mètres de profondeur)



Semivariogramme du log de la conductivité hydraulique Territoire 3 (20 mètres de profondeur)

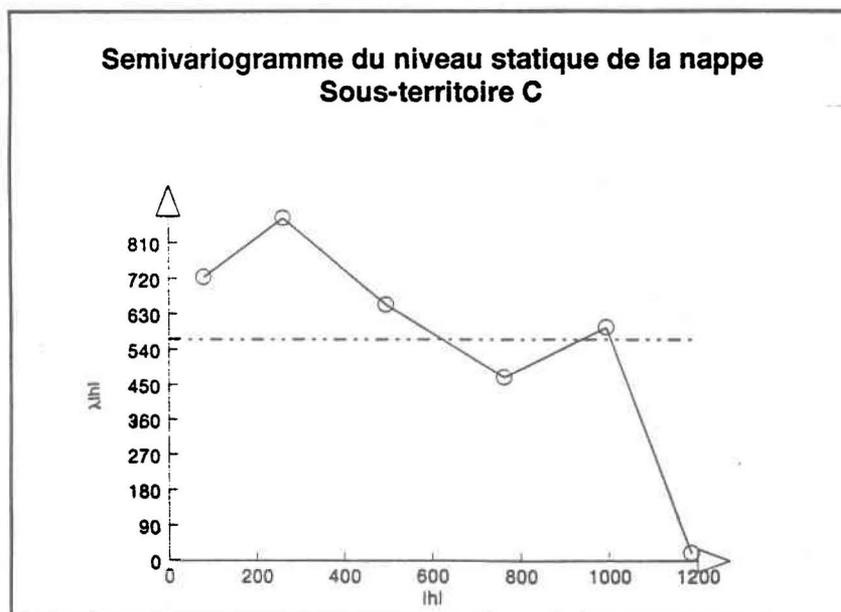
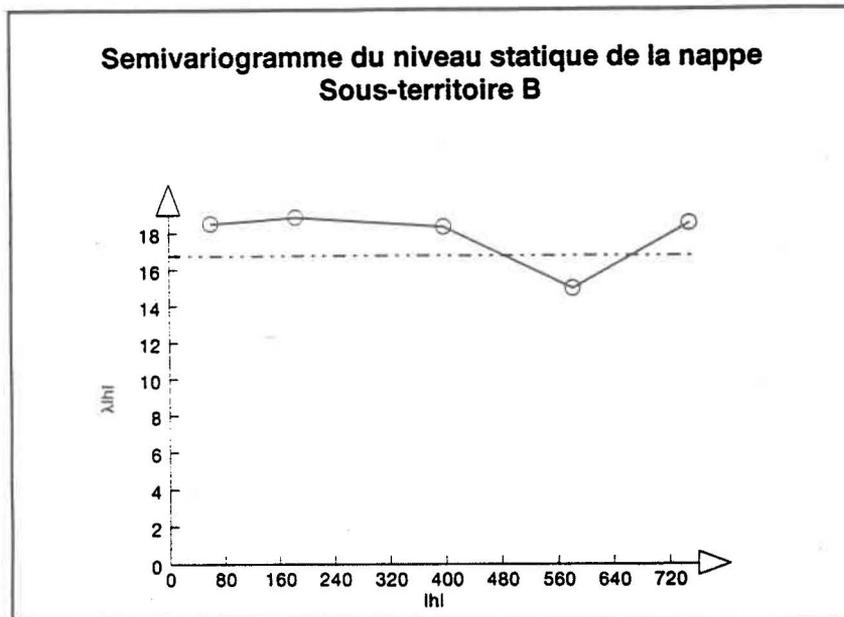
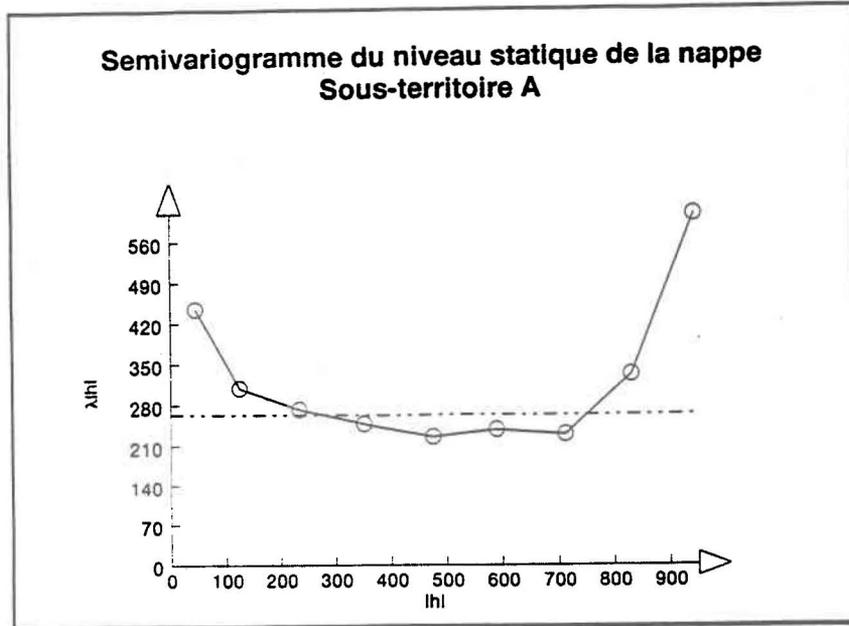


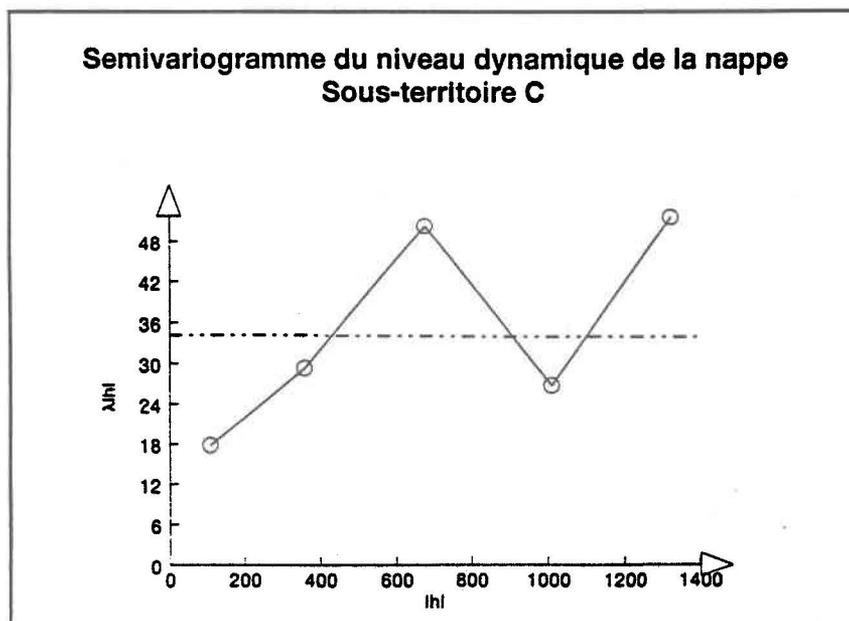
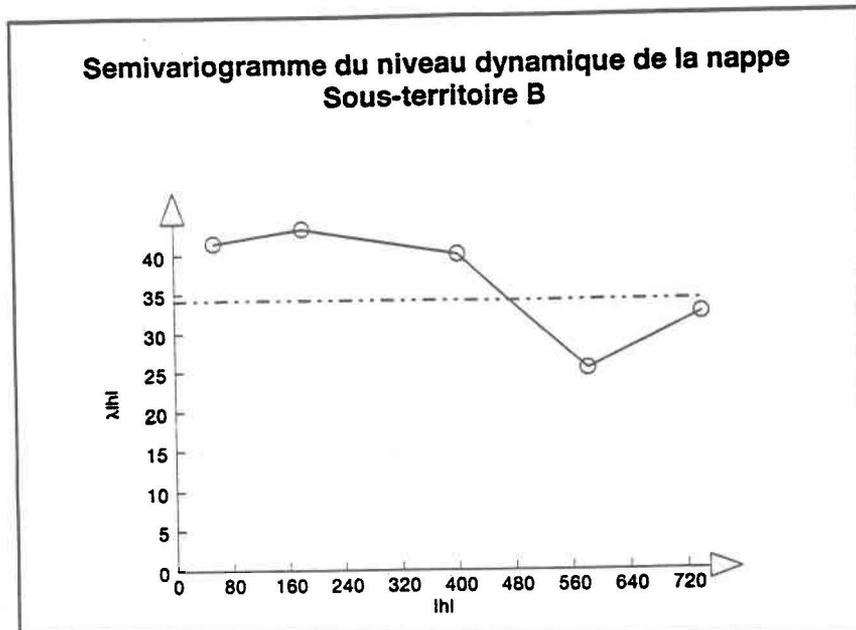
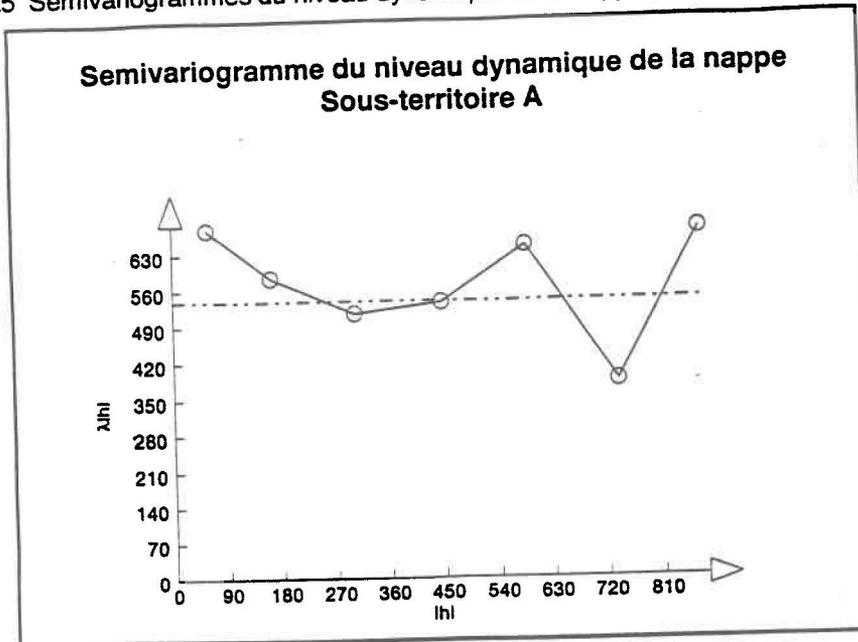
Les figures 5.24 et 5.25 illustrent respectivement les relations de corrélation des niveaux statique et dynamique et ce, pour les sous-territoires A, B et C. Selon les semivariogrammes compilés, peu de corrélation semble exister à cette échelle. Le sous-territoire A présente une valeur de pépité supérieure à la variance, ce qui indique la présence d'une variance aléatoire à l'échelle de corrélation choisie. Cette observation peut s'expliquer par le fait qu'une très importante portion des valeurs seraient problématiques ou que l'échelle à laquelle la caractérisation a été effectuée ne serait pas représentative de la dispersion réelle du paramètre. Sur la superficie du sous-territoire, l'imprécision de mesures serait plus importante que les variations de valeurs du paramètre elles-mêmes.

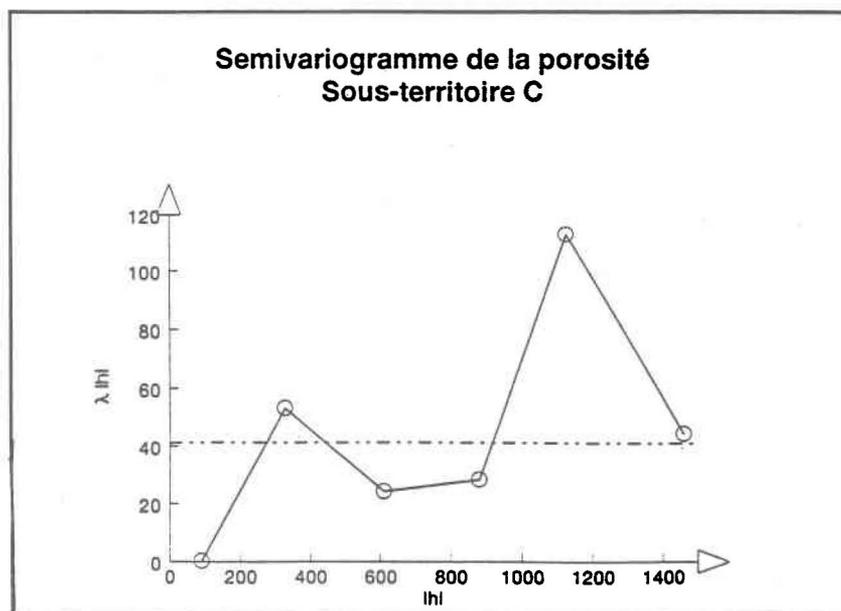
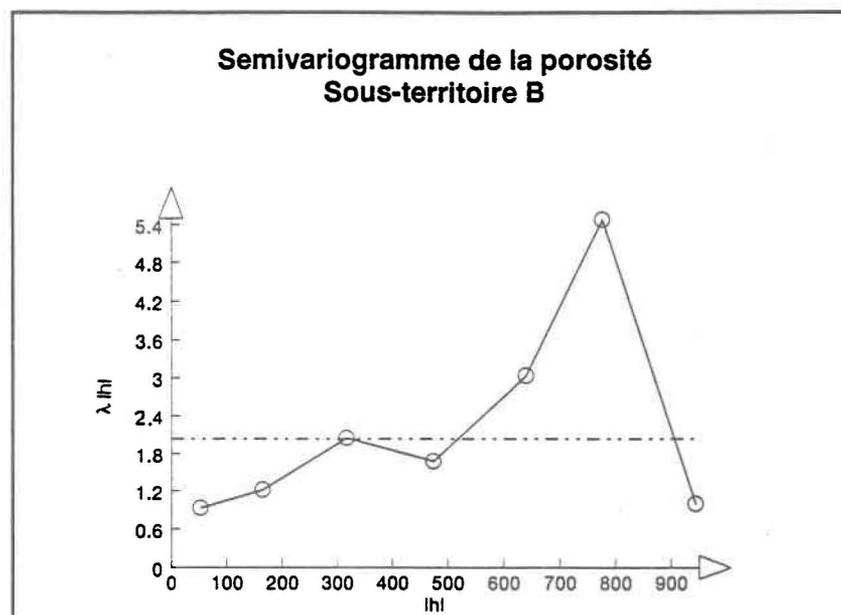
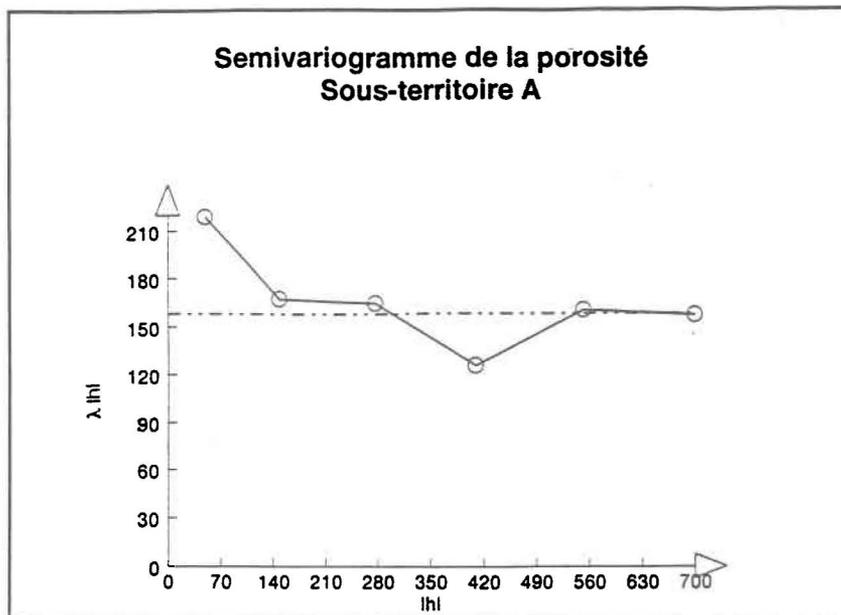
Le sous-territoire B ne semble pas présenter de corrélation pour les paramètres des niveaux statique et dynamique. Des longueurs d'échelle de l'ordre de 250 et 700 m pourraient possiblement exister respectivement pour les niveaux statique et dynamique. Bien qu'un nombre de points très restreint puisse être compilé, une tendance de corrélation est observée entre 0 et 700 m dans les mesures du niveau dynamique de la nappe du sous-territoire C. Les sections de courbes ascendantes qui se retrouvent aux distances 800 m pour le sous-territoire A, 600 et 1 000 m pour les sous-territoires B et C, ne représentent pas une distance de corrélation car elles sont situées aux limites des superficies de ces territoires.

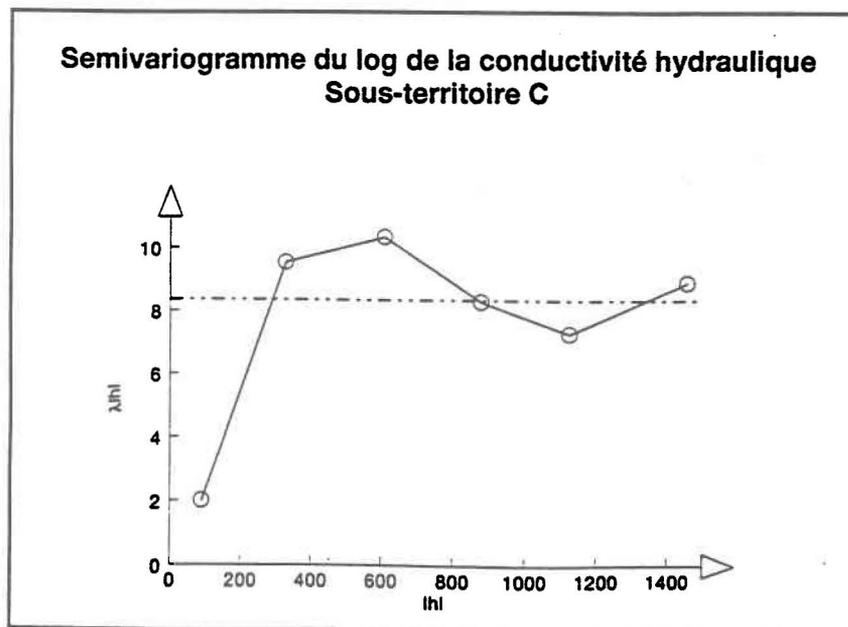
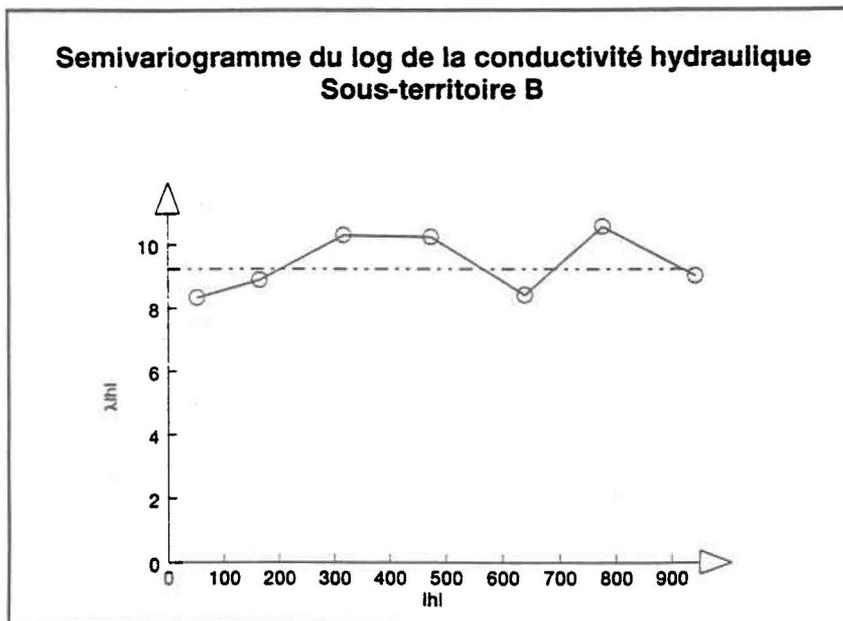
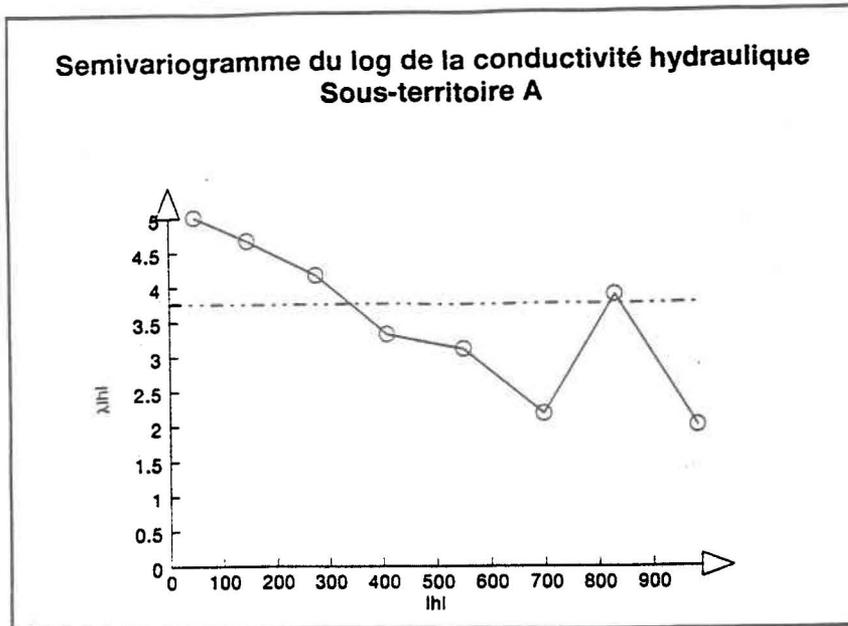
Le paramètre porosité ne se corréle que sur les sous-territoires B et C. Le sous-territoire A comporte un nombre de valeurs problématiques trop important pour permettre de discerner une corrélation à cette échelle. Une corrélation de 0 à environ 300 m est observable sur le sous-territoire B. Une pépité assez faible permet d'obtenir une bonne représentation de la corrélation sur ce site. Le sous-territoire C ne comporte pratiquement pas de valeurs problématiques; par contre, une échelle de corrélation précise est difficile à obtenir pour la porosité sur ce territoire (figure 5.26). Un nombre de lag supérieur pourrait peut-être permettre de définir deux (2) échelles de corrélation sur ce sous-territoire. La première serait d'une grandeur moyenne de 0 à 350 m et la seconde de 900 à 1100 m.

Les mêmes constatations peuvent être faites pour la conductivité hydraulique. Le sous-territoire A ne semble pas présenter de corrélation à cette échelle d'échantillonnage. Une corrélation d'une longueur d'environ 300 m est observée sur le semivariogramme du sous-territoire B (figure 5.27). Les données de conductivité sont corrélées sur une distance de 600 m sur le sous-territoire C. De plus, c'est cette région qui présente le plus faible taux de valeurs anormales.









5.5 Modèles de corrélations

Il est possible d'établir des modèles mathématiques en se servant des courbes obtenues sur les semivariogrammes et en superposant et ajustant une courbe d'approximation à la courbe de corrélation déjà existante. Ces modèles sont anisotropes et seulement représentés en 2 dimensions. Pour modéliser la dispersion spatiale des paramètres étudiés précédemment, trois types de modèles seront utilisés (Isaaks et Srivastava, 1989)

Le modèle exponentiel

$$\gamma(h) = c \cdot \text{Exp}_a(h) = c \left[1 - e^{-\frac{3|h|}{a}} \right] \quad (6)$$

Où c est la valeur du sill et a est la distance à laquelle la valeur du variogramme est 95% du sill. Ce modèle rejoint le sill de manière asymptotique et linéaire par la suite.

Le modèle Gaussien

$$\gamma(h) = c \cdot \text{Gauss}_a(h) = c \left[1 - e^{-\frac{3|h|^2}{a^2}} \right] \quad (7)$$

Ce modèle atteint son sill de manière asymptotique et à un comportement parabolique à son origine.

Le modèle de puissance

$$\gamma(h) = c \cdot \text{Pow}_a(h) = c \cdot |h|^a \quad (8)$$

Ce modèle ne rejoint jamais le sill.

Le choix du modèle est fait en tenant compte du meilleur ajustement possible sur les valeurs expérimentales ("best fit"). L'ajustement est fait en se servant de la formule suivante (Cappasso et al, 1993):

$$IGF = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \sum_{i=0}^{n(k)} \frac{h \max(k)}{\sum_{j=0}^{n(k)} P(j)} \cdot \frac{P(i)}{h(i)} \cdot \left[\frac{\gamma(i) - \gamma^*(i)}{\sigma^2} \right]^2 \quad (9)$$

Où N = nombre de mesure de variogrammes directionnels utilisé par le modèle
 $n(k)$ = nombre de lag pour le $k^{\text{ième}}$ variogramme mesuré
 $P(i)$ = nombre de paires pour le lag i
 $H(i)$ = distance moyenne pour le lag i
 $h_{\text{max}}(k)$ = distance maximale pour le $k^{\text{ième}}$ variogramme mesuré
 $\gamma(i)$ = mesures du variogramme expérimental pour le lag i
 γ^* = mesures du variogramme modèle pour le lag i
 σ^2 = variance des données pour le semivariogramme

Le terme IGF désigne en anglais *Indicative Goodness of Fit* ce qui correspond au meilleur calage possible du modèle sur les valeurs expérimentales. Plus les valeurs de IGF se rapprochent de zéro plus le variogramme modélisé se rapproche de celui calculé avec les données expérimentales.

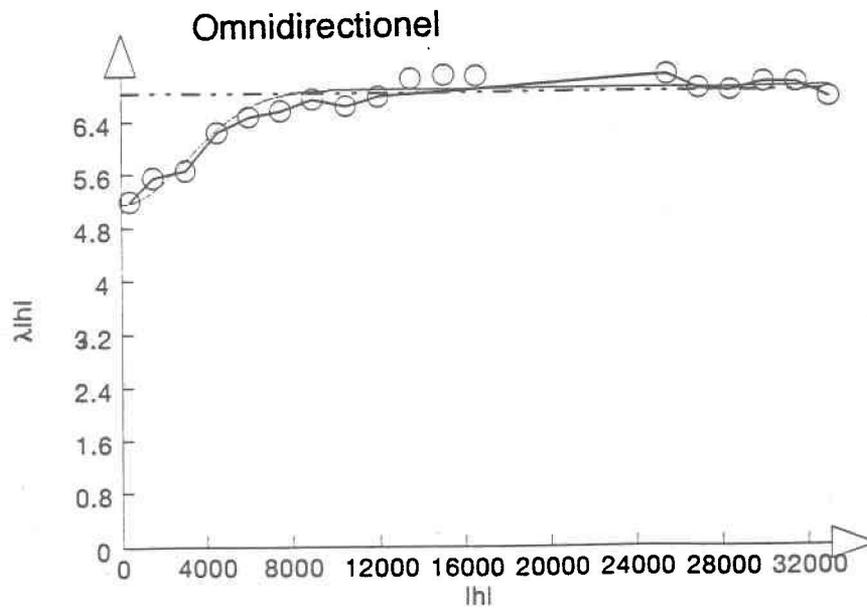
Quelques fois, le modèle qui se rapproche le plus des valeurs expérimentales n'est pas nécessairement celui qui permet la meilleur approximation de la courbe. Par exemple, les variogrammes du log de la conductivité hydraulique du territoire 2 (5 et 20 m) sont mieux représentés par des modèles Gaussiens, cependant, les débuts de la courbe ne sont pas de forme parabolique (figure 5.28).

L'altitude et les niveaux statique et dynamique sont bien représentés par des modèles de puissances. La corrélation spatiale du paramètre altitude sur le territoire 2, présenté à la figure 5.29, se représente bien par la formule suivante:

$$\text{Gamma}(h) = 0,164^{1,05(h)} \text{ avec un IGF de } 1,0529e^{-2} \quad (10)$$

La variabilité spatiale de la porosité du territoire 3 peut être modélisée par une fonction de type exponentiel (figure 5.30).

Log(conductivité) territoire 2 (5 m.) IGF : 1.2122e-02
Gamma (h) : 5.175 + 1.725*Gauss 7590 (h)
Dir.(1) : 0 anis.(1) : 2



Log(conductivité) territoire 2 (20 m.) IGF : 2.0471e-03
Gamma (h) : 4.602 + 1.357*Gauss 4160 (h)
Dir.(1) : 10 anis.(1) : 0.83

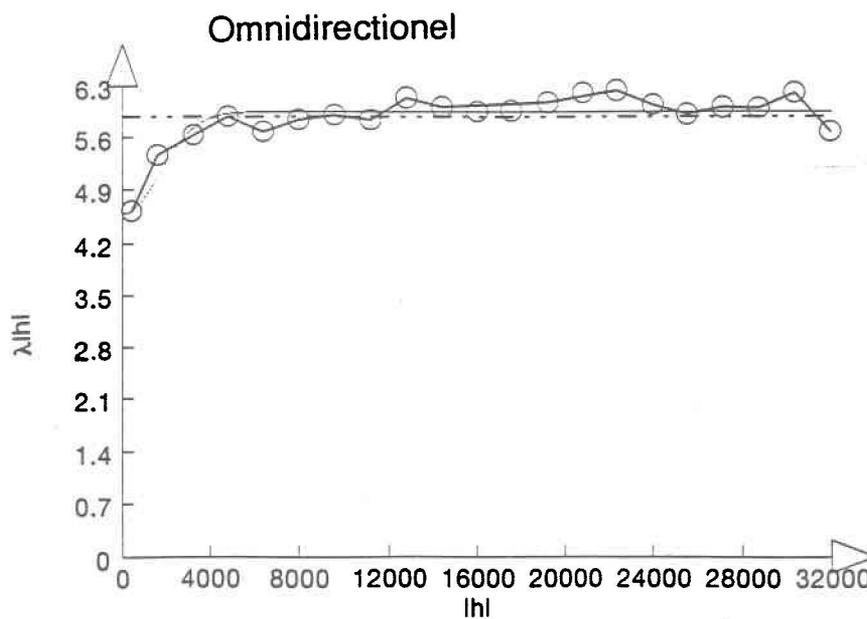


Figure 5.29 Modélisation des semivariogrammes de l'altitude, niveau dynamique et statique sur le territoire 2

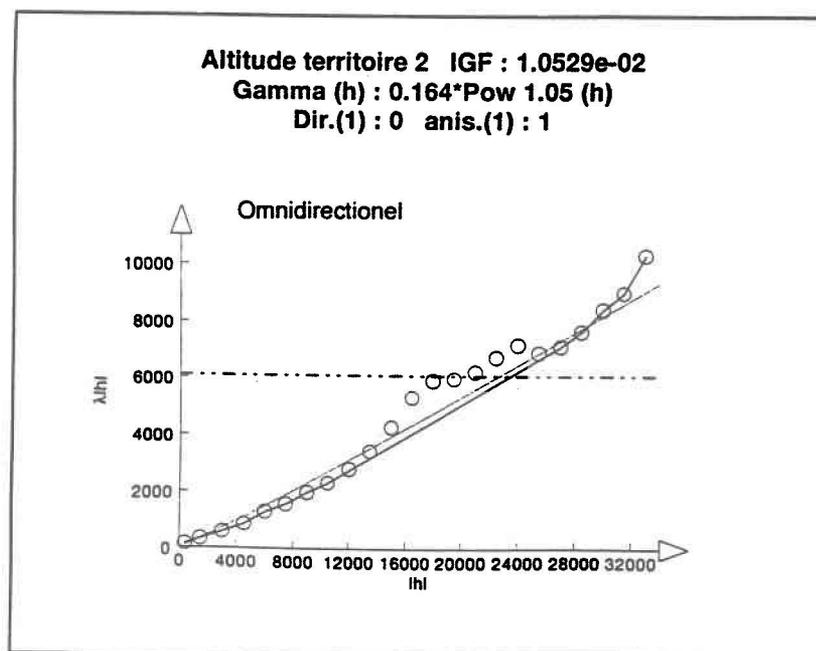
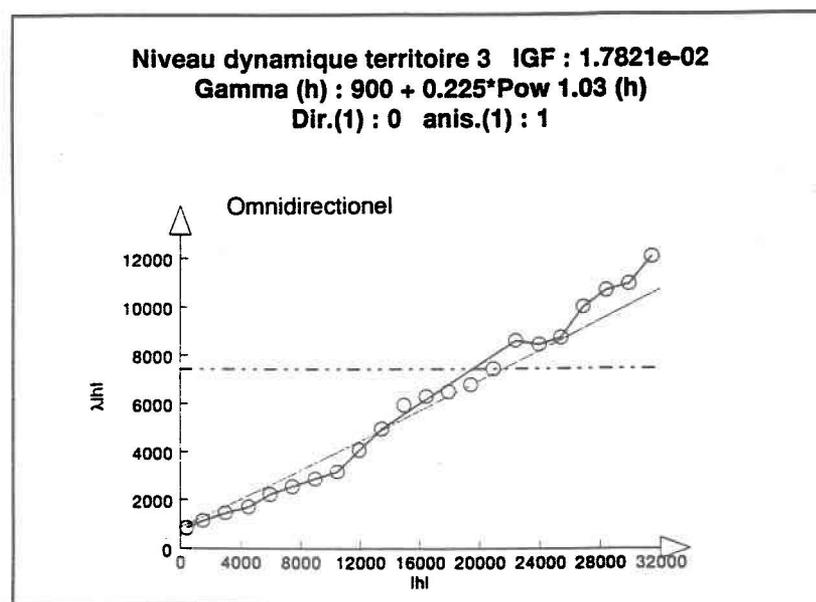
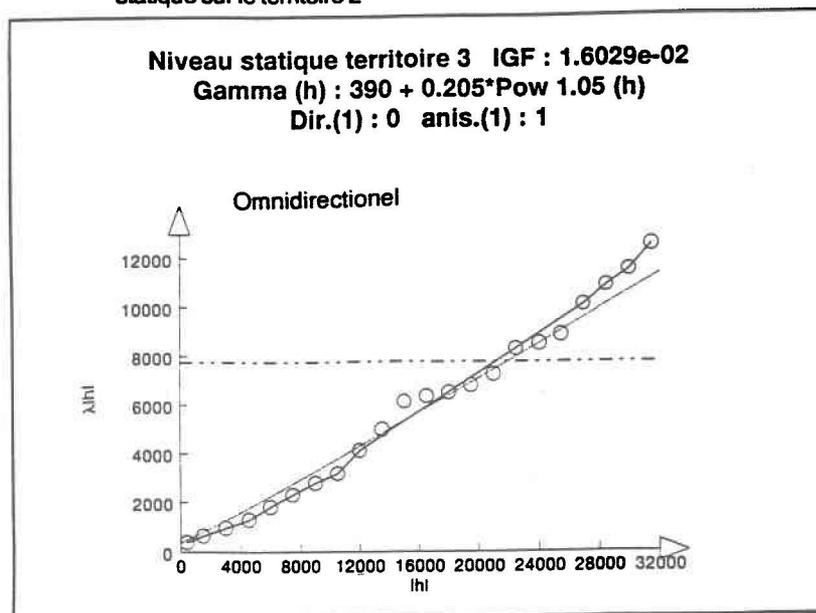
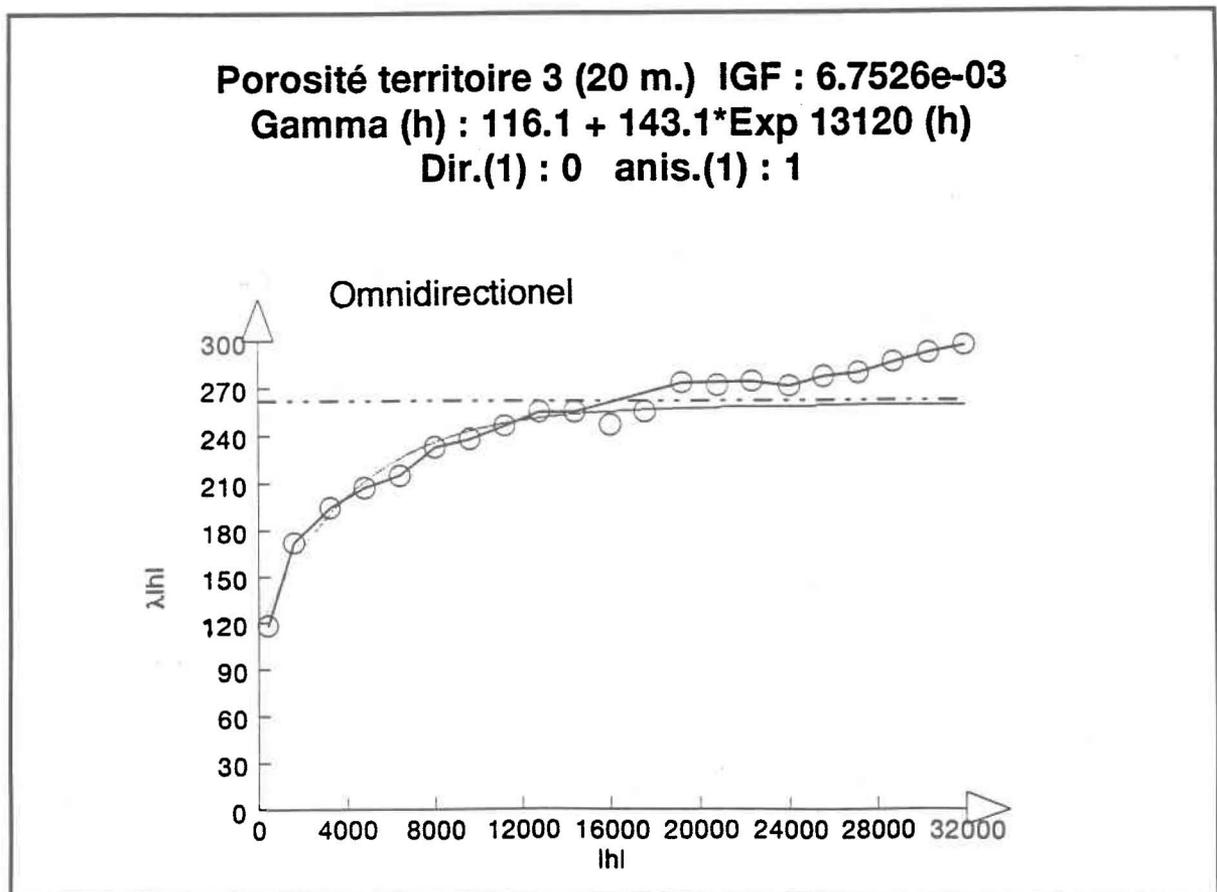
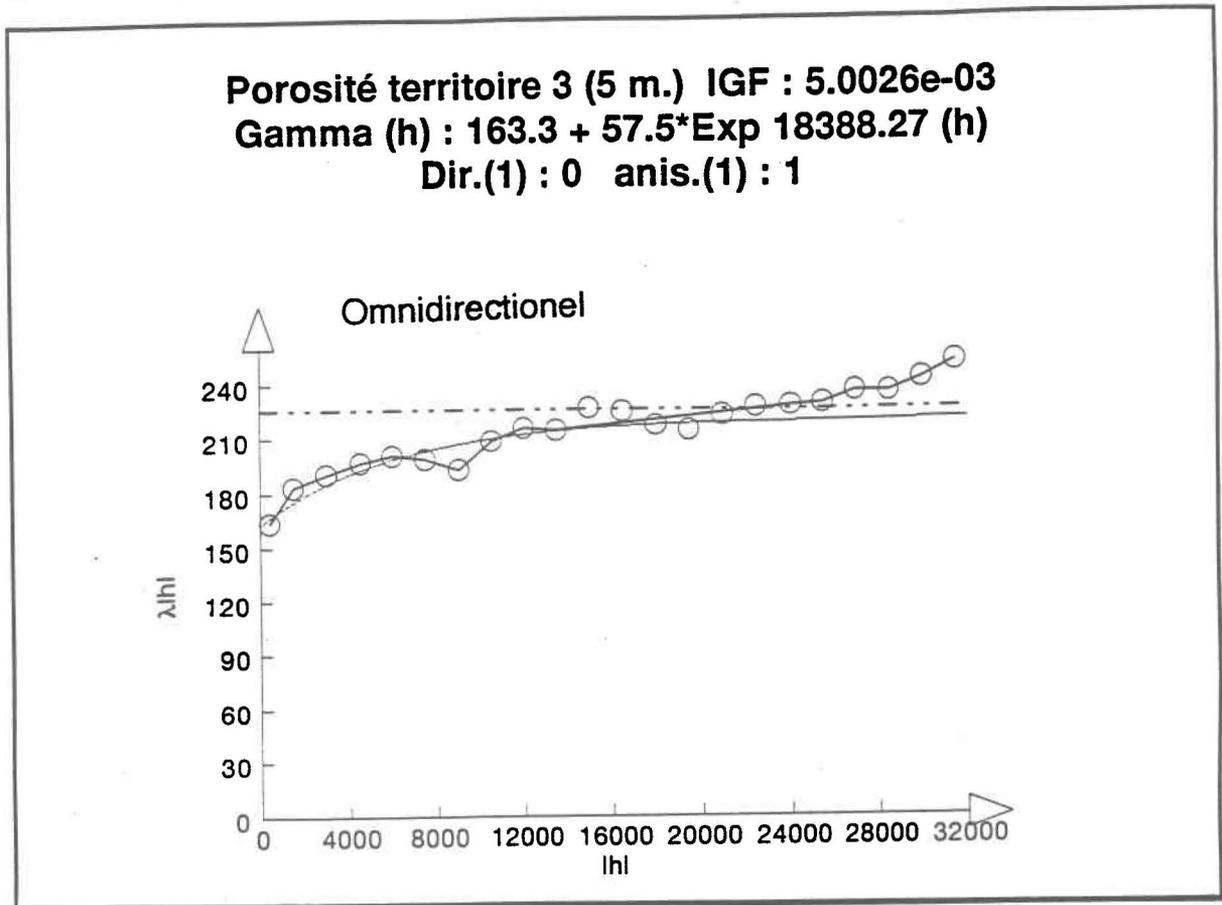
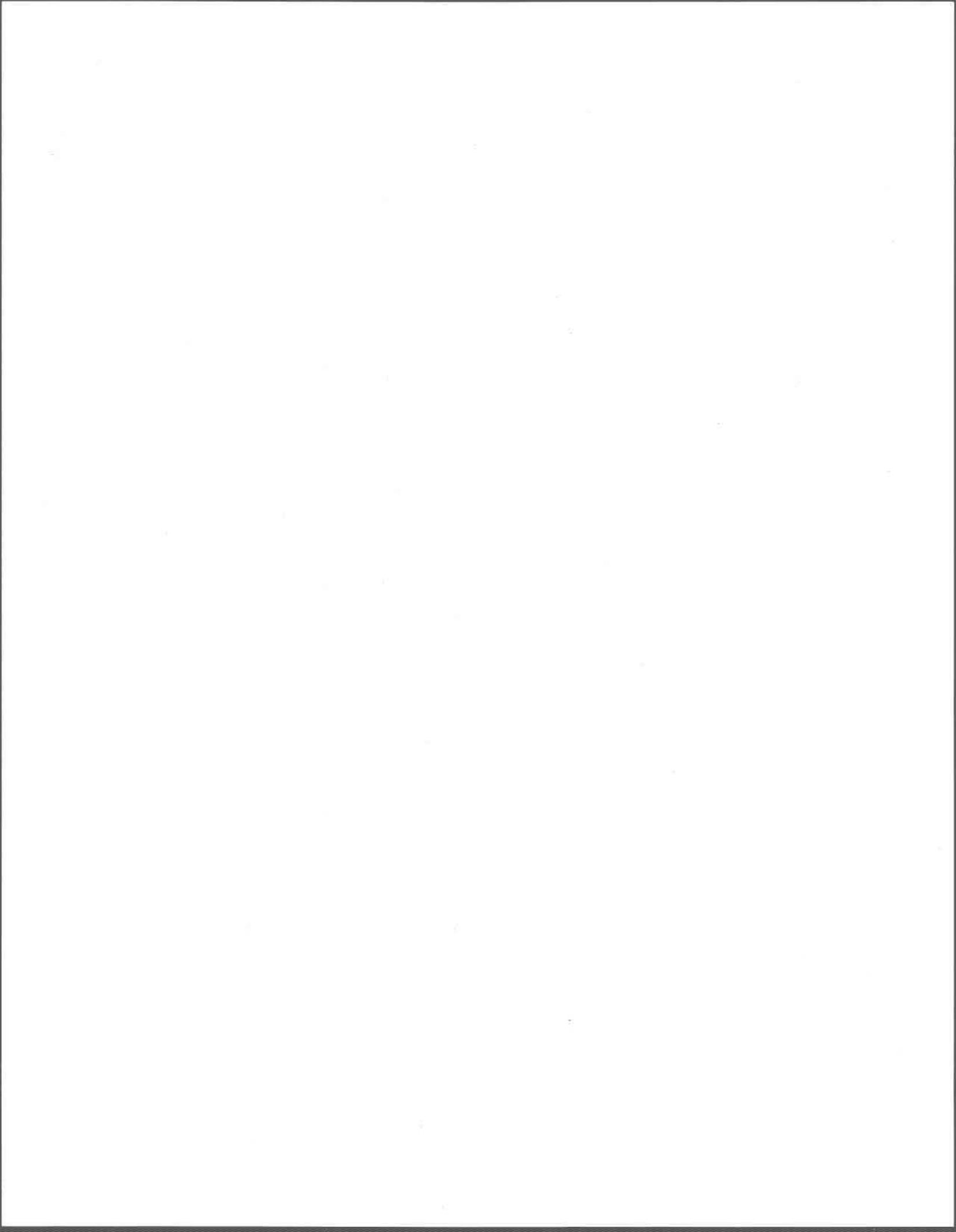


Figure 5.30 Modélisation des semivariogrammes de la porosité sur le territoire 3





Les territoires 1, 2 et 3 présentent une corrélation plus faible à une distance comprise entre 14 et 23 km qui semble correspondre à la distance totale entre les secteurs de relief différent. Comme expliqué précédemment, le territoire se divise en deux secteurs dont la topographie est différente, soit celui situé au nord-ouest du site et celui qui comprend la zone sud-est du territoire. La distance maximale qui peut être parcourue sur le territoire tout en restant dans le même secteur est de 25 km. La diminution de corrélation observée entre 14 et 23 km correspond à une variabilité plus grande des mesures entre deux points pris à la jonction entre les deux secteurs

Les données du niveau dynamique de la nappe phréatique se corrélaient bien sur toute la superficie du territoire. Les données provenant des forages effectués durant les dix dernières années (territoire 3) présentent moins de données anormales que celles des deux autres séries. Cette diminution a pour effet de permettre une meilleure corrélation des données entre elles et par le fait même, de meilleures estimations ponctuelles du niveau en tout point du site.

Sur les territoires 1 et 3, la porosité des couches de surface se corréla assez bien sur des distances comprises entre 14 et 40 km. Les niveaux plus profonds présentent une corrélation de leur porosité observable sur une plus grande distance. La conductivité hydraulique en surface est corréla sur une distance d'une dizaine de kilomètres pour les territoires 1 et 2. Comme pour la porosité, le territoire 3 présente une bonne corrélation du paramètre conductivité hydraulique sur toute la superficie du site d'étude. Bien que Jensen et Refsgaard (1991) aient noté une augmentation de l'hétérogénéité avec la profondeur, il semble que le site étudié ici présente un comportement inverse. Les recherches entreprises par ces auteurs portaient sur des données pédologiques de faible profondeur et la présente étude traite les dépôts quaternaires de plus grande profondeur.

Une plus grande homogénéité des sols ou une meilleure classification des dépôts et roches en profondeur permet d'obtenir de meilleurs résultats de corrélation spatiale de la porosité et de la conductivité hydraulique dans la zone de 20 m..

Les sous-territoires ne présentent pas de corrélation spatiale entre les données du niveau de la nappe car il semble que les méthodes utilisées par les puisatiers pour obtenir les mesures piézométriques n'aient pas toujours une précision suffisante. En fait, les variations spatiales du niveau de la nappe à petite échelle sont inférieures à la précision de la méthode de mesure insitu.

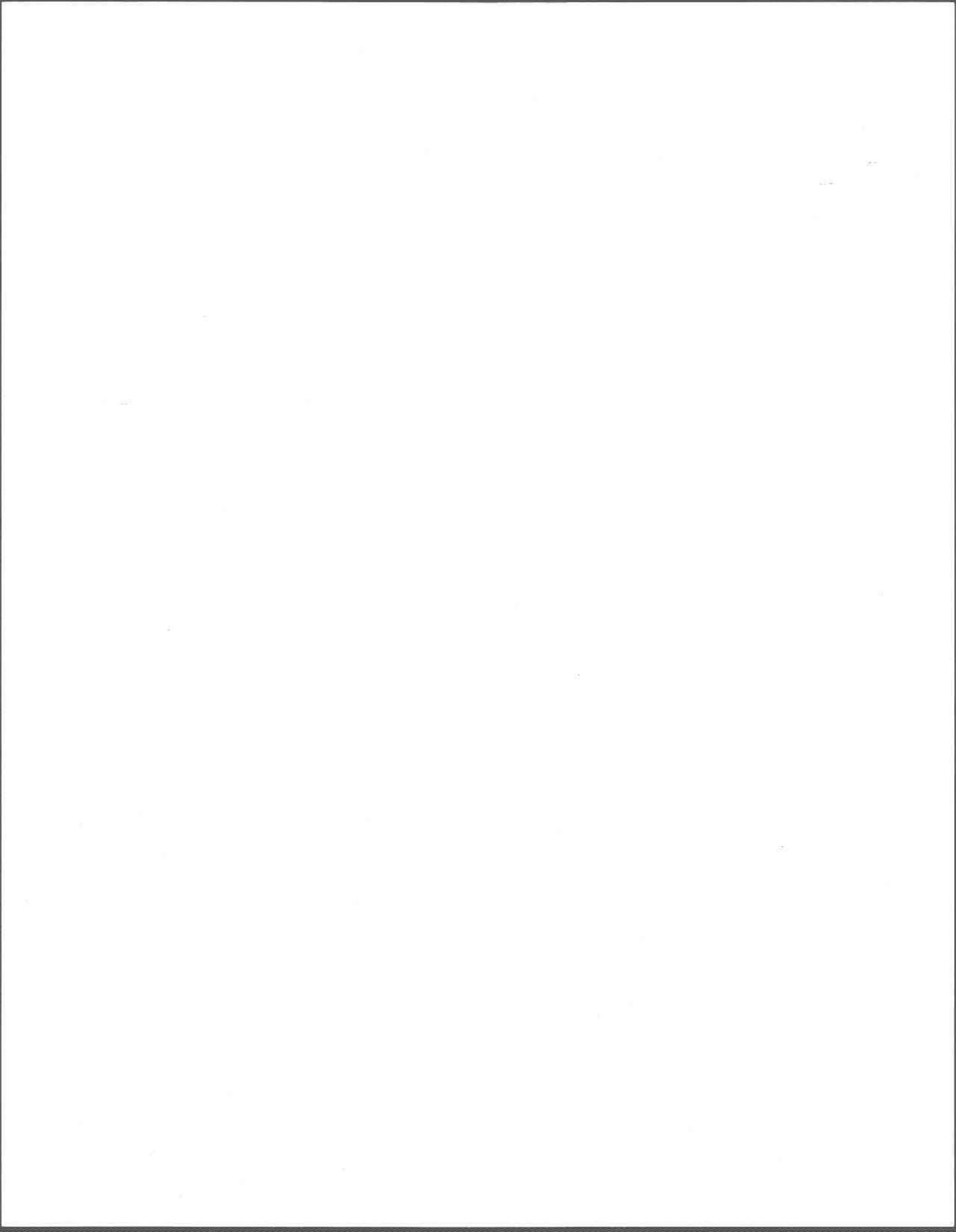
Par contre, étant donné que les valeurs de porosité et de conductivité hydraulique sont assignées à un point dans l'espace en fonction de la composition du sol en cet endroit, une bonne description des lithologies et une classification permettent d'obtenir des distances de corrélation pour ces paramètres. Pour les sous-territoires B et C, les valeurs de porosité sont corrélables sur des distances respectives de 300 et 350 m. La conductivité hydraulique, quand à elle, se corréle sur une distance semblable pour le sous-territoire B et sur 600 m pour le sous-territoire C. Aucune corrélation ne semble exister entre les valeurs des différents paramètres du sous-territoire A.

Il est à noter qu'un effet de pépité important peut être provoqué par deux phénomènes différents. Premièrement, des valeurs anormales en trop grand nombre et résultant de mauvaises mesures ou d'erreurs d'instrumentation diminue la précision de l'étude géostatistique. Deuxièmement, une échelle de corrélation des valeurs d'un paramètre qui est beaucoup plus petite que l'échelle à laquelle les données sont récoltées sur le terrain présente la même anomalie sur le semivariogramme qu'un effet de pépité et ce, sans qu'il y est de données anormales.

Comme mentionné précédemment, il est très important de bien caractériser un site avant d'en entreprendre la modélisation. Les données que l'on entre dans un modèle doivent être le plus représentatives possibles des conditions naturelles initiales du site à l'étude car l'interprétation des données résultant de la simulation en dépend.

Il est essentiel que toutes les données entrées dans le modèle soit corrélables entre-elles pour un même paramètre. Le semivariogramme indique la distance entre la moyenne des points de mesure à laquelle il existe une corrélation théorique entre ces données. Lorsque deux (2) points de mesure ont une distance entre-eux supérieure à la longueur de corrélation (longueur de la courbe du semivariogramme qui présente une corrélation) ils ne devraient pas être introduits ensemble dans un modèle.

Par exemple, sur le sous-territoire B, la porosité est corrélable sur une distance de 300 m. Dans l'éventualité où ces données seraient introduites dans un modèle, à l'échelle où l'échantillonnage a été fait pour obtenir ces informations, il ne faudrait pas que la distance entre les deux (2) mesures les plus distantes n'excède 300 m. Des données prises à des écarts de distance plus grands pourraient entraîner une perte de fiabilité des prédictions du modèle.



Bibliographie

- American Society of Testing and Materials, Philadelphia, PA.
- Bakr, A. A., L. W. Gelhar, A. L. Gutjahr et J. R. MacMillan. (1978). Stochastic Analysis of Spatial Variability in Subsurface Flows; 1, Comparison of One- and Three-Dimensional Flows. *Water Resources Research*, 14(2):263-271.
- Bear, J. (1972). *Dynamique of Fluids in Porous Media*. New-York, New York: Elsevier America.
- Bérard, J. (1971). *Cartographie du Quaternaire. Région de Cartier-Tracy*, Ministère des Richesses naturelles, Québec, RG-147.
- Beven, K. J. (1991). Estimation transport parameters at the grid scale: on the value of a single measurement. *Journal of Hydrology*, 143(1991):109-123.
- Bresler, E. et G. Dagan. (1983). Unsaturated Flow in Spatially Variable Fields; 3, Solute Transport Models and Their Application to Two Fields. *Water Resources Research*, 19(2):429-435.
- Bresler, E., D. Yaron et A. Segev. (1983). Evaluation of Irrigation Water Quality for a Spatially Variable Field. *Water Resources Research*, 19(6):1613-1621.
- Byers, E. et D. B. Stephens. (1983). Statistical and Stochastic Analyses of Hydraulic Conductivity and Particule-Size in a Fluvial Sand. *Soil Science Society of America Journal*, 47(6):1072-1081.
- Capasso, V. Giron, G. Et Posa, D. (1993) *Statitics of Spatial Process: Théory and applications*, BAR1, Italy.
- Castany, G. (1985). *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Paris, France: Dunod.
- De Marsily, G. (1981). *Hydrogéologie Quantitative*. Paris, France: Masson.
- Ellsworth, T. R. et W. A. Jury. (1991). Three-Dimensional Field Study of Solute Transport Through Unsaturated, Layered, Porous Medias. 2. Characterization of Vertical Dispersion. *Water Resources Research*, 27(5):967-981.
- Fletcher, G. D. (1986). *Groundwater and Wells*. Johnson Filtration Systems Inc., St-Paul, Minnesota. ISBN 0-9616456-0-1
- Freeze, R. A. et Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall inc.
- Gajem, Y. M., A. W. Warrick, et D. E. Meyers. (1981). Spatial Structure of Physical Properties of a Typic Torri Fluvent Soil. *Soil Science Society of America Journal*. 45:709-715.

- Gelhar, L. W., A. Mantoglou, C. Welty et K. R. Rehfeldt. (1985). A Review of FieldScale Physical Solute Transport Processes in Saturated and Unsaturated Porous Media EPA EA-4190, Palo Alto, California.
- Gélinas, P. (1992). Note de cours d'hydrogéologie. Les Presses de l'Université Laval, Québec.
- Globensky, H. (1987). Géologie des Basses-Terres du St-Laurent. Ministère Énergie et Ressources du Québec, MM 85-02.
- Heath, R. C. (1989). Basic Ground-Water Hydrology. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2220, Denver, CO
- Hoeksema, R. J. et Kitanidis. (1985). Analysis of the Spatial Structure of Properties of Selected Aquifers. *Water Resources Research*, 21(4):563-572.
- Isaaks, E. H. Et Srivastava, M. R.. (1989). An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press, 561 p.
- Jensen, K. H. et J. C. Refsgaard. (1991). Spatial Variability of Physical Parameters and Processes in Two Field Soils; Part I: Water Flow and Solute Transport at Local Scale. *Nordic Hydrology NOHYBB*, 22(5):275-302.
- Jensen, K. H. et J. C. Refsgaard. (1991). Spatial Variability of Physical Parameters and Processes in Two Field Soils: Part II: Water Flow at Field Scale. *Nordic Hydrology NOHYBB*, 22(5):303-326.
- Jensen, K. H. et J. C. Refsgaard. (1991). Spatial Variability of Physical Parameters and Processes in Two Field Soils: Part III: Solute Transport at Field Scale. *Nordic Hydrology NOHYBB*, 22(5):327-340.
- Journel, A. G. (1986). Constrained Interpolation and Qualitative Information. *Mathematical Geology*, 18:269-286.
- Mantoglou, A. et Gelhar, L. W., (1985). Large-Scale Models and Effective Parameters of Transient Unsaturated Flow and Contamination Transport Using Stochastic Methods. Rep. 299, Ralph M. Parsons Lab., Massachuset Institut of Technology, Cambridge, U.S.
- Mitchell, J. K. (1976). *Fundamentals of Soil Behavior*. New York, New York: John Wiley and sons, Inc.
- Neuman, S. P. (1987). Theoretical and Practical Considerations of Flow in Fractured Rocks. dans *The 1987 Distinguished Seminar Series on Ground Water Science*, NWWA. (1987)
- Neuzil, C. E. (1982). On Conducting the Modified "Slug" Test in Tight Formations. *Water Resources Research*, 18(2): 439-441.
- Nielsen, F. D. (1973). Behavior of Cohesive Material From a Soil Engineer's Viewpoint. dans *Environmental Impact on Rivers (River Mechanics III)*, Fort Colins, Colorado: Hsieh Wen Shen.

- Nielson, D. M. (1991). *Practical Handbook of Ground-Water Monitoring*. Chelsea, Michigan: Lewis Publishers, Inc.
- Peck, A. J. (1983). Field Variability of Soil Physical Properties. *Advances in Irrigation*, 2:189-221.
- Peck, A. J. Gorelick, S. De Marsily, G. Foster, S. Et V. Kovalevsky. (1988). Consequences of Spatial Variability in Aquifer Properties and Data Limitations for Groundwater Modelling Practice. International Hydrological Programme of UNESCO (IHP III; project 2.4d), IAHS Publication No. 175, ISBN 0-947571-61-2.
- Phillips, F. M. et J. L. Wilson. (1989). Approach to Estimating Hydraulic Conductivity Spatial Correlation Scales Using Geological Characteristics. *Water Resources Research*, 25(1):141-143.
- Powers, J. P. (1981). *Construction Dewatering*. New York, New-York: John Wiley and Sons.
- Russo, D. et E. Bresler. (1981). Effect of Field Variability in Soil Hydraulic Properties on Solutions of Unsaturated Water and Salt Flows. dans Stewart, B. A., Proceedings of the 45th annual meeting, Soil Science Society of America, Atlanta, Georgie, Nov.29-Dec.4, 1981.
- Sposito, G., W. A. Jury et V. K. Gupta. (1986). Fundamental Problems in the Stochastic Convection-Dispersion Model of Solute Transport in Aquifers and Field Soils. *Water Resources Research*, 22(1):77-88.
- Taylor, D. W. (1948). *Fundamentals of Soil Mechanics*. Wiley, New-York.
- Theiss, C. V. (1935). The Relation Between the Lowering of the Piezometric Surface and the Rate and Duration of Discharge of a Well Using Groundwater Storage. *Am. Geophys. Union Trans.*, 16:519-524.
- Todd, D. K. (1959). *Ground Water Hydrology*. New York: John Wiley and Sons Inc.
- Tremblay, G. (1977). *Géologie du Quaternaire Région de Rawdon-Laurentide-Shawgrigde-Ste-Agathe de Monts*, Rapport final, Ministère des Ressources naturelles du Québec, Direction générale des mines, DP-551
- Van-Wesenbeeck, I. J. et R. G. Kachanoski. (1991). Spatial Scale Dependence of In Situ Solute Transport. *Soil Science Society of America Journal SSSJD4*, 55(1):3-7.
- Verly, G., David, M., Journel A. J. Et A. Marechal. (1983). *Geostatistics for Natural Resources Characterization Part.1*. NATO ASI Seris, Mathematical and Physical Sciences Vol. 122. ISBN 90-277-1746-x
- Vieira, S. R., D. R. Nielsen et J. W. Biggar. (1981). Spatial Variability of Field-Measured Infiltration Rate. *Soil Science Society of America Journal*, 45(6): 1040-1048.
- Wang, J. S. Y., T. N. Narasimhan, C. F. Tsang et P. A. Witherspoon. (1977). Transient Flow in Tight Fractures. *Proceedings of Invitational Well Testing Symposium*,

Warrick, A. W., et Nielson, D. R. (1980). In "Applications of Soil Physics". D. Hillet, ed., Academic Press, New-York.

Webster, R. (1973). *Mathematical Geology*, 5, 27-37

Webster, R., et H. E. de la C. Cuanalo. (1975). Soil Transects Correlogramms of North Oxfordshire and Their Interpretation. *Journal of Soil Science*, 26:176-194

Annexe 1 Carte des dépôts du surface

Annexe 2 Analyses statistiques

Territoire 1: Altitude

Mean	102,157	S.E. Mean	2,496
Std Dev	77,447	Variance	5998,018
Kurtosis	1,924	S.E. Kurt	,157
Skewness	1,504	S.E. Skew	,079
Range	373,500	Minimum	4,45
Maximum	377,95	Sum	98377,490

Territoire 2: Altitude

Mean	110,658	S.E. Mean	2,883
Std Dev	86,401	Variance	7465,212
Kurtosis	12,927	S.E. Kurt	,163
Skewness	2,438	S.E. Skew	,082
Range	975,360	Minimum	15,24
Maximum	990,60	Sum	99371,290

Territoire 3: Altitude

Mean	127,481	S.E. Mean	2,950
Std Dev	88,053	Variance	7753,282
Kurtosis	,068	S.E. Kurt	,164
Skewness	1,005	S.E. Skew	,082
Range	365,760	Minimum	15,24
Maximum	381,00	Sum	113585,320

Territoire 1: Niveau statique

Mean	89,911	S.E. Mean	2,456
Std Dev	74,333	Variance	5525,436
Kurtosis	1,962	S.E. Kurt	,161
Skewness	1,499	S.E. Skew	,081
Range	377,650	Minimum	,30
Maximum	377,95	Sum	82358,810

Territoire 2: Niveau statique

Mean	105,679	S.E. Mean	2,888
Std Dev	86,510	Variance	7484,008
Kurtosis	13,021	S.E. Kurt	,163
Skewness	2,422	S.E. Skew	,082
Range	986,940	Minimum	2,44
Maximum	989,38	Sum	94794,000

Territoire 3: Niveau statique

Mean	122,494	S.E. Mean	2,960
Std Dev	88,307	Variance	7798,093
Kurtosis	,039	S.E. Kurt	,164
Skewness	,975	S.E. Skew	,082
Range	365,760	Minimum	6,10
Maximum	371,86	Sum	109019,650

Territoire 1: Niveau dynamique

Mean	97,238	S.E. Mean	2,501
Std Dev	77,260	Variance	5969,112
Kurtosis	1,985	S.E. Kurt	,158
Skewness	1,521	S.E. Skew	,079
Range	376,420	Minimum	1,53
Maximum	377,95	Sum	92765,320

Territoire 2: Niveau dynamique

Mean	98,161	S.E. Mean	2,923
Std Dev	85,309	Variance	7277,639
Kurtosis	14,742	S.E. Kurt	,167
Skewness	2,540	S.E. Skew	,084
Range	985,420	Minimum	,61
Maximum	986,03	Sum	83632,980

Territoire 3: Niveau dynamique

Mean	109,831	S.E. Mean	2,964
Std Dev	86,811	Variance	7536,222
Kurtosis	,278	S.E. Kurt	,167
Skewness	1,039	S.E. Skew	,083
Range	371,560	Minimum	,30
Maximum	371,86	Sum	94234,860

Territoire 2: Porosité (5 m.)

Mean	27,580	S.E. Mean	,508
Std Dev	15,038	Variance	226,127
Kurtosis	-,845	S.E. Kurt	,165
Skewness	-,973	S.E. Skew	,083
Range	49,000	Minimum	1,00
Maximum	50,00	Sum	24160,000

Territoire 3: Porosité (20 m.)

Mean	15,728	S.E. Mean	,905
Std Dev	16,572	Variance	274,648
Kurtosis	-1,773	S.E. Kurt	,266
Skewness	,472	S.E. Skew	,133
Range	36,000	Minimum	1,00
Maximum	37,00	Sum	5269,000

Territoire 3: Porosité (5 m.)

Mean	26,487	S.E. Mean	,514
Std Dev	15,128	Variance	228,843
Kurtosis	-1,101	S.E. Kurt	,166
Skewness	-,925	S.E. Skew	,083
Range	39,000	Minimum	1,00
Maximum	40,00	Sum	22911,000

Territoire 1: Log-conductivité hydraulique

Mean	46,357	S.E. Mean	1,269
Std Dev	5,954	Variance	35,448
Kurtosis	-,644	S.E. Kurt	,953
Skewness	-,491	S.E. Skew	,491
Range	21,330	Minimum	35,36
Maximum	56,69	Sum	1019,860

Territoire 1: Porosité

Mean	51,168	S.E. Mean	1,496
Std Dev	5,983	Variance	35,795
Kurtosis	,228	S.E. Kurt	1,091
Skewness	-,939	S.E. Skew	,564
Range	21,950	Minimum	37,49
Maximum	59,44	Sum	818,690

Territoire 3: Log-conductivité hydraulique (5 m.)

Mean	-6,306	S.E. Mean	,090
Std Dev	2,635	Variance	6,942
Kurtosis	-1,348	S.E. Kurt	,166
Skewness	,424	S.E. Skew	,083
Range	9,000	Minimum	-10,00
Maximum	-1,00	Sum	-5455,000

Territoire 2: Porosité (20 m.)

Mean	17,250	S.E. Mean	,574
Std Dev	16,165	Variance	261,306
Kurtosis	-1,895	S.E. Kurt	,173
Skewness	,248	S.E. Skew	,087
Range	39,000	Minimum	1,00
Maximum	40,00	Sum	13679,000

Territoire 2: Log-conductivité hydraulique (20 m.)

Mean	-6,453	S.E. Mean	,088
Std Dev	2,428	Variance	5,897
Kurtosis	,255	S.E. Kurt	,176
Skewness	1,122	S.E. Skew	,088
Range	8,000	Minimum	-9,00
Maximum	-1,00	Sum	-4969,000

Territoire 2: Log-conductivité hydraulique (5 m.)

Mean	-6,737	S.E. Mean	,089
Std Dev	2,616	Variance	6,843
Kurtosis	-,814	S.E. Kurt	,165
Skewness	,797	S.E. Skew	,083
Range	8,000	Minimum	-9,00
Maximum	-1,00	Sum	-5881,000

Territoire 3: Log-conductivité hydraulique (20 m.)

Mean	-7,244	S.E. Mean	,087
Std Dev	1,589	Variance	2,525
Kurtosis	1,932	S.E. Kurt	,265
Skewness	1,070	S.E. Skew	,133
Range	9,000	Minimum	-10,00
Maximum	-1,00	Sum	-2434,000

Sous-territoire A: Niveau dynamique

Mean	74,292	S.E. Mean	4,004
Std Dev	24,681	Variance	609,176
Kurtosis	,853	S.E. Kurt	,750
Skewness	-,925	S.E. Skew	,383
Range	112,780	Minimum	4,57
Maximum	117,35	Sum	2823,090

Sous-territoire B: Niveau statique

Mean	51,789	S.E. Mean	,879
Std Dev	4,123	Variance	17,002
Kurtosis	-1,022	S.E. Kurt	,953
Skewness	,488	S.E. Skew	,491
Range	14,020	Minimum	45,72
Maximum	59,74	Sum	1139,360

Sous-territoire C: Porosité

Mean	34,700	S.E. Mean	1,475
Std Dev	6,594	Variance	43,484
Kurtosis	18,965	S.E. Kurt	,992
Skewness	-4,307	S.E. Skew	,512
Range	30,000	Minimum	7,00
Maximum	37,00	Sum	694,000

Sous-territoire B: Niveau dynamique

Mean	46,357	S.E. Mean	1,269
Std Dev	5,954	Variance	35,448
Kurtosis	-,644	S.E. Kurt	,953
Skewness	-,491	S.E. Skew	,491
Range	21,330	Minimum	35,36
Maximum	56,69	Sum	1019,860

Sous-territoire C: Niveau dynamique

Mean	51,168	S.E. Mean	1,496
Std Dev	5,983	Variance	35,795
Kurtosis	,228	S.E. Kurt	1,091
Skewness	-,939	S.E. Skew	,564
Range	21,950	Minimum	37,49
Maximum	59,44	Sum	818,690

Sous-territoire A: Niveau statique

Mean	95,657	S.E. Mean	2,544
Std Dev	16,684	Variance	278,372
Kurtosis	1,511	S.E. Kurt	,709
Skewness	-,530	S.E. Skew	,361
Range	85,350	Minimum	47,24
Maximum	132,59	Sum	4113,250

Sous-territoire C: Niveau statique

Mean	62,574	S.E. Mean	5,970
Std Dev	24,613	Variance	605,804
Kurtosis	16,061	S.E. Kurt	1,063
Skewness	3,963	S.E. Skew	,550
Range	105,150	Minimum	51,82
Maximum	156,97	Sum	1063,760

Sous-territoire A: Porosité

Mean	14,675	S.E. Mean	2,012
Std Dev	12,725	Variance	161,917
Kurtosis	-,763	S.E. Kurt	,733
Skewness	1,100	S.E. Skew	,374
Range	30,000	Minimum	7,00
Maximum	37,00	Sum	587,000

Sous-territoire B: Porosité

Mean	35,719	S.E. Mean	,255
Std Dev	1,442	Variance	2,080
Kurtosis	6,752	S.E. Kurt	,809
Skewness	-1,880	S.E. Skew	,414
Range	7,000	Minimum	30,00
Maximum	37,00	Sum	1143,000

Sous-territoire A: Log-conductivité hydraulique

Mean	-6,800	S.E. Mean	,311
Std Dev	1,964	Variance	3,856
Kurtosis	4,331	S.E. Kurt	,733
Skewness	2,015	S.E. Skew	,374
Range	8,000	Minimum	-9,00
Maximum	-1,00	Sum	-272,000

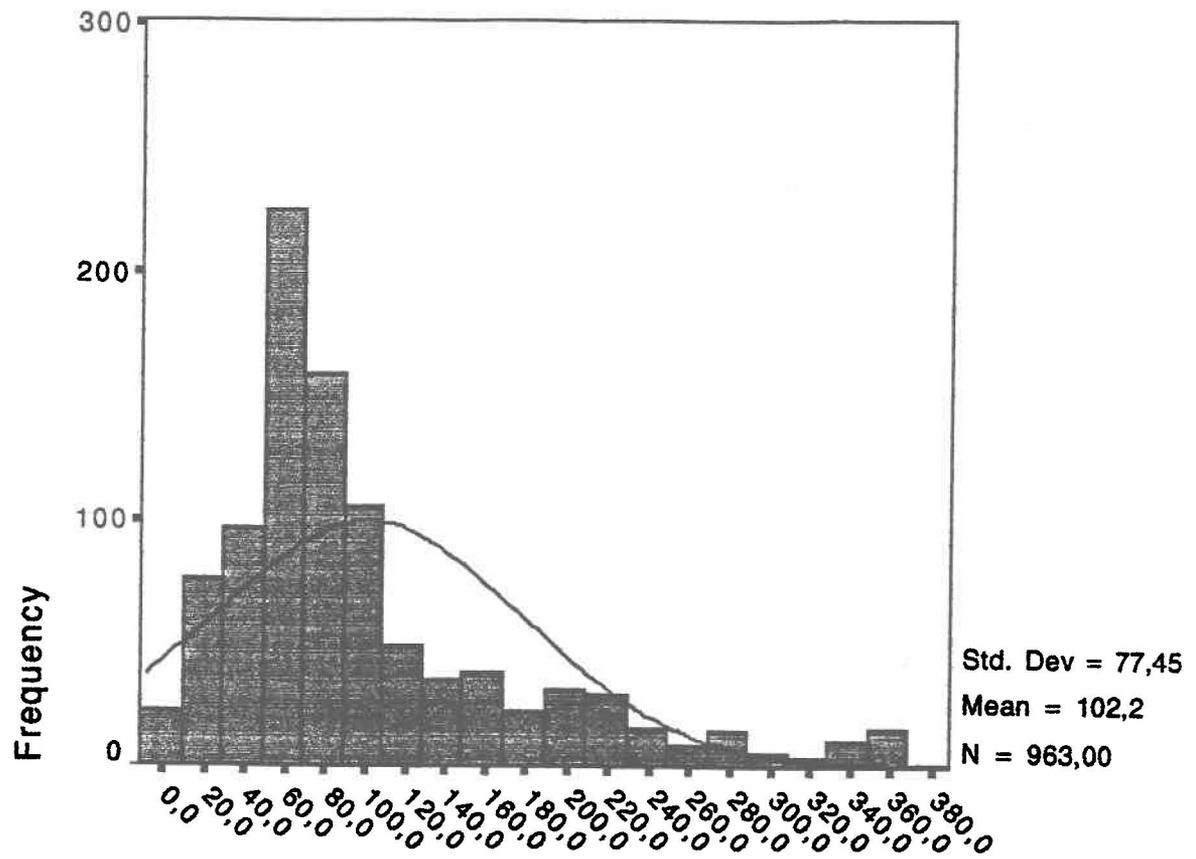
Sous-territoire B: Log-conductivité hydraulique

Mean	-5,563	S.E. Mean	,548
Std Dev	3,100	Variance	9,609
Kurtosis	-1,990	S.E. Kurt	,809
Skewness	-,217	S.E. Skew	,414
Range	8,000	Minimum	-9,00
Maximum	-1,00	Sum	-178,000

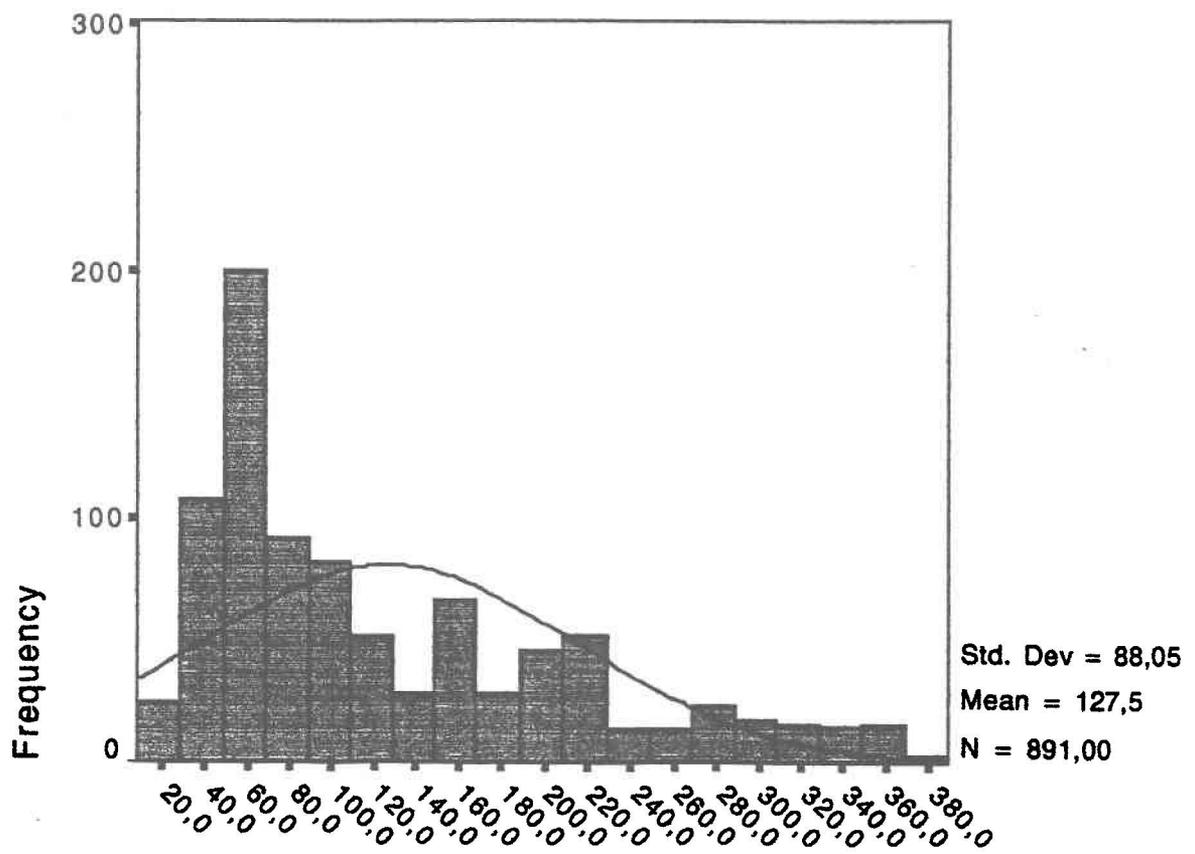
Sous-territoire C: Log-conductivité hydraulique

Mean	-6,500	S.E. Mean	,663
Std Dev	2,965	Variance	8,789
Kurtosis	-2,015	S.E. Kurt	,992
Skewness	,384	S.E. Skew	,512
Range	6,000	Minimum	-9,00
Maximum	-3,00	Sum	-130,000

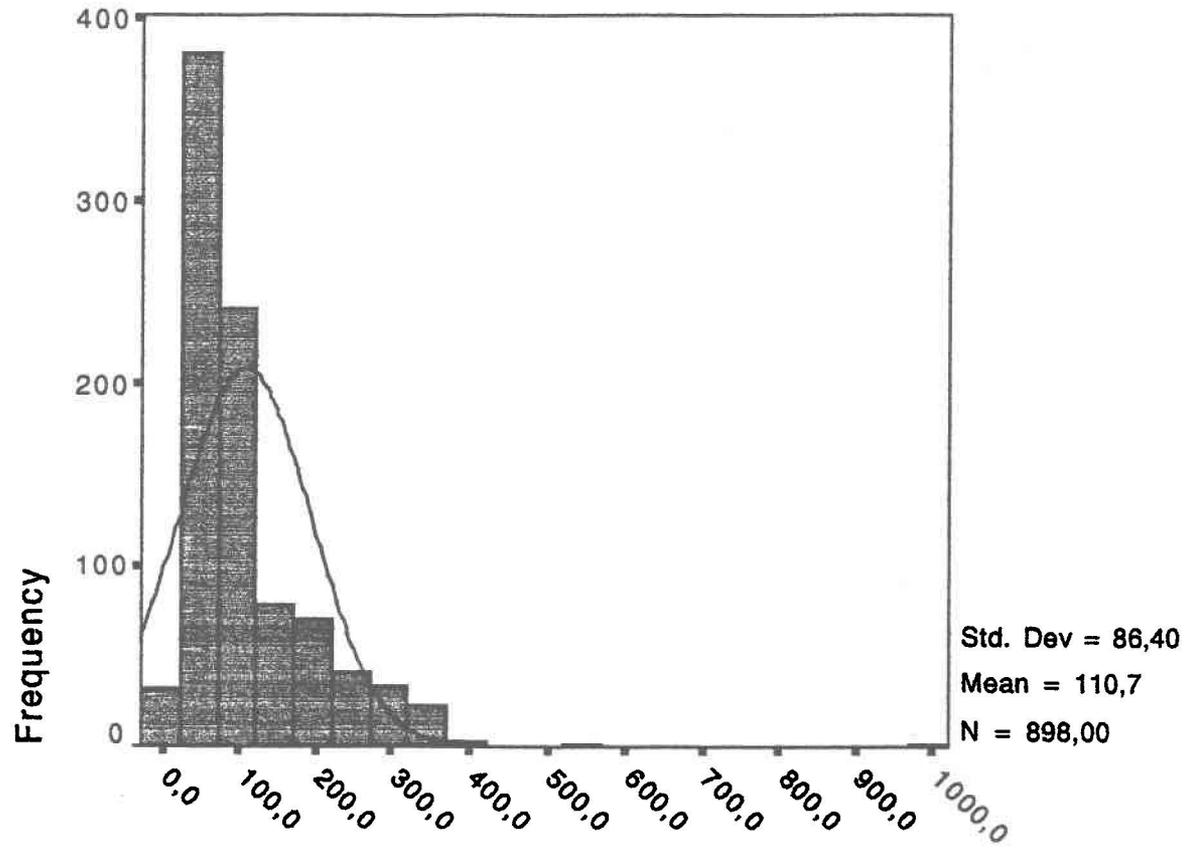
Territoire 1: Altitude



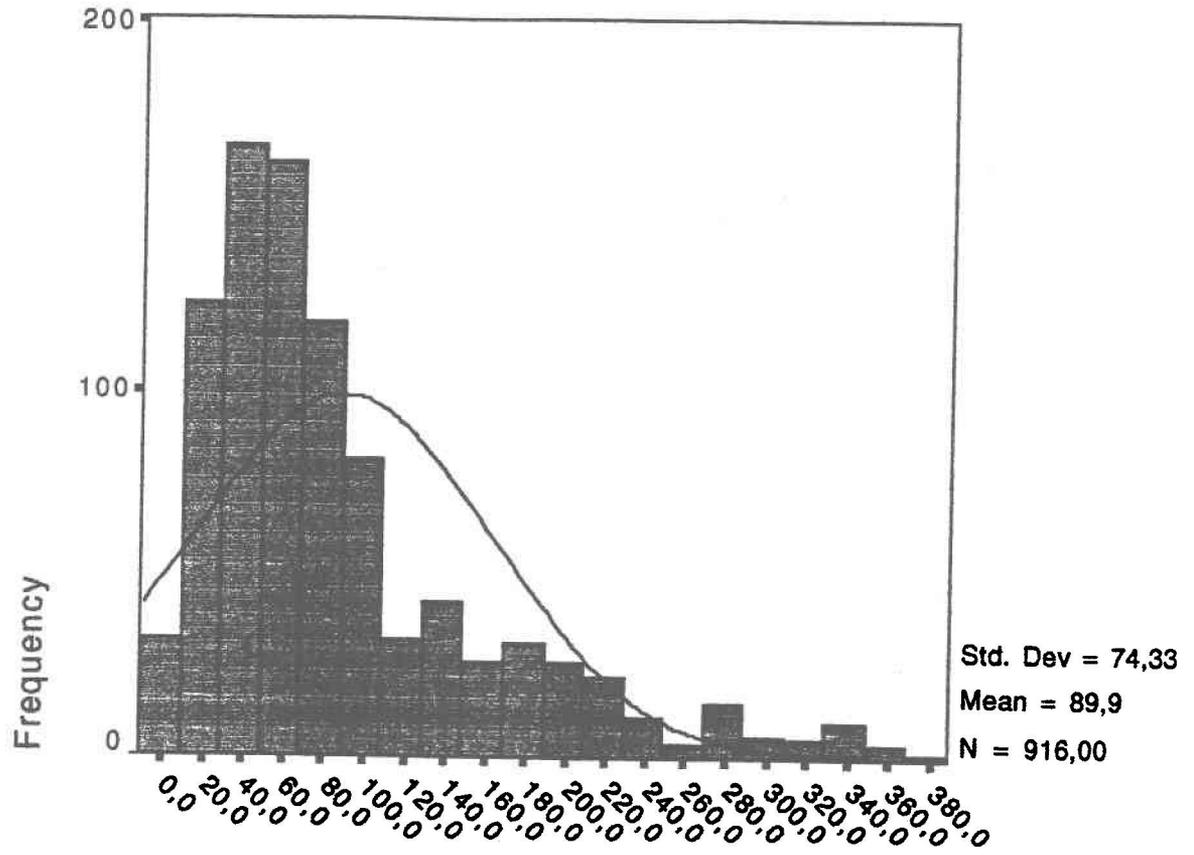
Territoire 3: Altitude



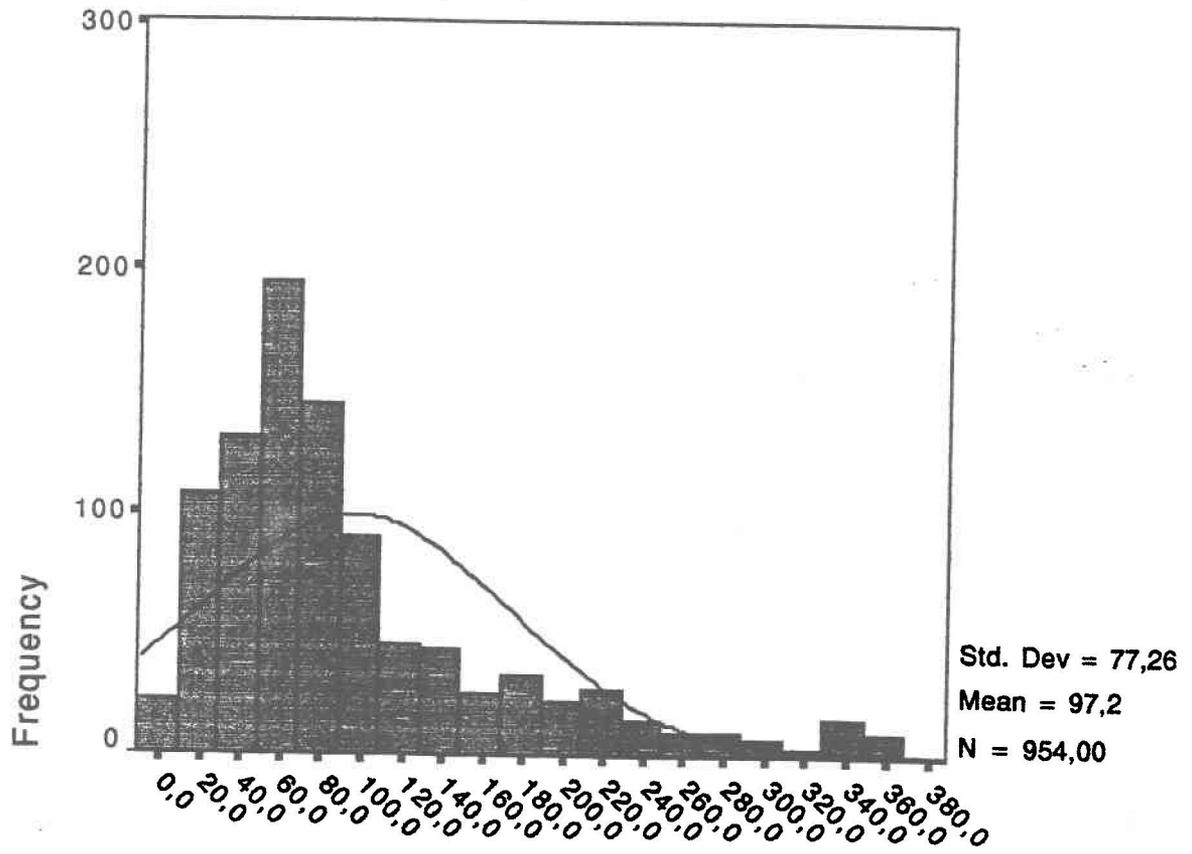
Territoire 2: Altitude



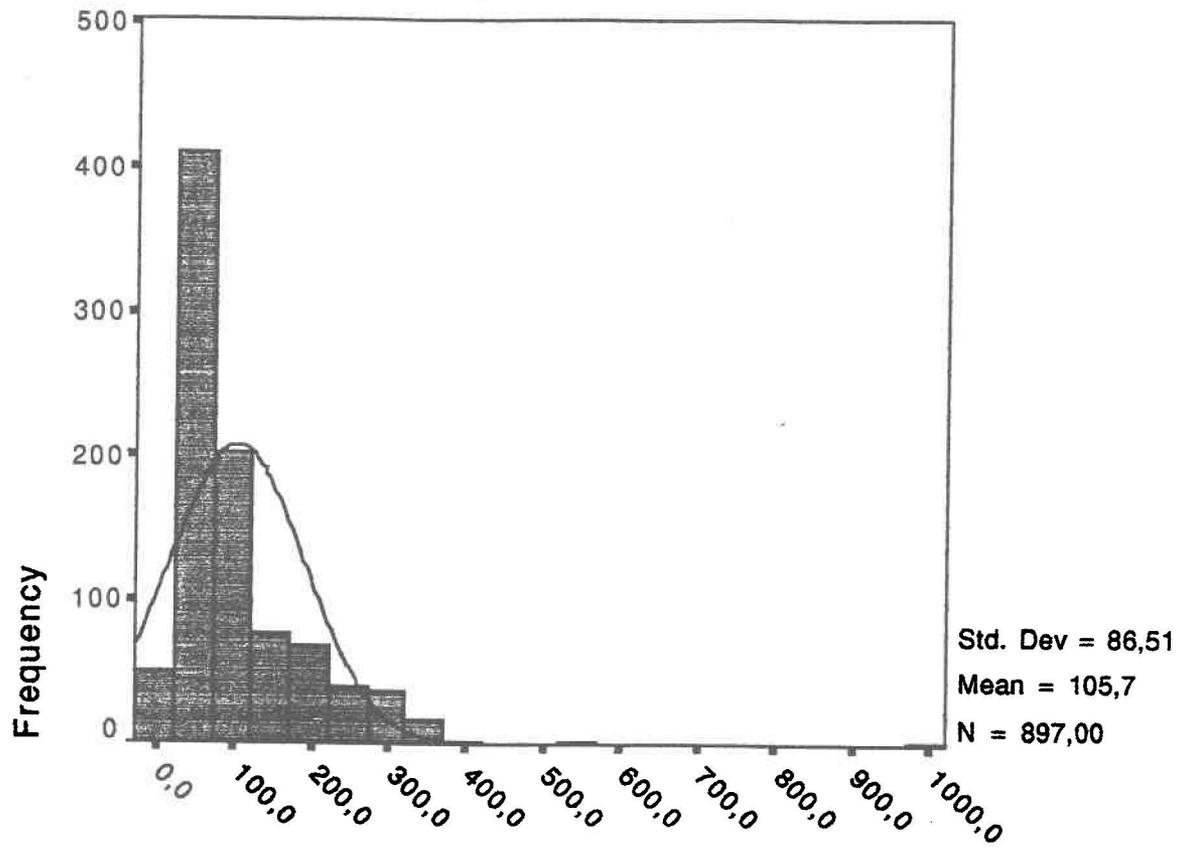
Territoire 1: Niveau statique



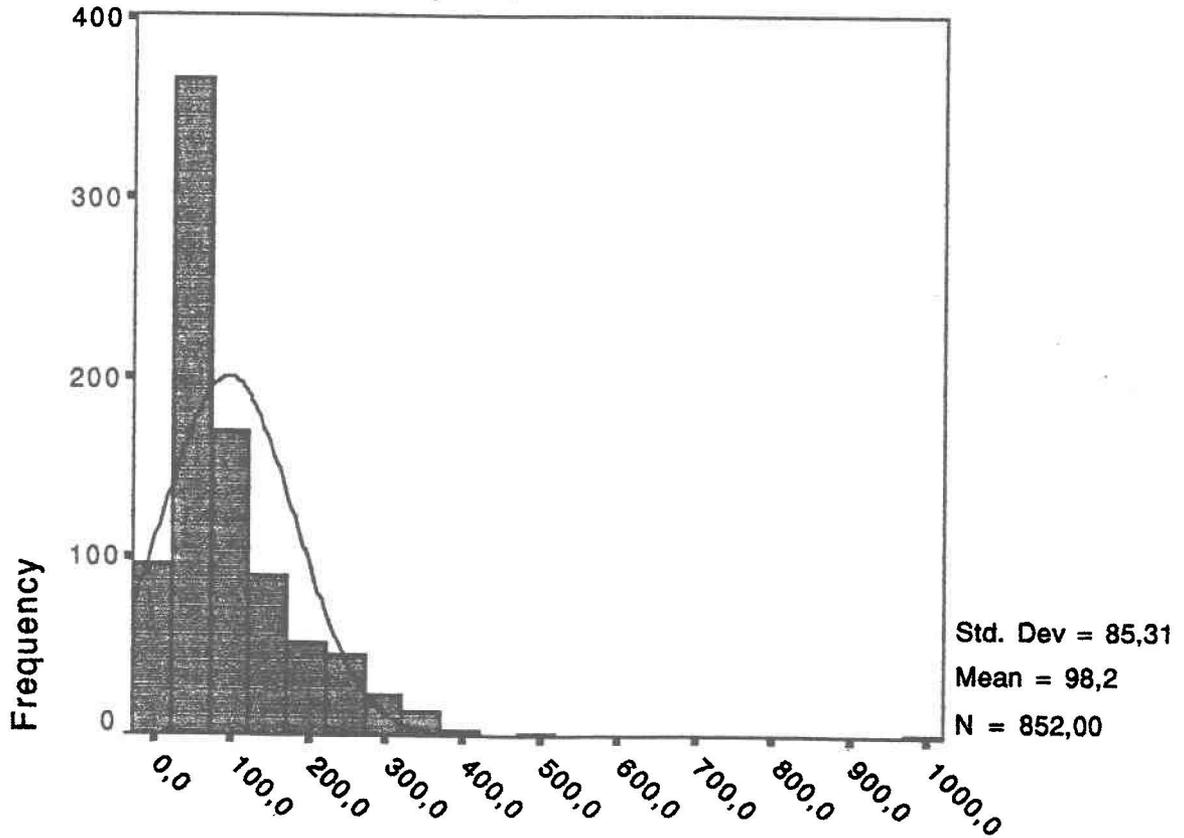
Territoire 1: Niveau dynamique



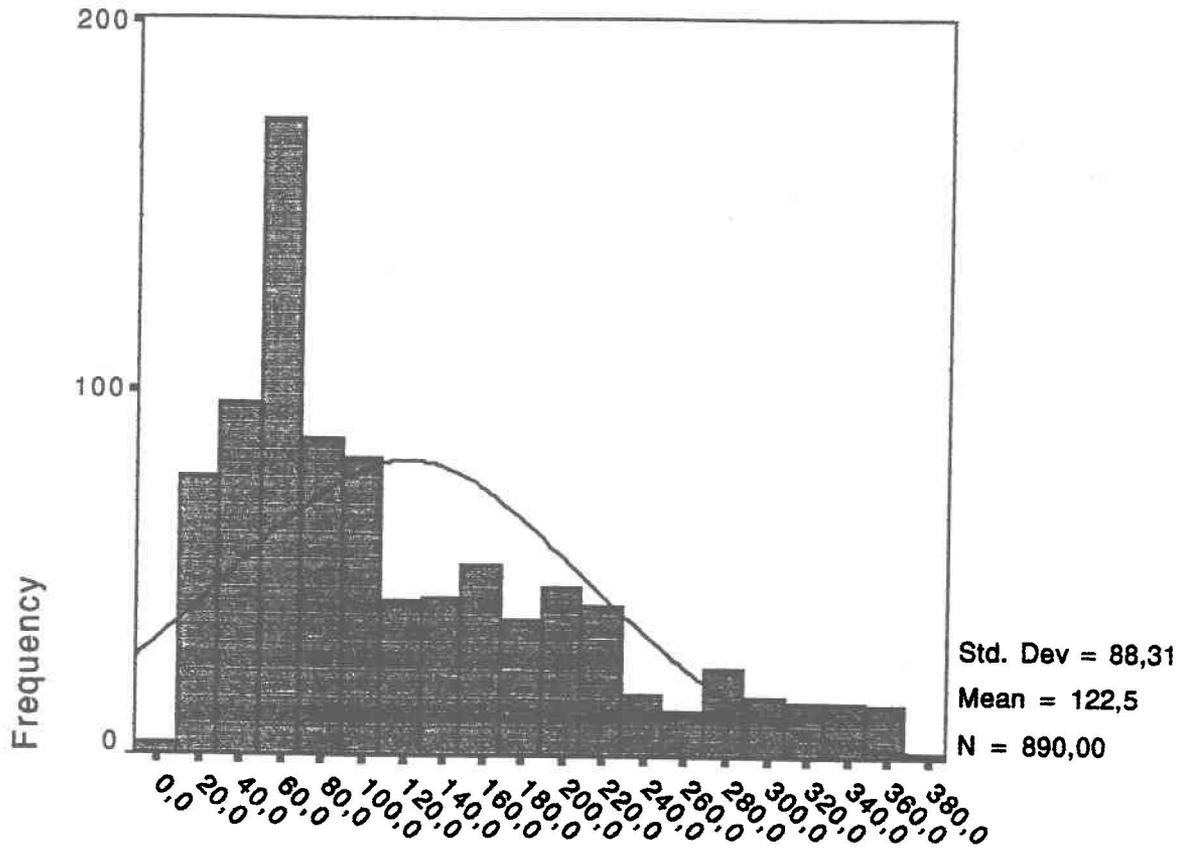
Territoire 2: Niveau statique



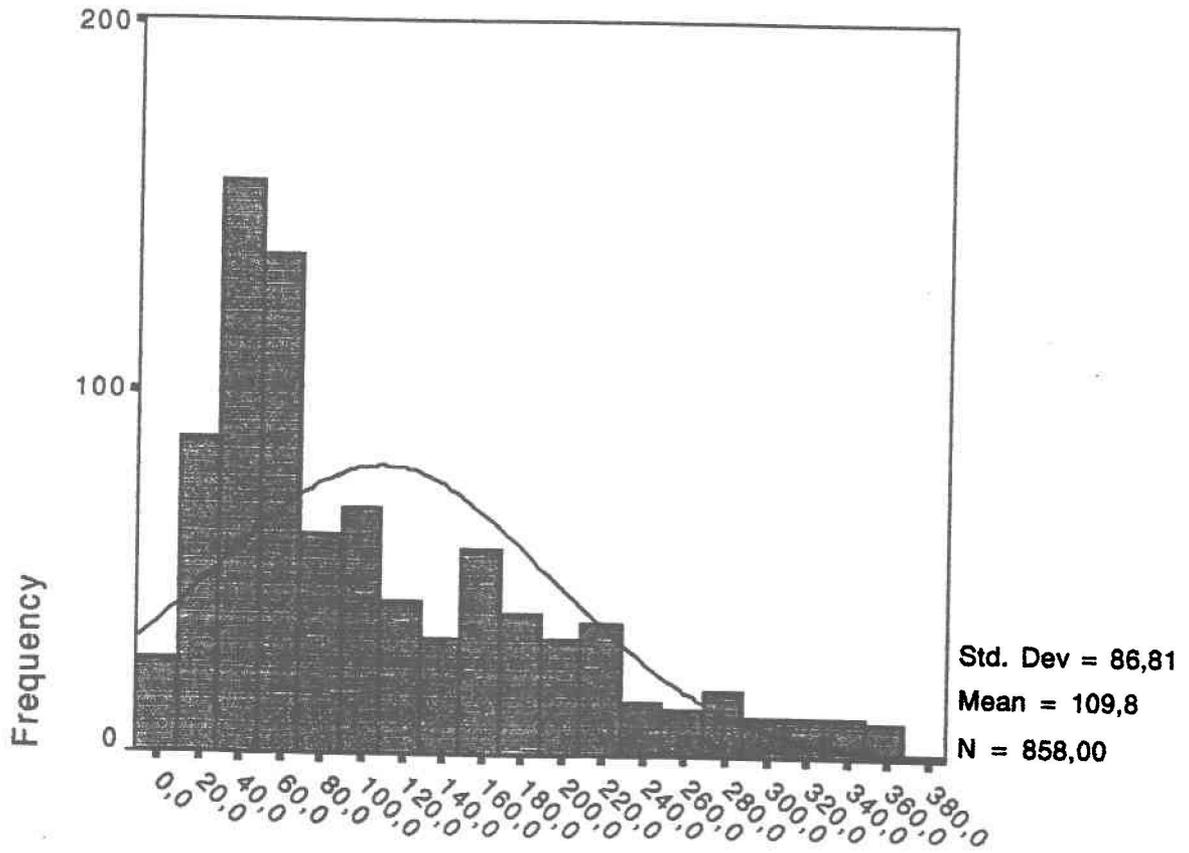
Territoire 2: Niveau dynamique



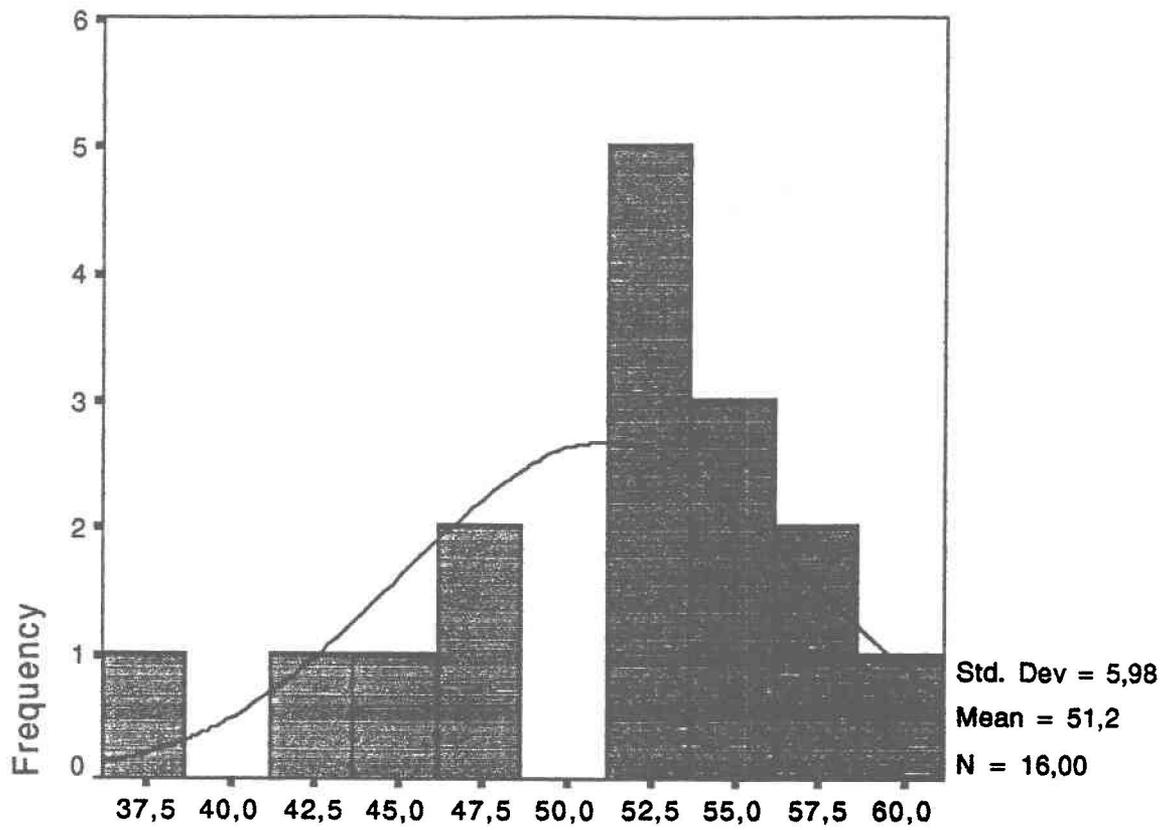
Territoire 3: Niveau statique



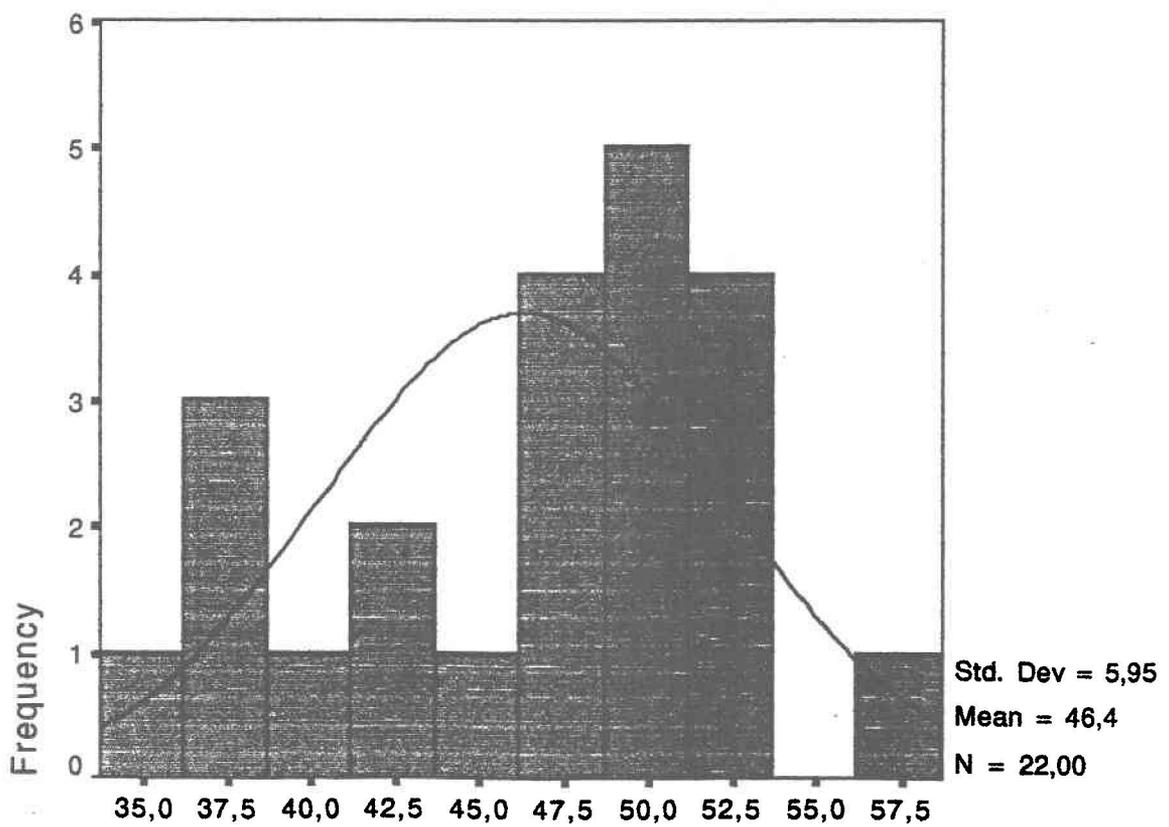
Territoire 3: Niveau dynamique



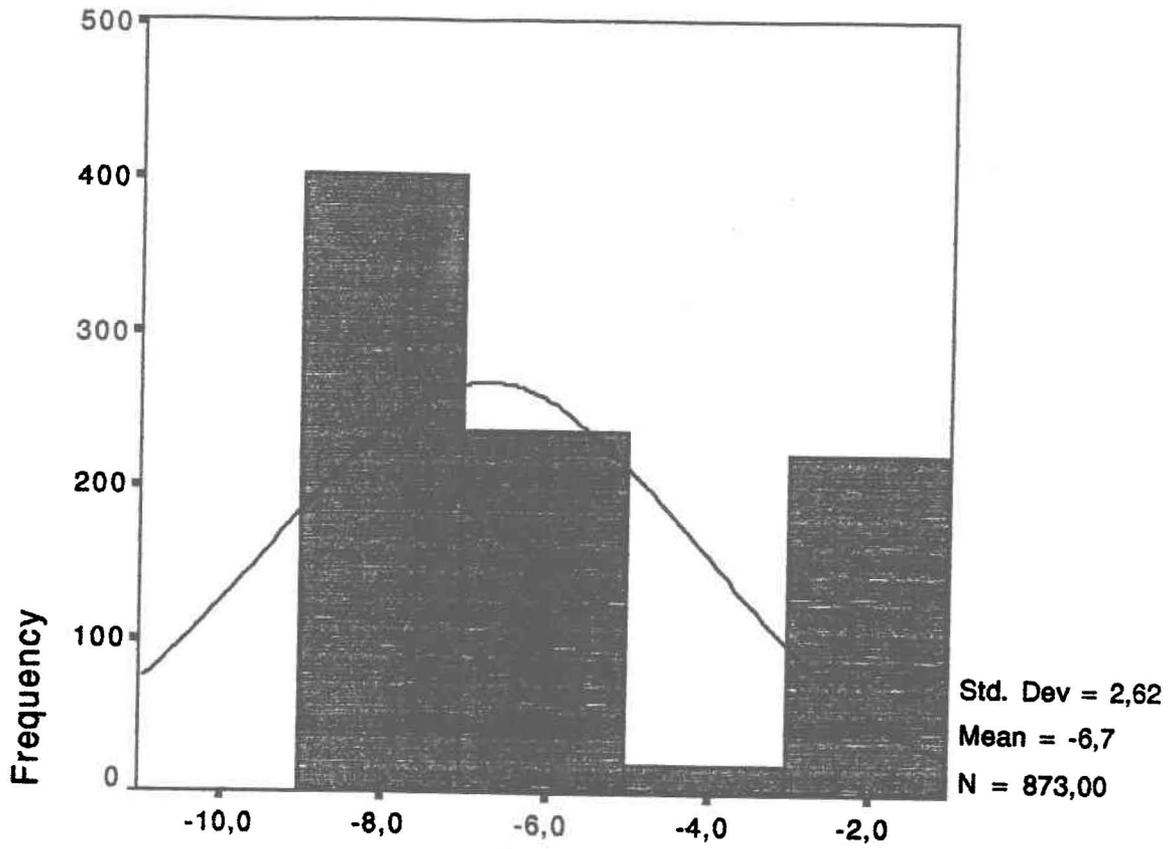
Territoire 1: Porosité



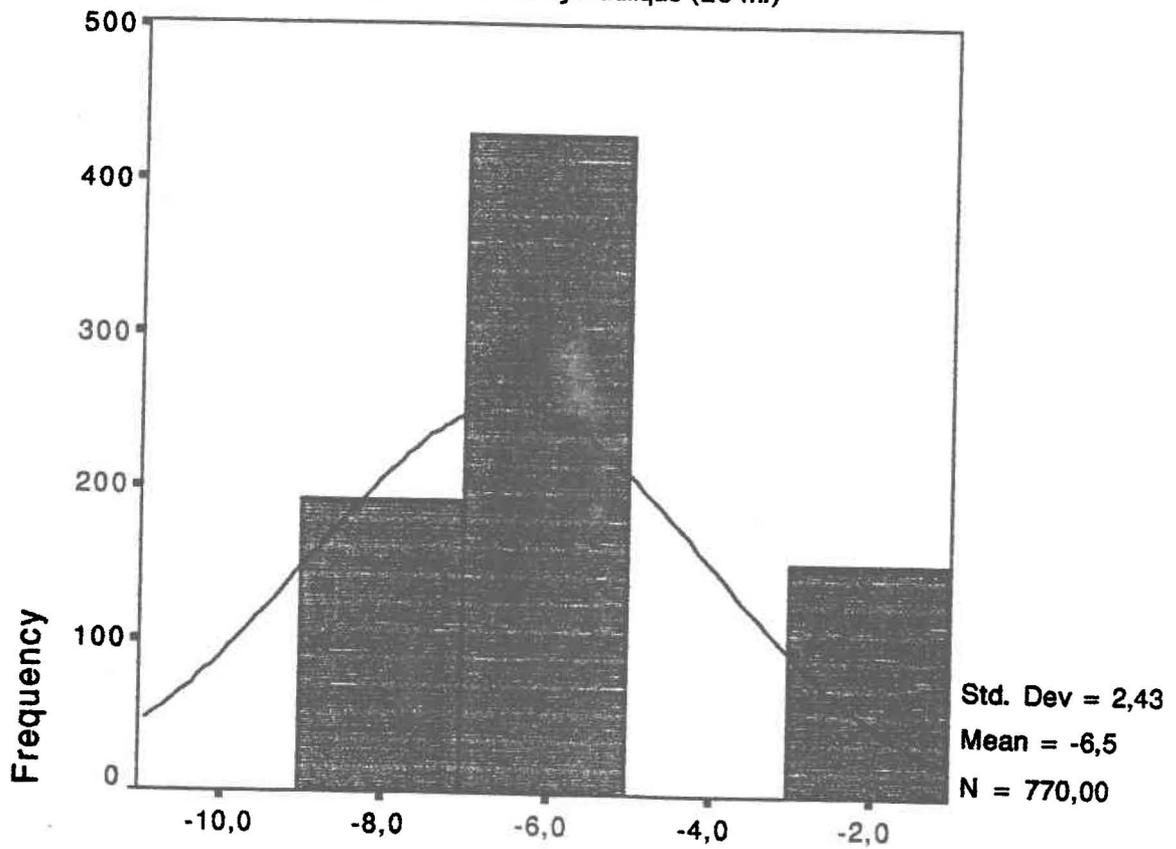
Territoire 1: Log-conductivité hydraulique



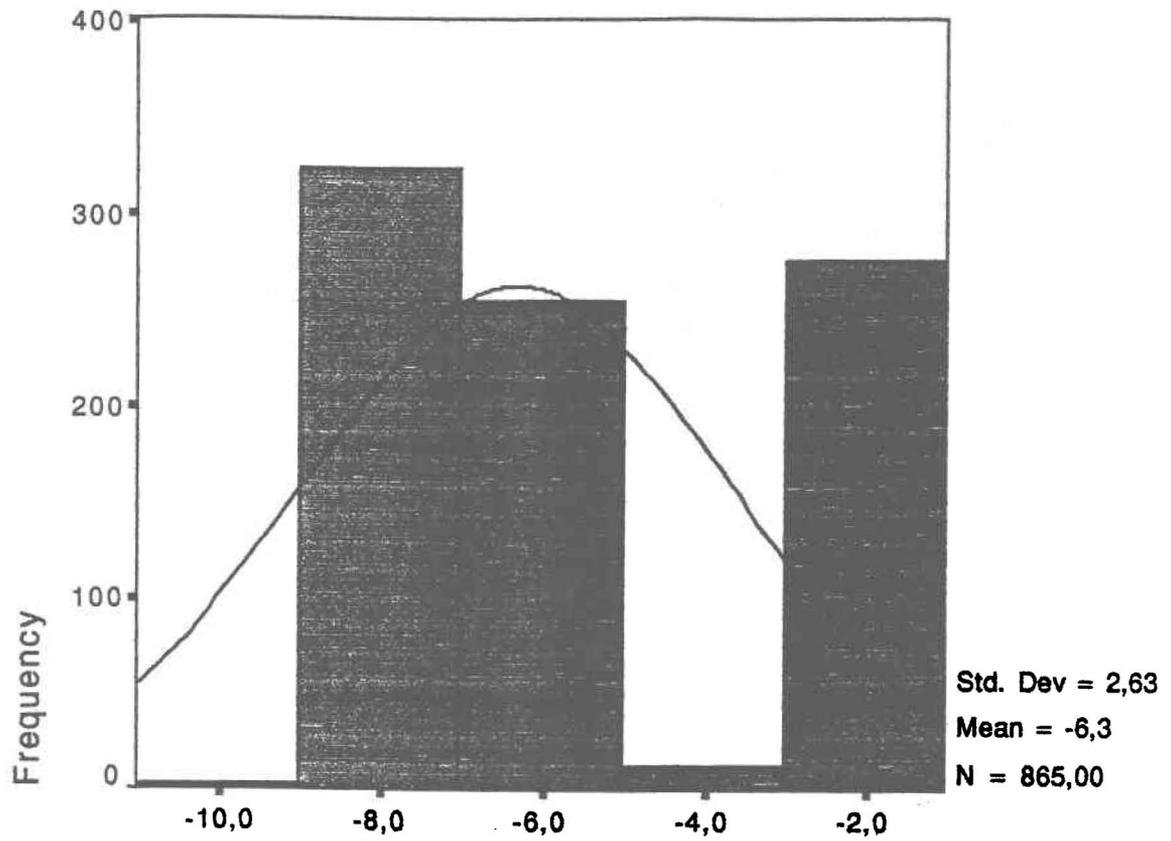
Territoire 2: Log-conductivité hydraulique (5 m.)



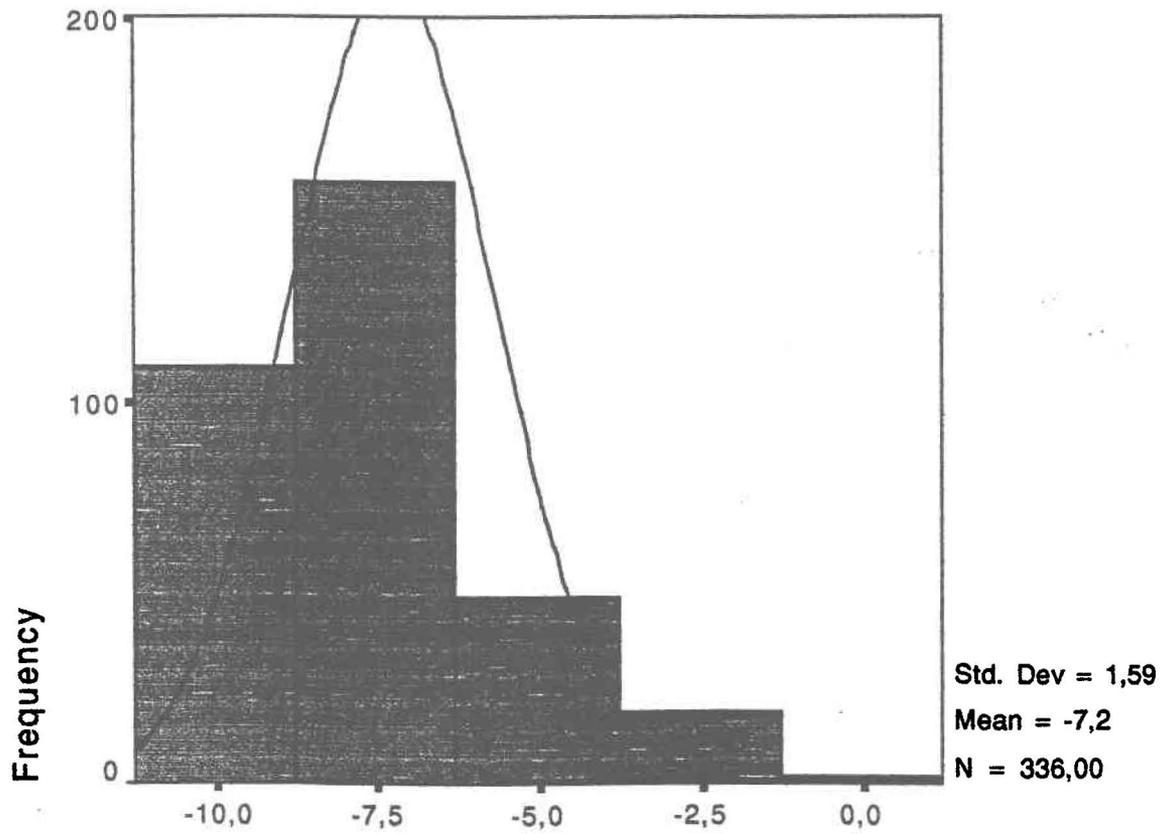
Territoire 2: Log-conductivité hydraulique (20 m.)

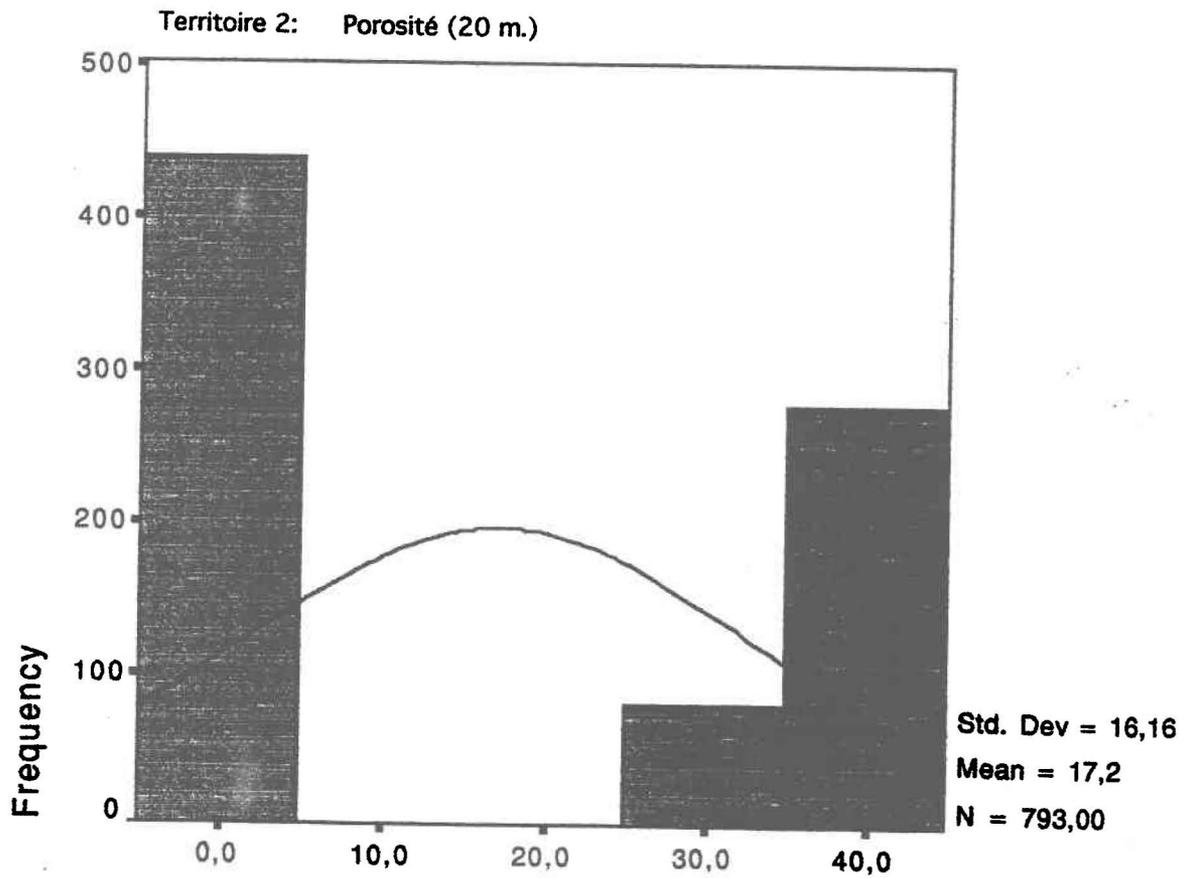
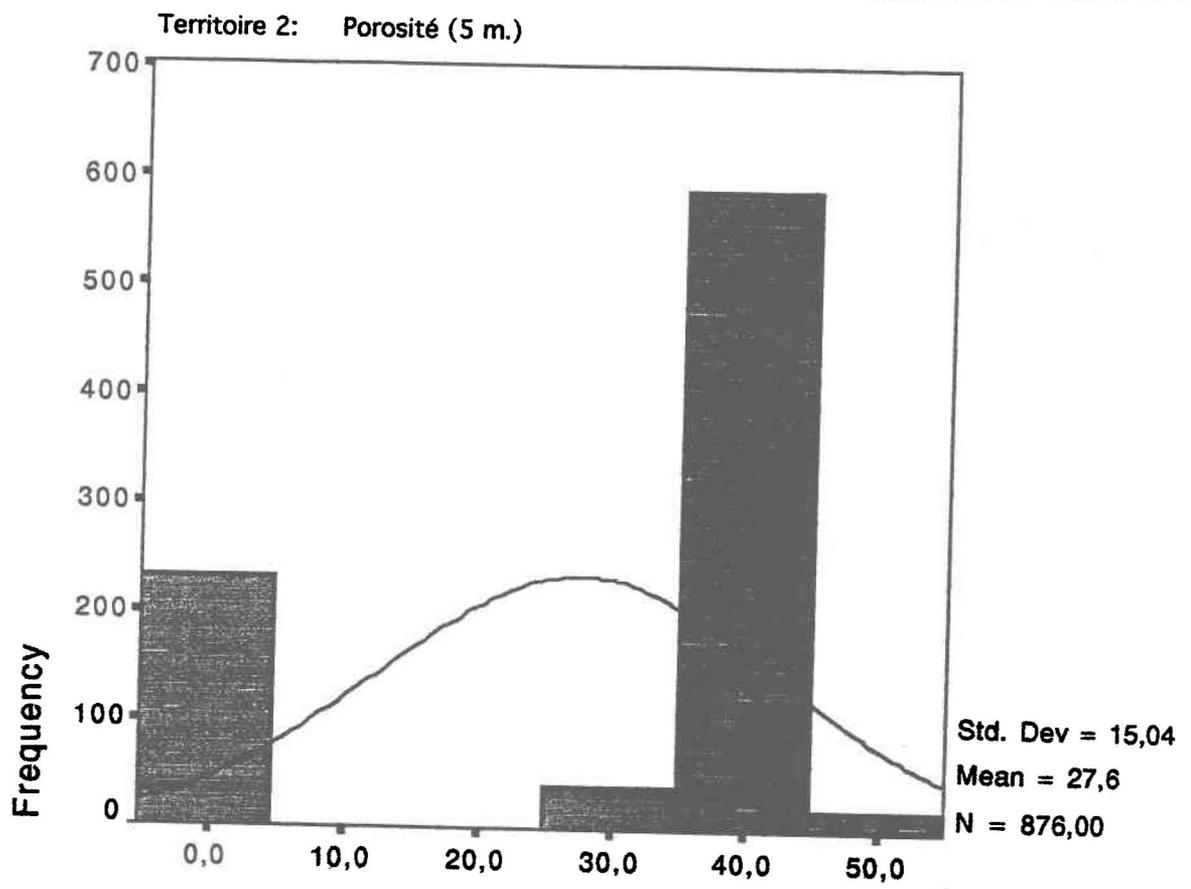


Territoire 3: Log-conductivité hydraulique (5 m.)

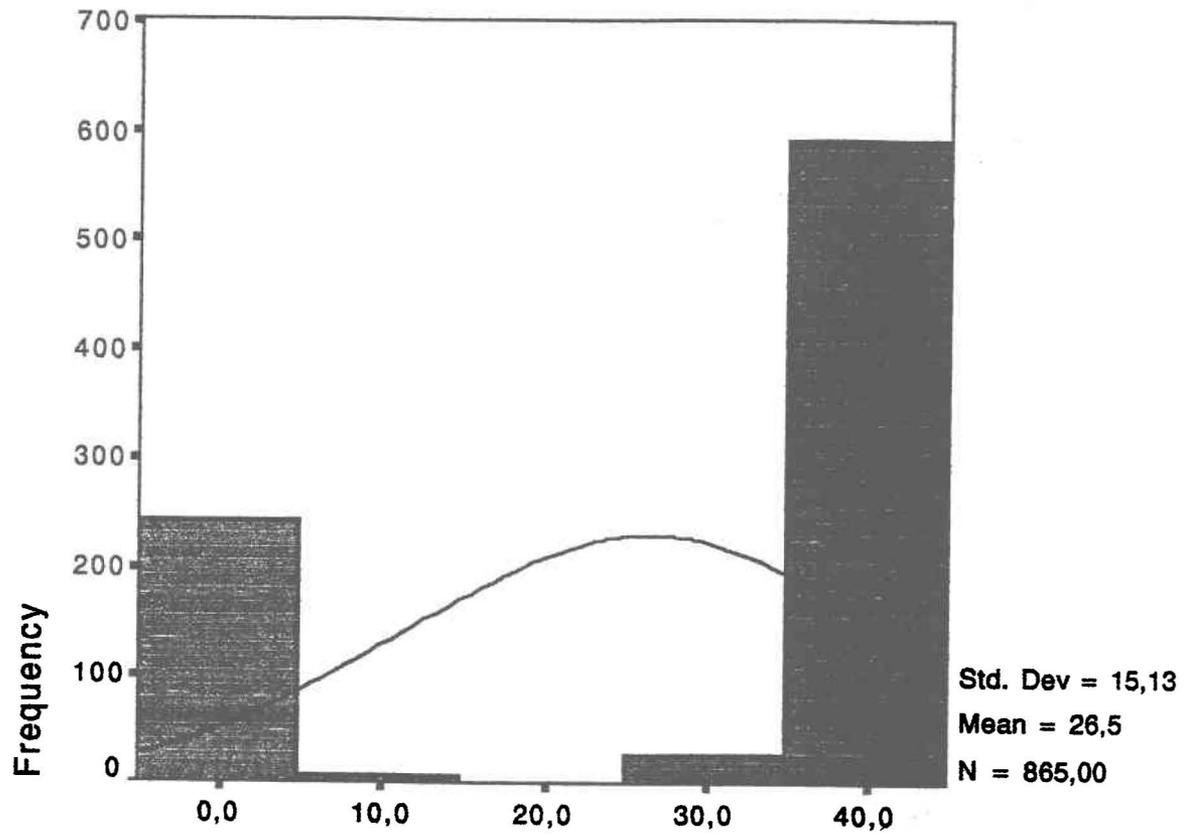


Territoire 3: Log-conductivité hydraulique (20 m.)

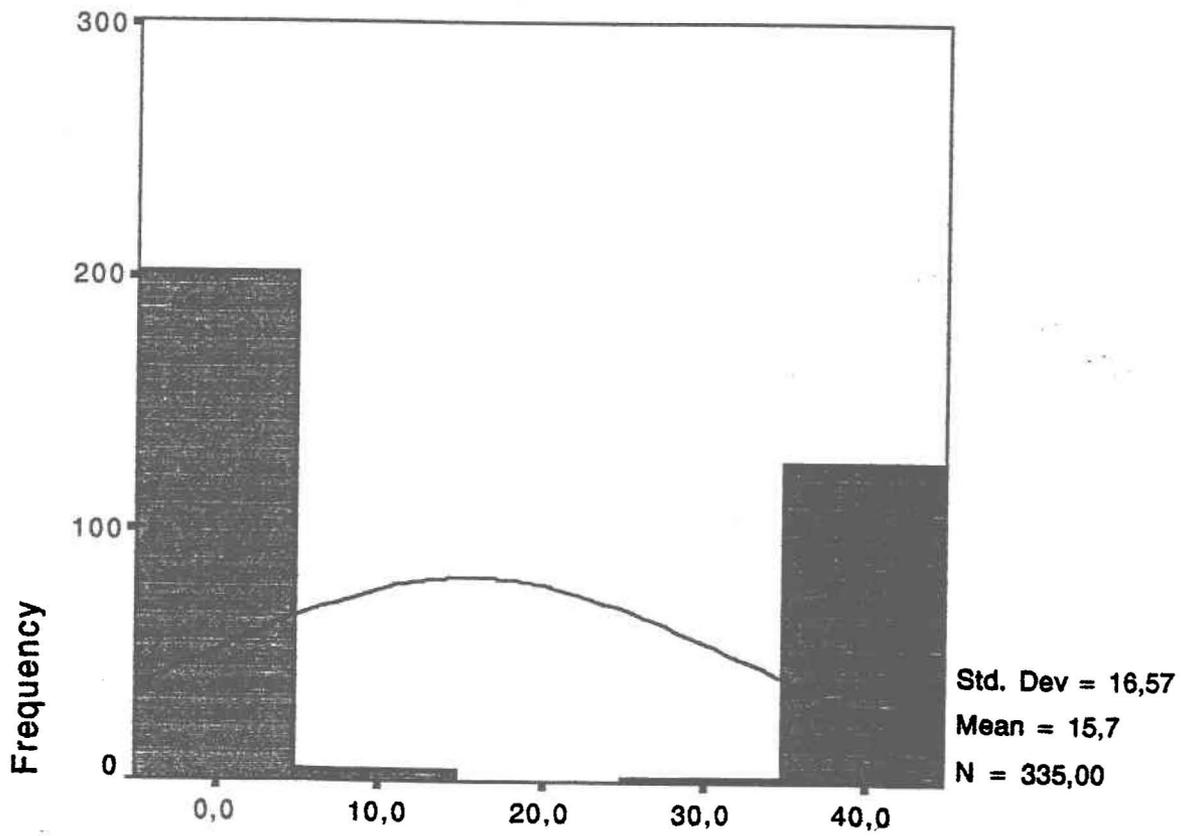




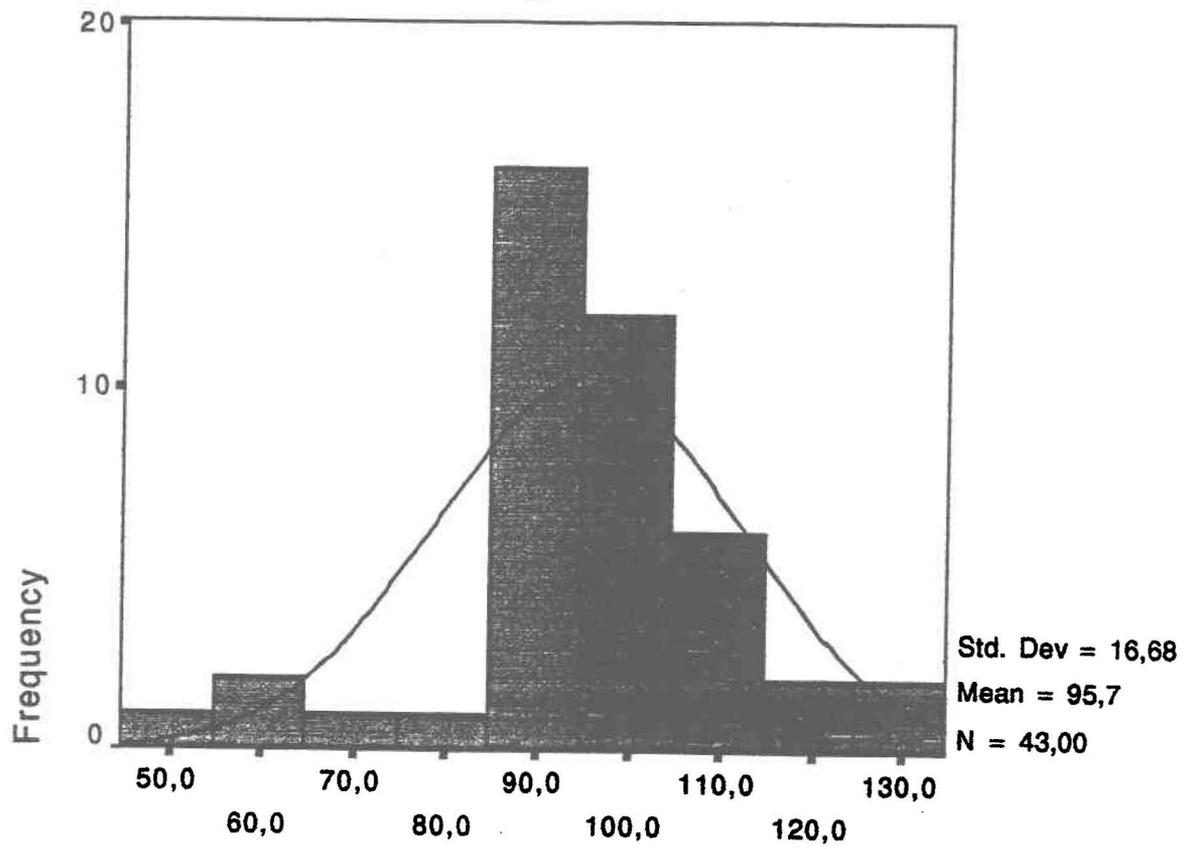
Territoire 3: Porosité (5 m.)



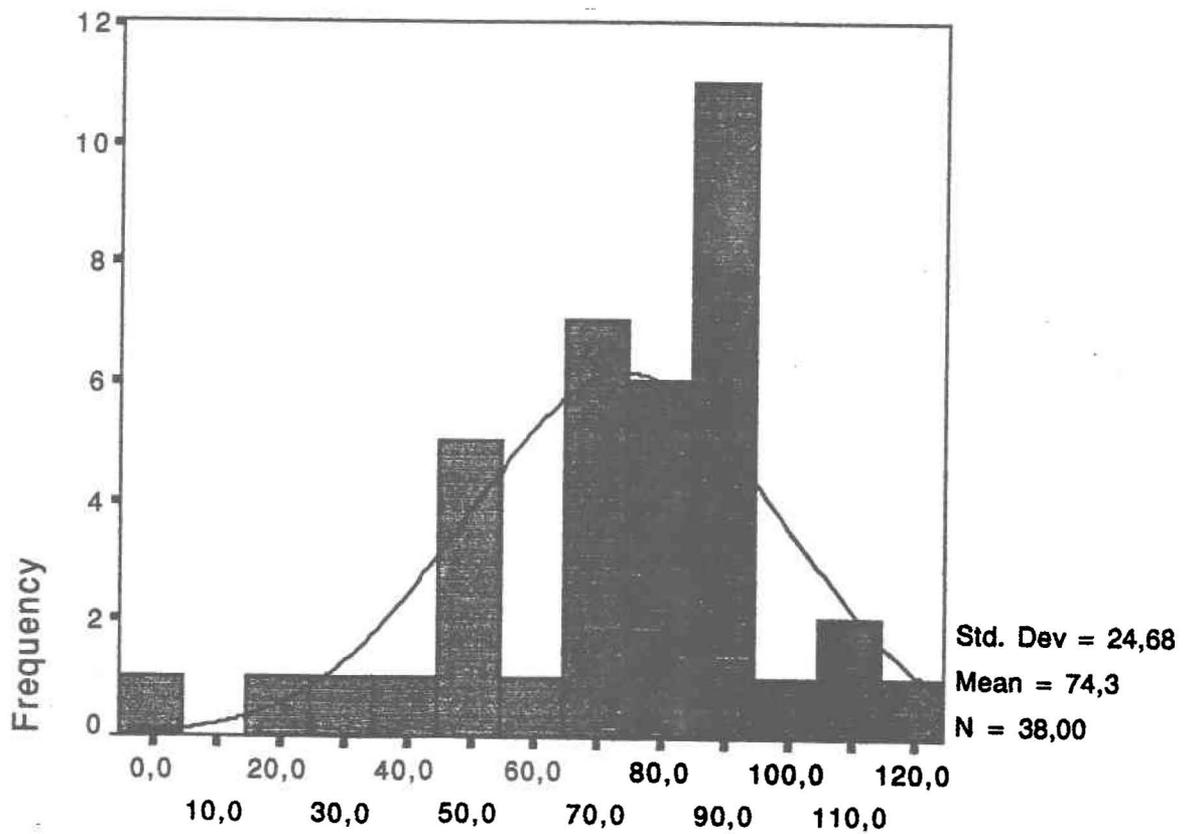
Territoire 3: Porosité (20 m.)



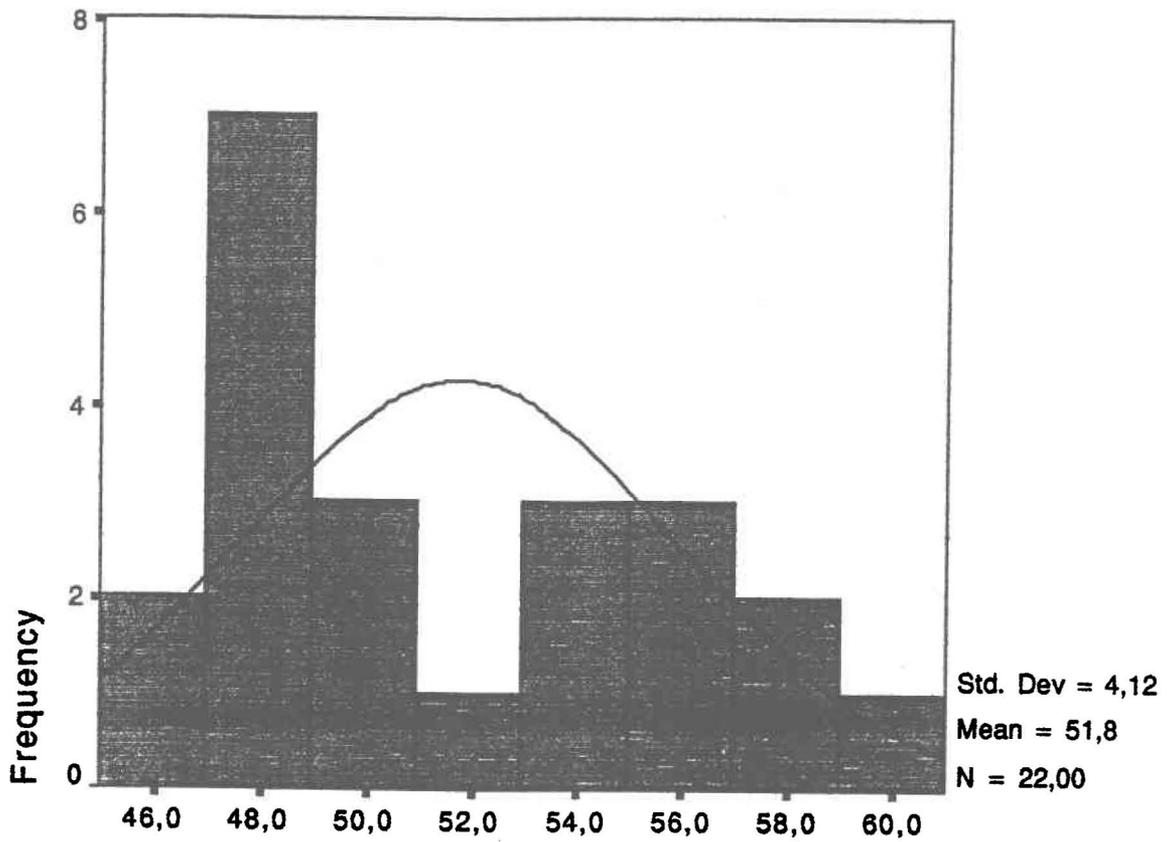
Sous-territoire A: Niveau statique



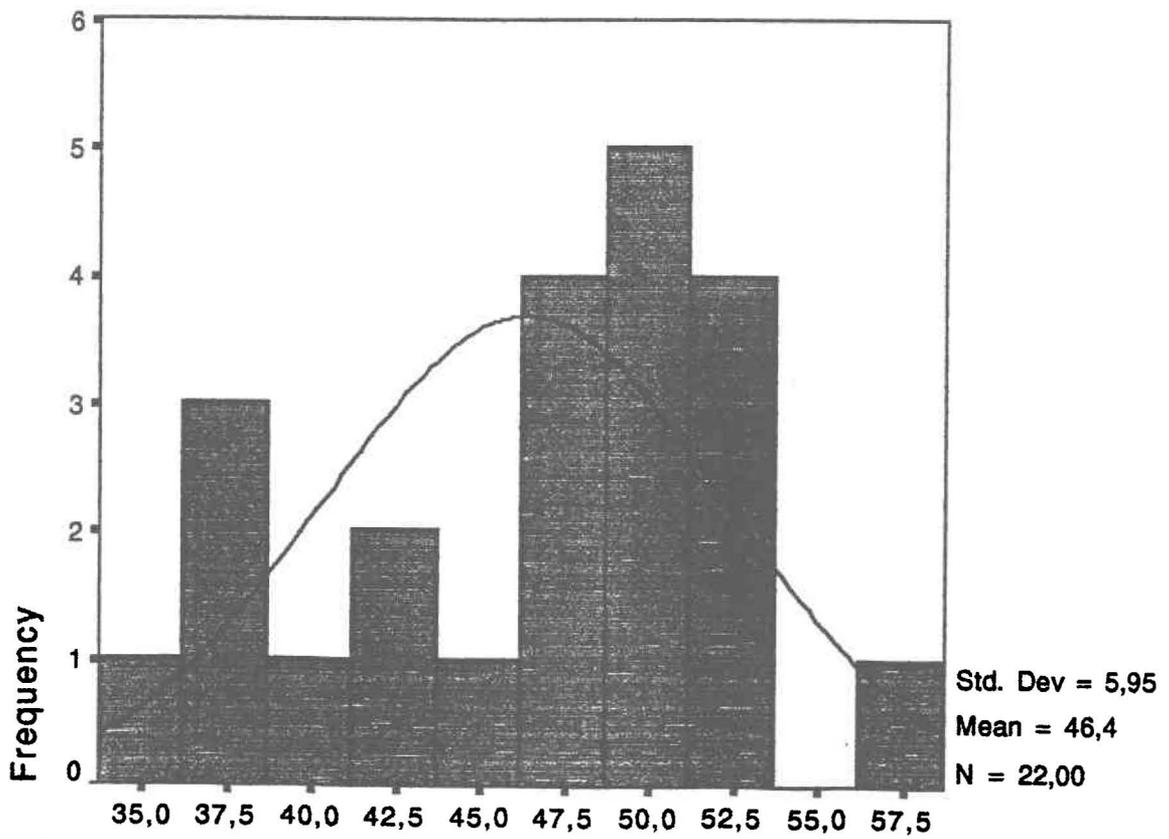
Sous-territoire A: Niveau dynamique



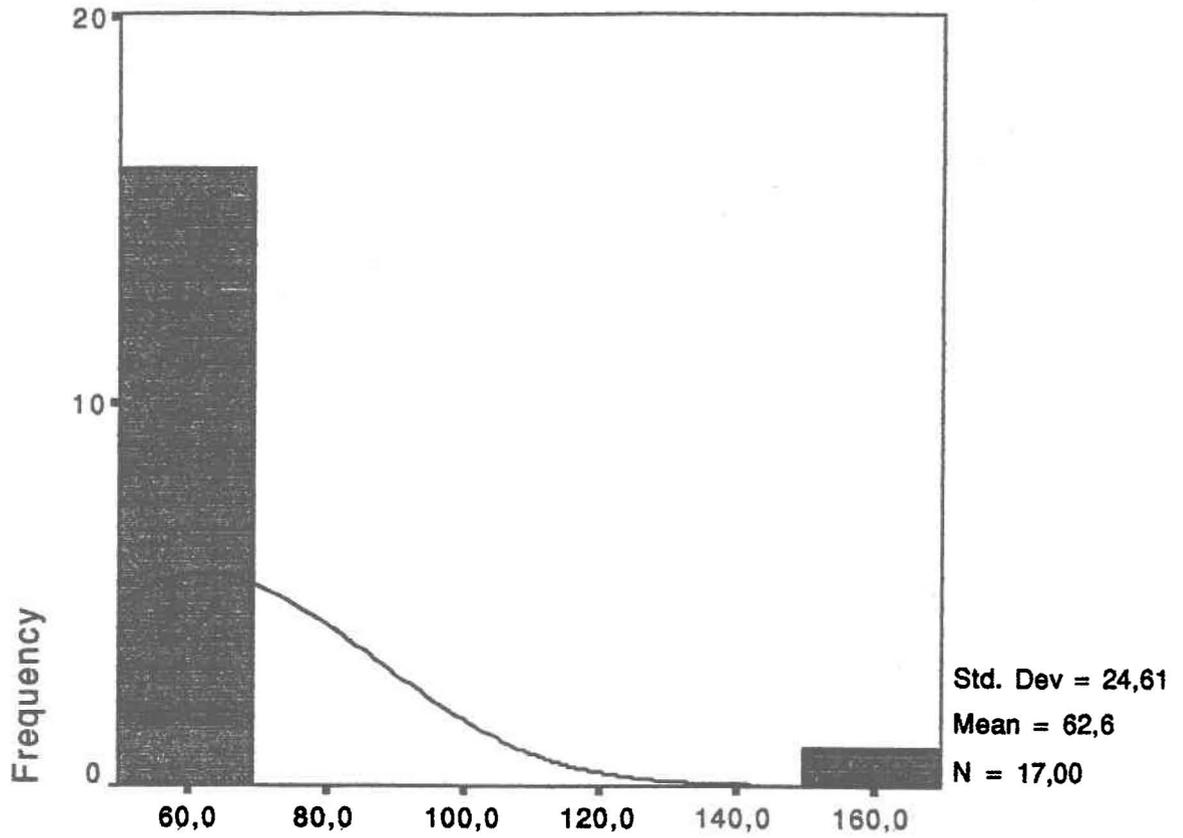
Sous-territoire B: Niveau statique



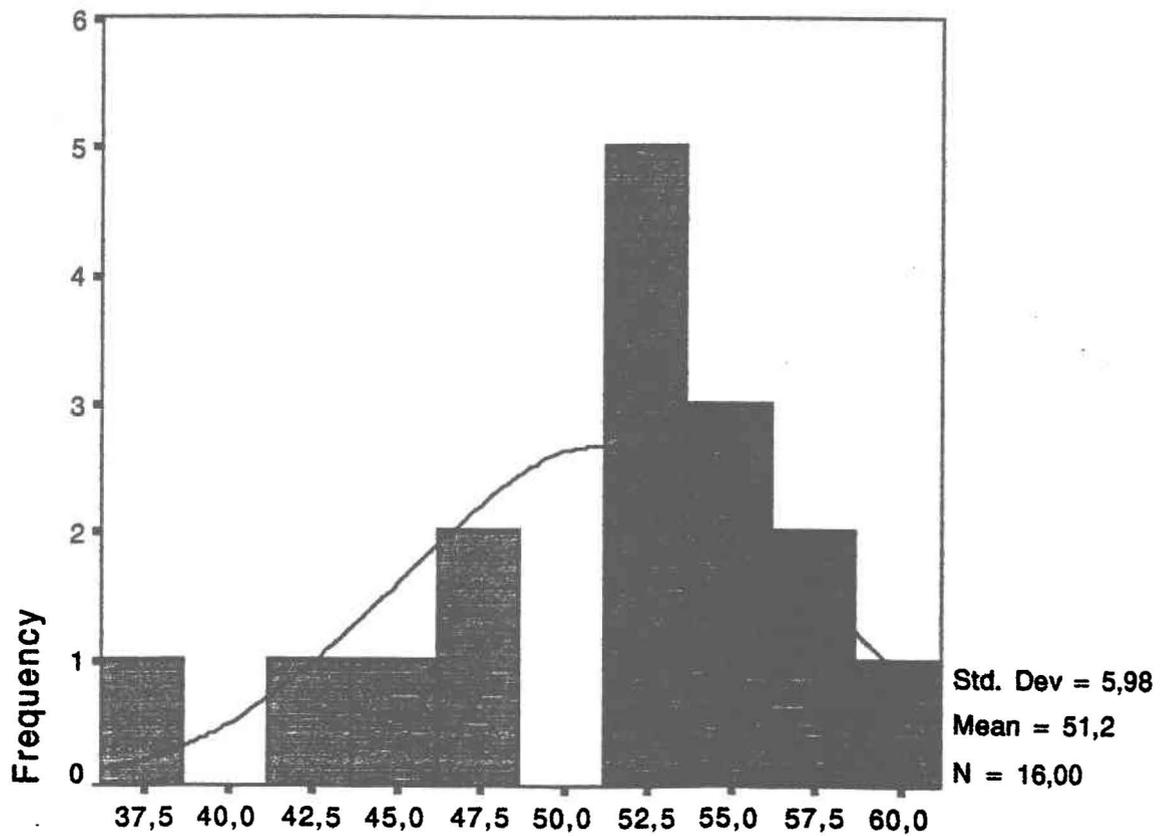
Sous-territoire B: Niveau dynamique



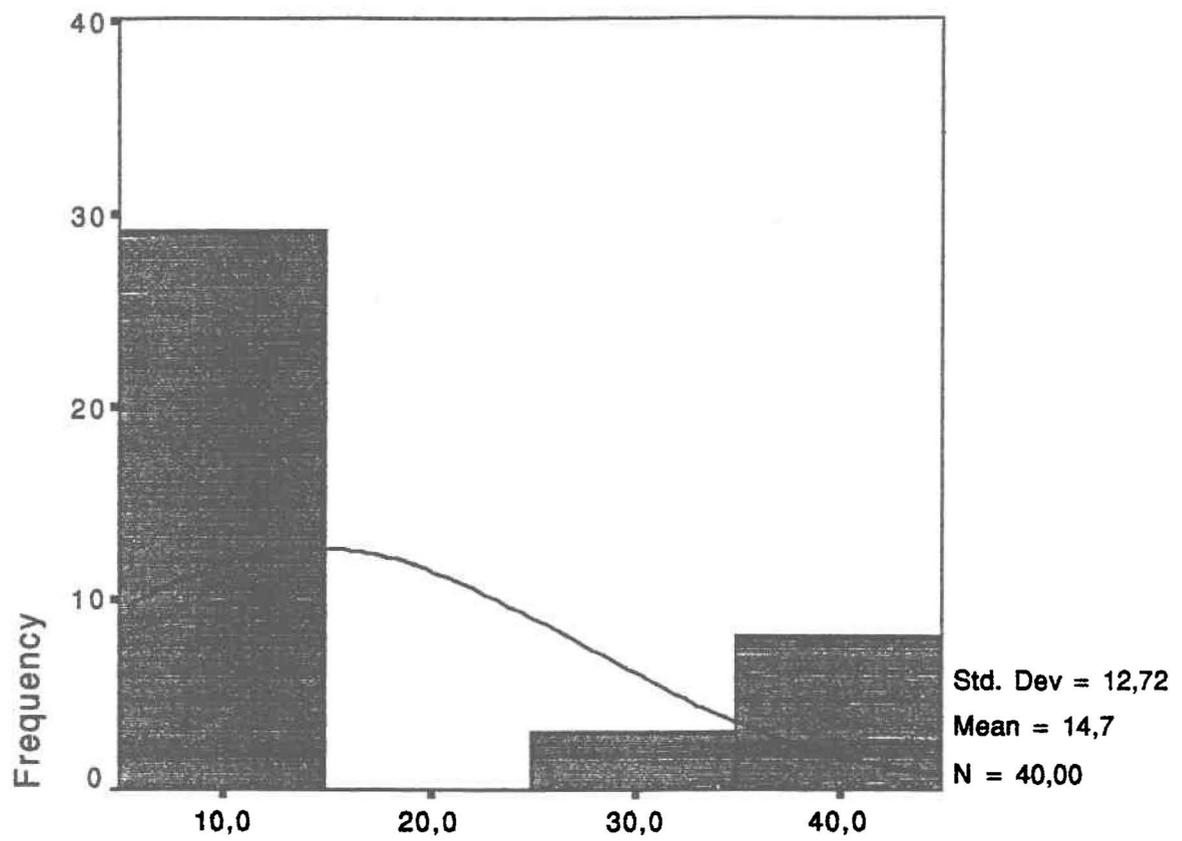
Sous-territoire C: Niveau statique



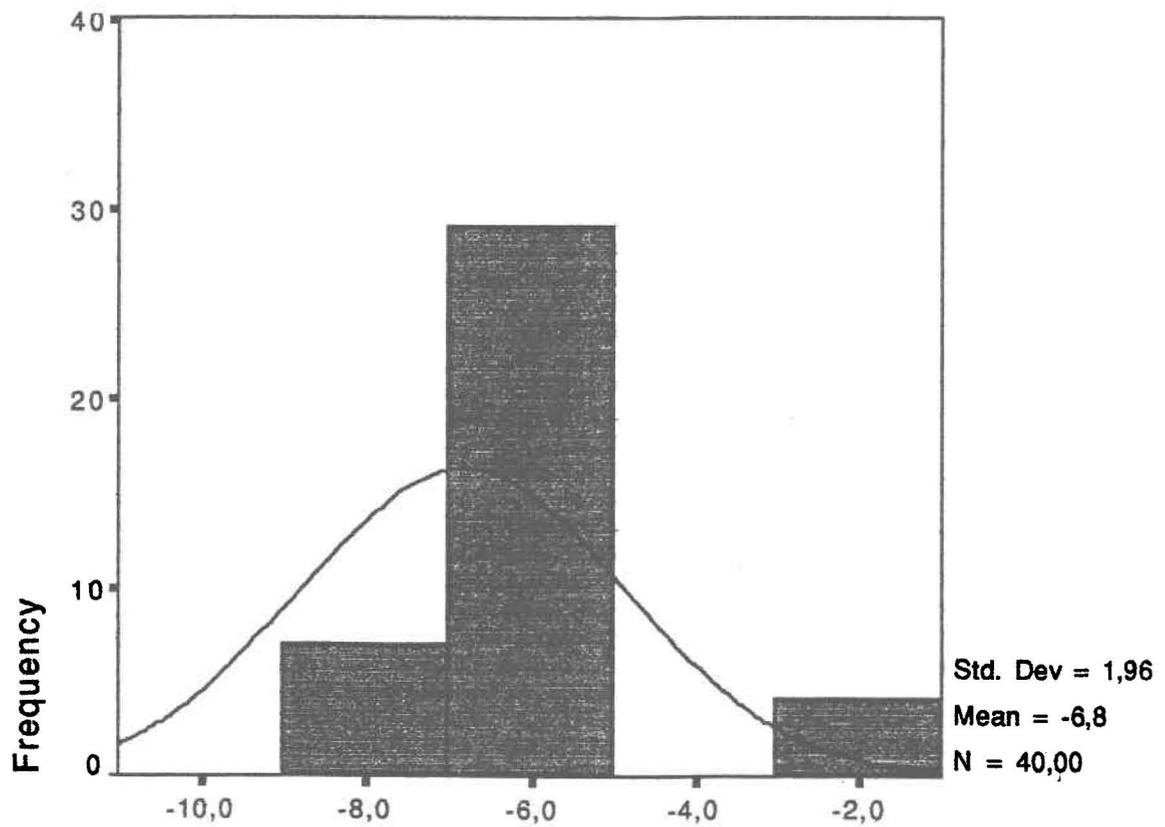
Sous-territoire C: Niveau dynamique



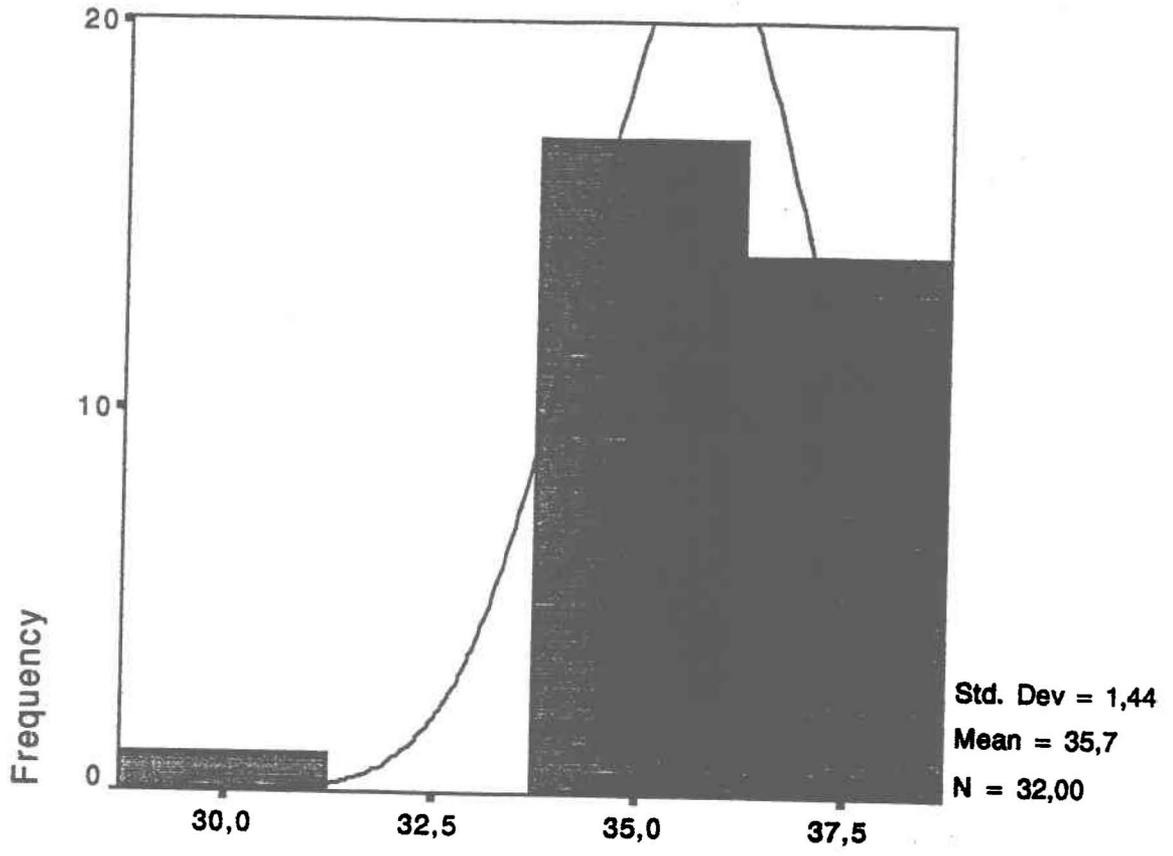
Sous-territoire A: Porosité



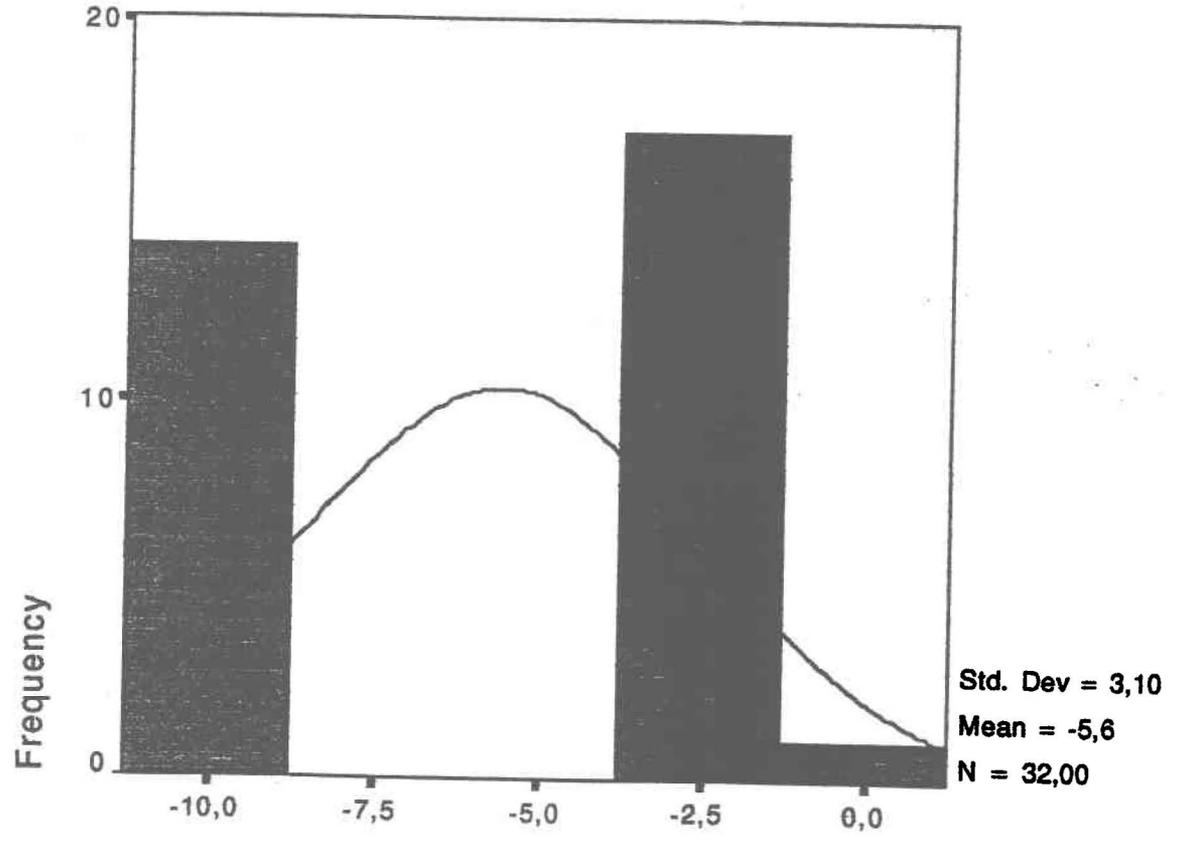
Sous-territoire A: Log-conductivité hydraulique



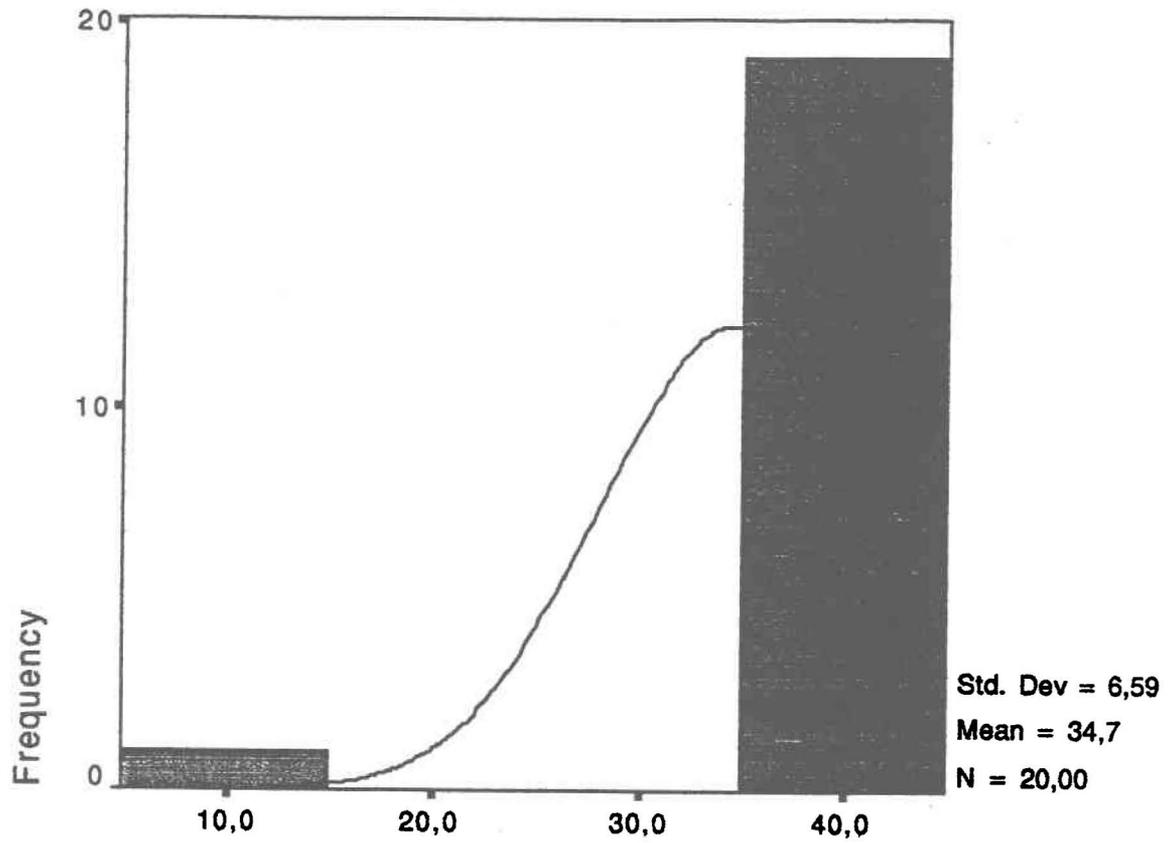
Sous-territoire B: Porosité



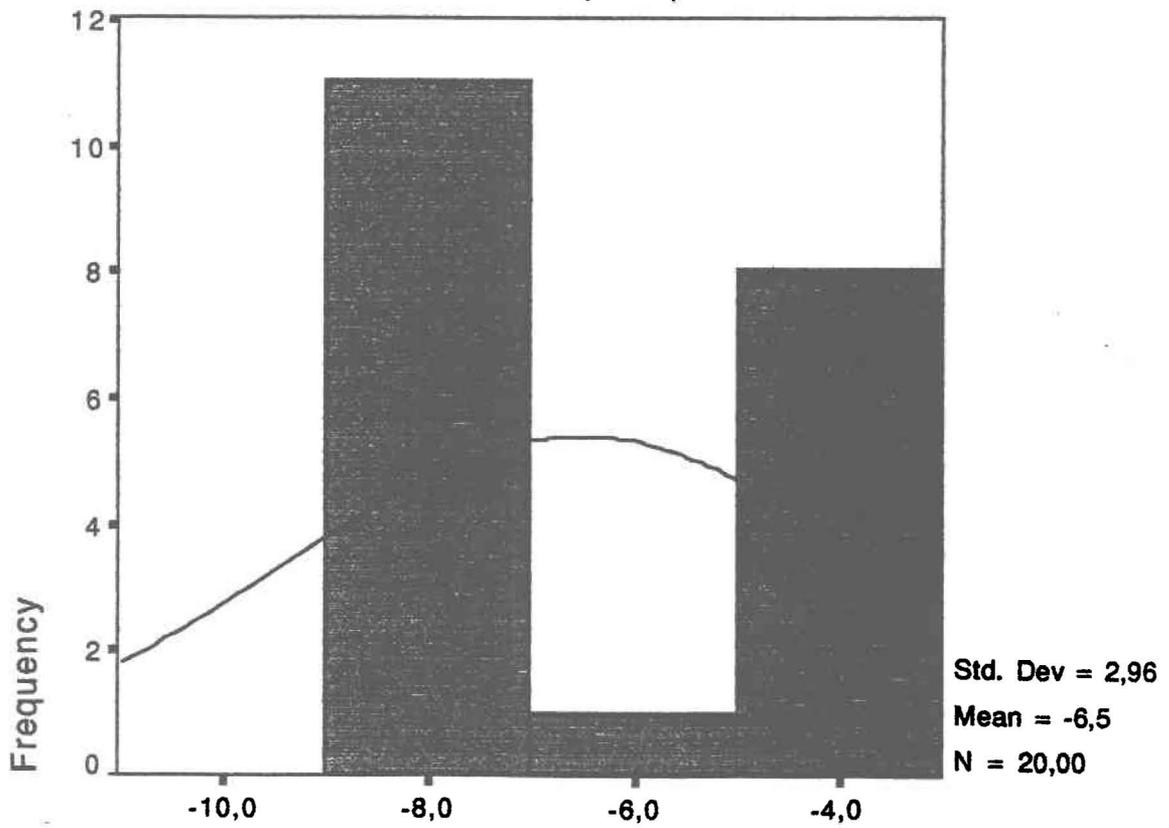
Sous-territoire B: Log-conductivité hydraulique



Sous-territoire C: Porosité

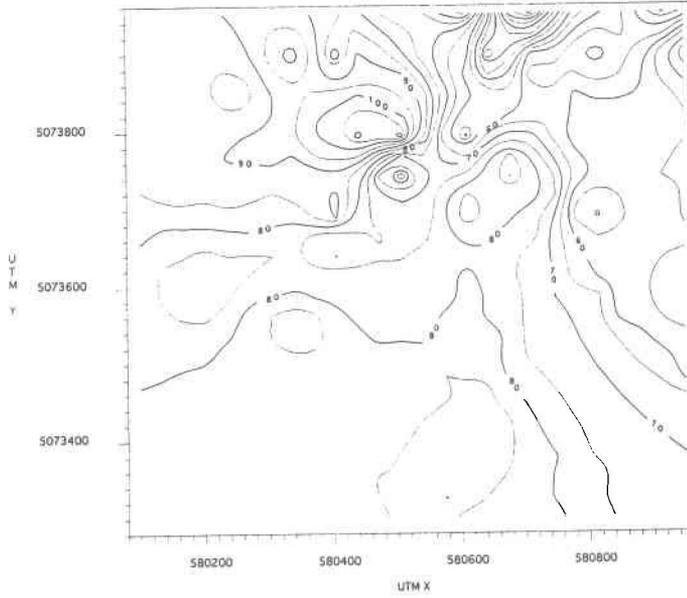


Sous-territoire C: Log-conductivité hydraulique

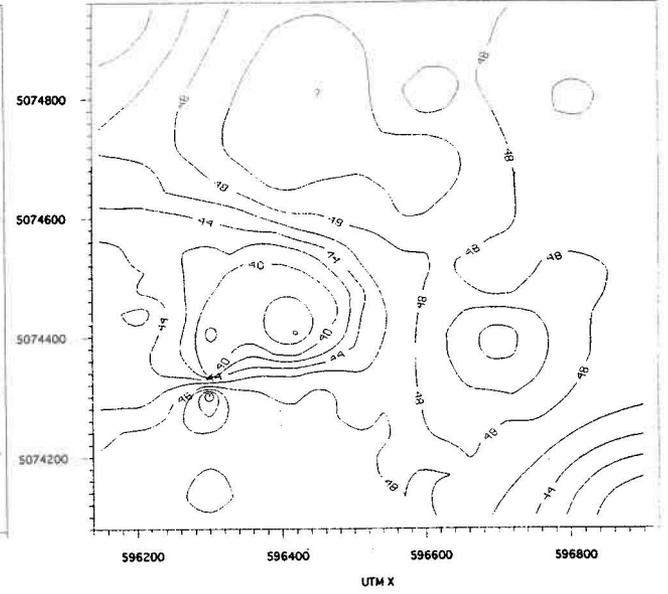


Annexe 3 Topographie des niveaux statique et dynamique

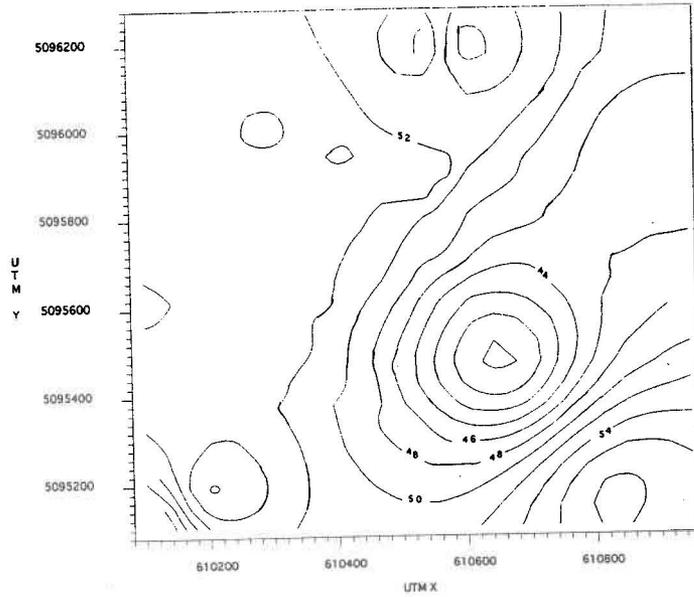
Topographie du niveau dynamique de la nappe
Sous-territoire A



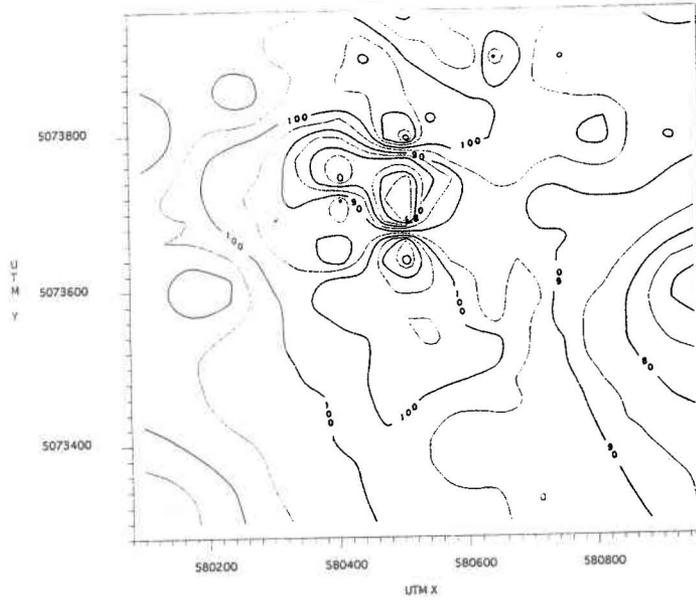
Topographie du niveau dynamique de la nappe
Sous-territoire B



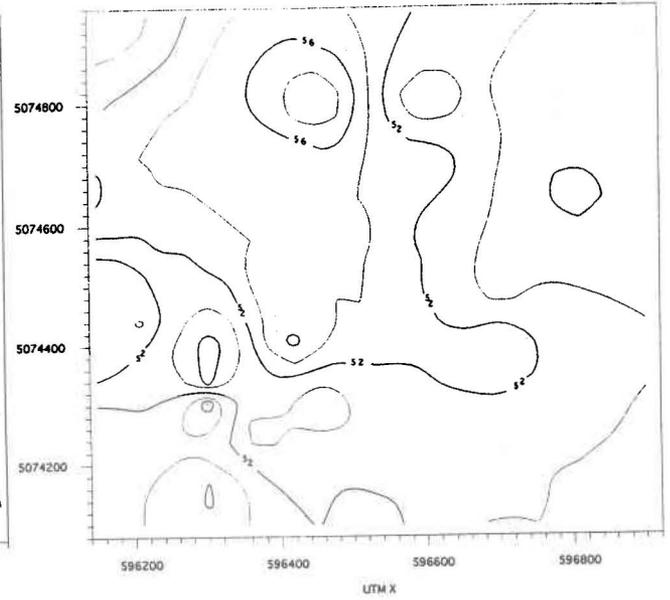
Topographie du niveau dynamique de la nappe
Sous-territoire C



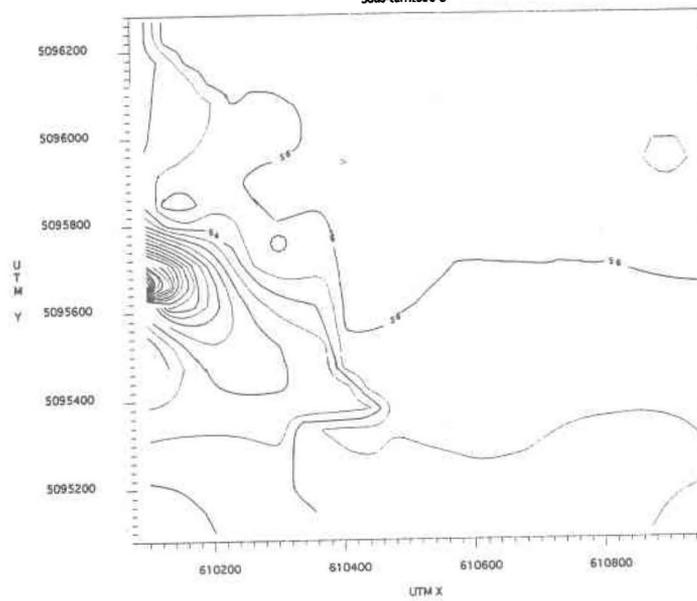
Topographie du niveau statique de la nappe
Sous-territoire A

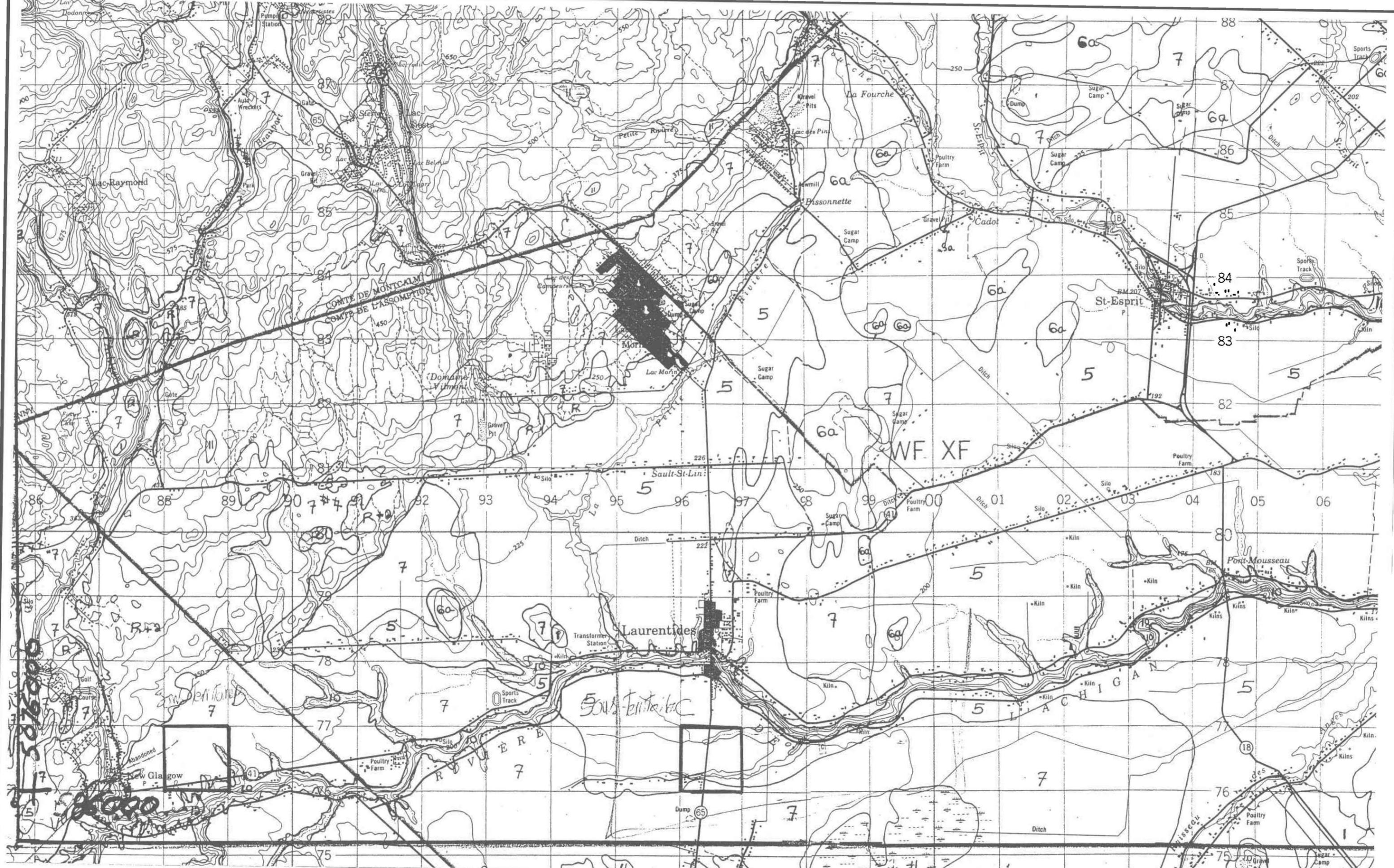


Topographie du niveau statique de la nappe
Sous-territoire B



Topographie du niveau statique de la nappe
Sous-territoire C





5076000
5076000
5076000

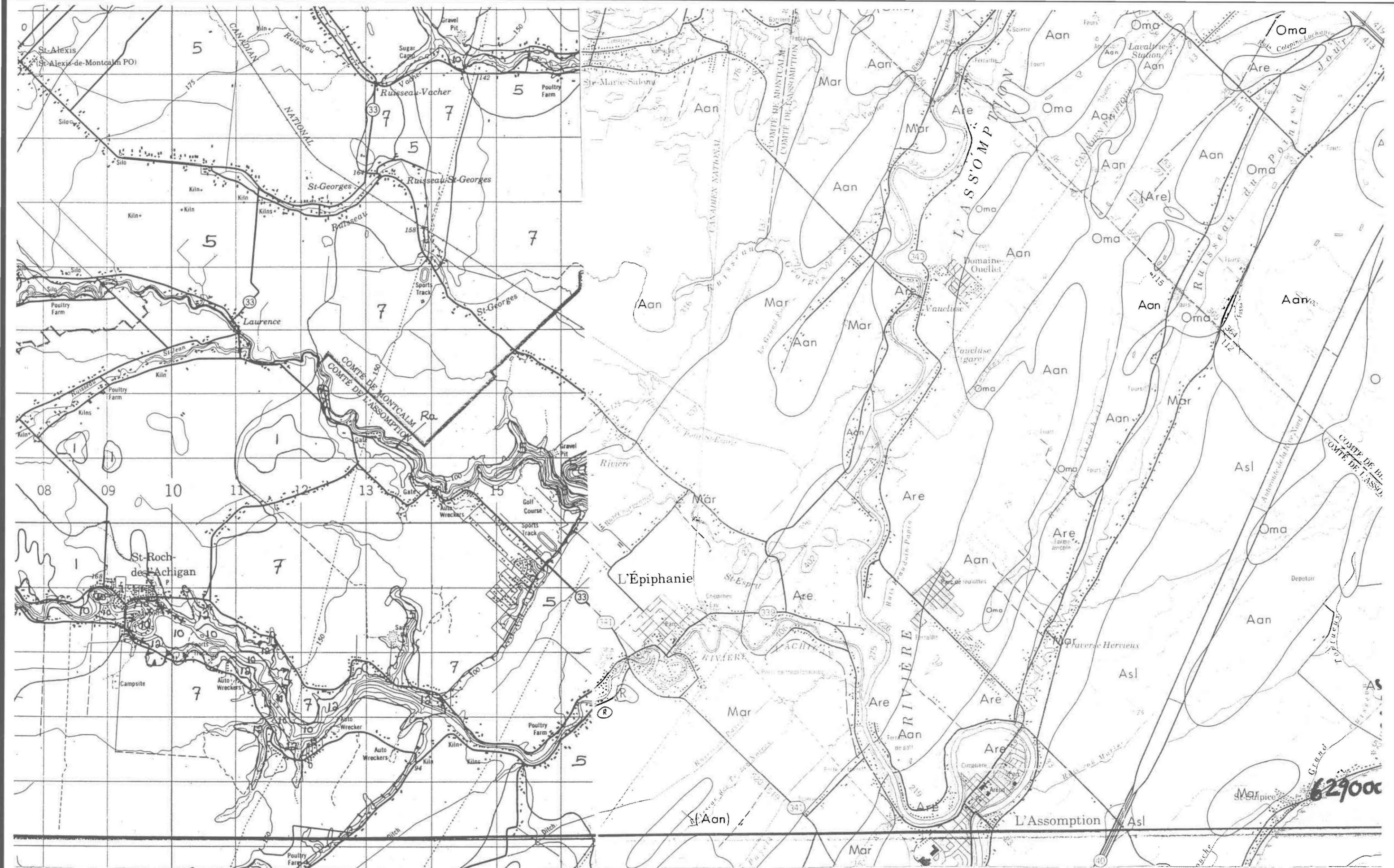
5076000



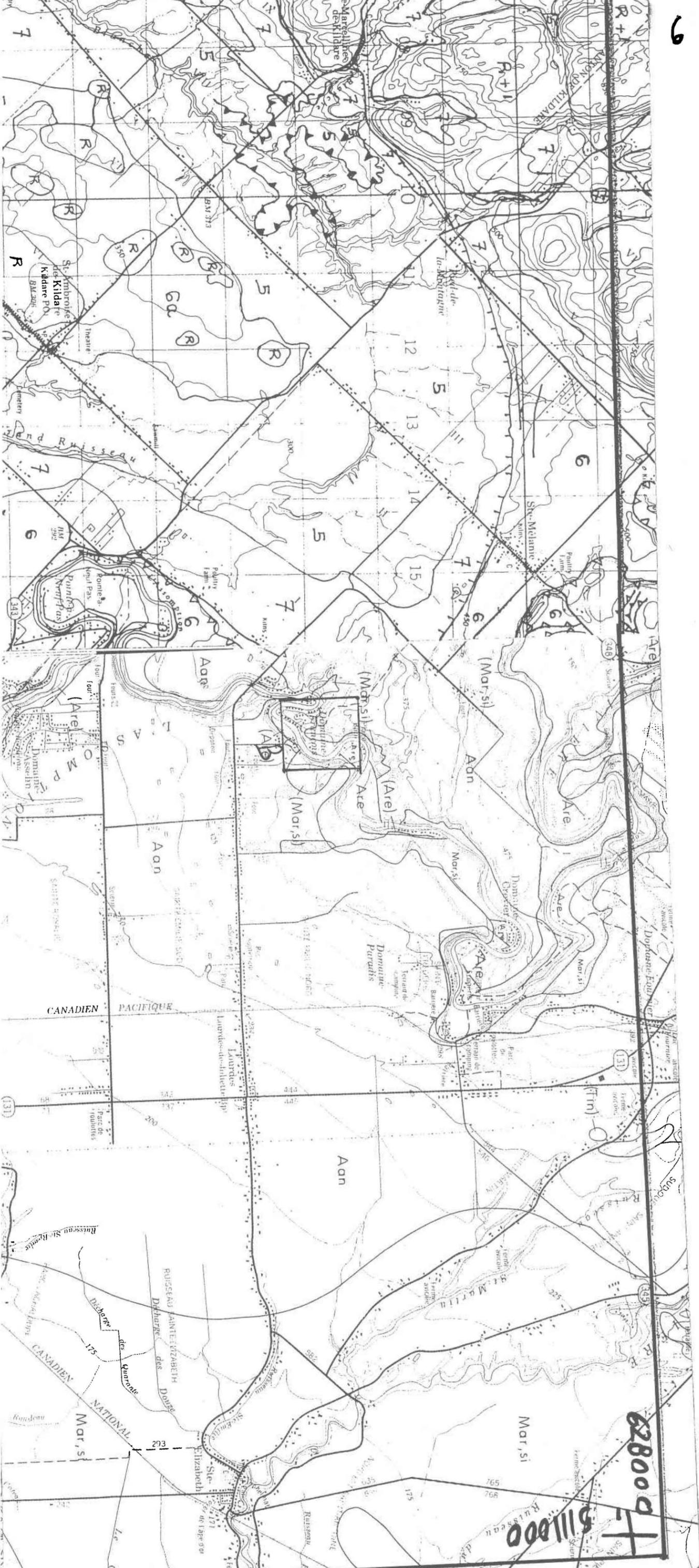


565000





629000



628000

Sillibo

Ruisseau de

Mar, si

765

769

175

293

175

225

311

348

343

300

250

200

150

100

50

0

300

300

300

300

300

300

300

300

300

300

300

300

300

300