

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

COMME EXIGENCE PARTIELLE
À L'OBTENTION DE LA
MAÎTRISE EN GÉNIE DE L'ENVIRONNEMENT
M.Ing.

PAR
Tshibi-Tshiabu MWAMBA

ÉTUDE HYDROGÉOPHYSIQUE DE L'INFILTRATION DANS UN REMBLAI
HÉTÉROGÈNE URBAIN

MONTRÉAL, LE 17 DÉCEMBRE 2010

© Tous droits réservés, Tshibi-Tshiabu Mwamba, 2010

PRÉSENTATION DU JURY
CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ
PAR UN JURY COMPOSÉ DE

M. Jean-Sébastien Dubé, directeur de mémoire
Département de génie de la Construction à l'École de technologie supérieure

M. Michel Chouteau, codirecteur de mémoire
École polytechnique de Montréal

M. François Brissette, président du jury
Département de génie de la Construction à l'École de technologie supérieure

M. Bernard Giroux, examinateur externe
Institut national de la recherche scientifique

IL A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 9 NOVEMBRE 2010

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

REMERCIEMENTS

Je souhaite tout d'abord témoigner ma gratitude à Jean-Sébastien Dubé qui m'a proposé ce sujet de mémoire et qui m'a fourni tous les moyens nécessaires pour mener à son terme cette étude. Ma gratitude s'adresse aussi à Michel Chouteau, professeur à l'École polytechnique de Montréal qui a accepté de co-diriger ce mémoire. Ses remarques et ses conseils m'ont été précieux tout au long de ce travail.

J'exprime ma gratitude à Erwan Gloalguen, professeur à l'institut National de la Recherche Scientifique pour nous avoir gracieusement prêté son matériel pour les travaux de terrain ainsi qu'au professeur Myeong-Jong Yi du Korea Institute of Geosciences and Mineral Resources (Daejon, Corée) pour sa participation au projet. Je remercie aussi Abderrezack Boucheda et Jean-Philippe pour leur aide et leur soutien sur le terrain.

Mes remerciements s'adressent aussi à tous les membres de la STEPPE, enseignants comme étudiants pour toute la formation et le soutien reçus tout au long de ces études de maîtrise.

Je voudrais enfin exprimer toute ma reconnaissance à Gladys, Éliane et Véronique qui ont été d'un grand soutien tout au long de ces études.

ETUDE HYDROGÉOPHYSIQUE DE L'INFILTRATION DANS UN REMBLAI HÉTÉROGÈNE URBAIN

Tshibi-Tshiabu MWAMBA

RÉSUMÉ

L'objectif du projet est d'étudier l'apport des méthodes géophysiques couplées à une modélisation de l'écoulement à la compréhension de l'hydrodynamique des milieux fortement hétérogènes, en l'occurrence les remblais urbains, dans l'optique de la protection des nappes souterraines. Les remblais urbains sont généralement constitués d'un mélange hétérogène de sol et de différents matériaux (débris, matériaux de construction...). Ils sont fréquemment considérés comme des terrains contaminés dans la plupart des législations. En outre, la structure hétérogène de ces remblais, et donc leur influence sur l'écoulement de l'eau en leur sein, rend difficile sa caractérisation par des méthodes conventionnelles basées sur le forage de puits. Contrairement aux méthodes conventionnelles, les méthodes géophysiques peuvent échantillonner un plus grand volume de sol tout en produisant une forte densité de mesures. Elles comblent ainsi le manque de données laissé par les méthodes conventionnelles. Pour caractériser l'influence de ces structures hétérogènes sur la dynamique des flux, une infiltration contrôlée à grande échelle a été réalisée et suivie par tomographie de résistivité électrique (TRE). L'appareil utilisé pour la TRE était un résistivimètre Syscal Pro (IRIS instruments). La zone d'étude est un terrain de 5x4 m². L'épaisseur du remblai sur la zone est de 2.5 à 3m. L'irrigation s'est faite à l'aide d'un simulateur de pluie à une intensité de 31 mm/h durant une heure. Des mesures de résistivité ont ensuite été effectuées. Un ensemble de 9x7 électrodes espacées de 1m ont été implantés en surface et 30 autres dans des forages creusés aux quatre coins du site et au centre. Des mesures de teneur en eau ont été prises en 4 points et à différentes profondeurs pour confirmer les variations observées en résistivité. À la suite de l'infiltration, le site a été excavé pour vérifier l'interprétation géophysique. Des échantillons ont été prélevés dans les différents matériaux identifiés et leurs propriétés de rétention déterminées à l'aide du modèle d'Arya et Paris (1981) en vue d'une modélisation de la partie non saturée du remblai. L'inversion des données a été effectuée avec un algorithme d'inversion 4D. Les données sont considérées comme une fonction de l'espace (x, y, z) et du temps (t). L'ensemble des données est inversé simultanément afin d'obtenir des modèles de sous-sol en un seul processus d'inversion. Les résultats indiquent l'intérêt de la TRE pour caractériser l'infiltration dans ces milieux très hétérogènes. Les cartes de résistivité montrent que l'écoulement est contrôlé par la répartition des différents matériaux dans le remblai. Elles permettent ainsi l'identification des zones d'écoulement préférentiel. Une modélisation de résistivité a été faite avec le logiciel Res3dmod afin de valider les mesures de terrain et d'améliorer l'interprétation des données. Les résistivités du modèle ont été estimées à l'aide du modèle de Mualem et Friedman (1981). Sur la base des observations de terrain effectuées après l'excavation du site, le modèle hydrogéologique développé met en évidence un écoulement contrôlé par l'hétérogénéité.

Mots clés : Infiltration, remblais urbains, hétérogénéités, résistivité électrique.

HYDROGEOPHYSICS STUDY OF INFILTRATION IN HETEROGENEOUS URBAN FILL

Tshibi-Tshiabu MWAMBA

ABSTRACT

The goal of this study is to assess the contribution of geophysical methods coupled with flow modeling to understand the hydrodynamics of highly heterogeneous anthropogenic soils, namely urban fills, in the context of groundwater protection. Urban fills are generally made of a heterogeneous mixture of various wastes and soil and they are usually considered as contaminated land in most legislation. Moreover, the heterogeneous structure of these fills, and hence its influence on water flow inside them, is difficult to characterize using conventional methods based on borehole drilling. In contrast, geophysical methods can sample a larger volume while producing a high density of data, and bridge the data gaps left by conventional methods. To characterize the influence of structure heterogeneity on flow dynamics, a large-scale controlled infiltration experiment was conducted and monitored using electrical resistivity tomography (ERT). The ERT apparatus was a Syscal Pro (IRIS instruments). The study area was $5 \times 4 \text{ m}^2$ and the thickness of the fill at the site was 2.5 to 3m. A controlled irrigation of the test surface was performed with a rainfall simulator at an intensity of 31 mm/h. Resistivity measurements were made by pushing in to the ground a set of 9×7 electrodes with a 1 m spacing. Thirty others electrodes were installed in five boreholes drilled at the corners and the center of the test area. Measurements of water content were taken in 4 points at different depths to confirm the observed variations in resistivity. Following the infiltration, the site was excavated to confirm the geophysical model. Samples were taken from different materials identified and their retention properties determined using the Arya and Paris (1981) model for modeling the unsaturated part of the fill. The inversion of the resistivity was performed with a four-dimensional imaging algorithm. Data are considered to be a function of x , y , z and time t . All data sets from monitoring are inverted simultaneously to obtain subsurface models in one inversion process. The results show the usefulness of the TRE to characterize the infiltration in these very heterogeneous environments. The resistivity maps show that the flow is controlled by the distribution of the different materials in the fill allowing the identification of zones of preferential flow. A resistivity modeling was made with Res3dmod software in order to validate the field measurements and to improve data interpretation. The resistivities of the model were estimated using Mualem and Friedman's model (1991). Based on this model of resistivity and field observations made after the excavation, hydrogeologic model was developed to study the flow in the fill.

Keywords: Infiltration, urban fill, heterogeneity, electrical resistivity.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 RELEVÉ DES CONNAISSANCES SUR L'HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU POREUX HÉTÉROGÈNE.....	6
1.1 Sols urbains.....	6
1.1.1 Définition du sol urbain	6
1.1.2 Processus de formation des sols urbains.....	6
1.1.3 Classification des sols urbains	7
1.1.4 Échelles et hétérogénéités dans les sols.....	8
1.1.5 Infiltration : généralités.....	14
1.1.6 Infiltration lors d'une précipitation.....	16
1.2 Utilisation des simulateurs de pluie dans les études d'infiltration.....	18
1.3 Quelques méthodes utilisées pour la mesure et le monitoring de l'état hydrique des sols.....	20
1.3.1 Introduction.....	20
1.3.2 La méthode gravimétrique directe	20
1.3.3 La méthode de la réflectométrie dans le domaine temporel	21
1.3.4 Méthodes géophysiques	23
1.4 Méthode de la résistivité électrique	24
1.4.1 Principe	24
1.4.2 Facteurs de variation de la résistivité électrique des sols	26
1.5 Utilisation de la TRE pour la caractérisation du sol	27
1.5.1 Introduction.....	27
1.5.2 Prospection 2D.....	27
1.5.3 Prospection 3D.....	28
1.5.4 Profondeur effective d'investigation.....	29
1.5.5 Configurations d'électrodes	30
1.5.6 Inversion des données de résistivité.....	32
1.6 Modèles de prédiction de la résistivité du sol.....	33

1.6.1	Modèle d'Archie	33
1.6.2	Modèle de Keller et Frischnecht (1966), cité par Mualem et Friedman (1991).....	33
1.6.3	Modèle de Gupta et Hanks (1972), cité par Mualem et Friedman (1991). ...	34
1.6.4	Modèle de Bohn et al. (1982), cité par Mualem et Friedman (1991).	34
1.6.5	Modèle de Mualem et Friedman (1991).	35
1.6.6	Monitoring de l'infiltration par TRE.....	35
1.7	Résumé et hypothèses	40
CHAPITRE 2 MATÉRIEL ET MÉTHODES		42
2.1	Introduction.....	42
2.1.1	Caractérisation de la zone d'étude	42
2.1.2	Caractérisation de l'écoulement.....	42
2.1.3	Effet des hétérogénéités sur l'écoulement	43
2.2	Description du site	43
2.3	Irrigation de la zone d'étude	44
2.4	Mesures géophysiques	46
2.5	Mesures de teneur en eau.....	47
2.6	Inversion 4D des données de résistivité.....	48
2.6.1	Introduction.....	48
2.6.2	Principe de l'algorithme d'inversion 4-D utilisé	49
2.7	Excavation du site et échantillonnage des sols	51
2.8	Modélisation géophysique	52
2.9	Caractérisation de l'écoulement.....	54
2.9.1	Estimation des courbes de rétention par la méthode de Arya et Paris	55
2.9.2	Ajustement du modèle de van Genuchten aux données de rétention.....	58
2.9.3	Estimation des conductivités hydrauliques à saturation	60
2.9.4	Effet des éléments grossiers sur les paramètres hydrauliques	62
2.9.5	Modélisation hydrogéologique	63
2.9.6	Conditions initiales et conditions aux frontières.....	63

CHAPITRE 3	RÉSULTATS DE LA CARACTÉRISATION DU REMBLAI ET DU SUIVI DE L'INFILTRATION PAR TRE.....	65
3.1	Caractérisation par résistivité électrique.....	65
3.1.1	Coupes horizontales.....	65
3.1.2	Coupes verticales.....	66
3.2	Caractérisation en tranchées.....	69
3.2.1	Description des observations.....	69
3.2.2	Analyses granulométriques.....	74
3.3	Validation des mesures de résistivité électrique.....	75
3.4	Suivi de l'infiltration.....	81
3.4.1	Mesures de teneurs en eau.....	81
3.4.2	Comparaison de l'inversion 3D et de l'inversion 4D.....	83
3.4.3	Résultat du monitoring de l'infiltration par TRE.....	88
3.5	Modélisation géophysique.....	95
3.5.1	Calcul des résistivités du modèle.....	95
CHAPITRE 4	CARACTÉRISATION DE L'ÉCOULEMENT DANS LE REMBLAI.....	99
4.1	Propriétés hydrauliques des matériaux.....	99
4.1.1	Courbes de rétention.....	99
4.1.2	Paramètres hydrauliques.....	100
4.2	Modèle hydrostratigraphique.....	102
4.2.1	Définition des unités lithologiques et des paramètres hydrauliques.....	102
4.3	Caractérisation de l'écoulement dans le remblai.....	104
4.3.1	Résultats de la simulation.....	104
4.4	Facteurs à la base de l'hétérogénéité hydrodynamique de l'écoulement.....	111
4.4.1	Stratification du sol.....	111
4.4.2	Effet des éléments grossiers.....	113
4.5	Typologie des écoulements.....	114
CONCLUSION.....		116
BIBLIOGRAPHIE.....		118

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 1.1 Échelles des mécanismes d'écoulements dans la zone vadoze.....	13
Tableau 3.1 Comparaison de la caractérisation en tranchées et des mesures de RE	79
Tableau 3.2 Teneurs en eau mesurées par TDR	82
Tableau 3.3 Résistivités calculées et corrigées à l'aide de l'équation 2.10	96
Tableau 4.1 Paramètres hydrauliques des sols prélevés avant et après correction	101
Tableau 4.2 Paramètres hydrauliques des matériaux définis pour.....	103

LISTE DES FIGURES

		Page
Figure 1.1	Classification des hétérogénéités d'après Krause et Collins.	9
Figure 1.2	Types d'écoulements préférentiels.	14
Figure 1.3	Principe de la méthode TDR.	22
Figure 1.4	Résistivités et conductivités des sédiments, roches et eaux.	26
Figure 1.5	Configuration des électrodes.	31
Figure 2.1	Situation du site expérimental.	44
Figure 2.2	Vue du simulateur de pluie et du profil de la pluie (CU=90%).	45
Figure 2.3	Disposition des électrodes et des sondes TDR.	48
Figure 2.4	Détermination graphique des paramètres de van Genuchten.	60
Figure 2.5	Conditions aux frontières du domaine modélisé.	64
Figure 3.1	Coupes horizontales avant infiltration (T1).	66
Figure 3.2	Coupes verticales avant infiltration (T1).	68
Figure 3.3	Position des tranchées avec en filigrane la disposition des électrodes.	70
Figure 3.4	Vues du remblai à certaines positions dans les tranchées.	71
Figure 3.5	Description des tranchées longitudinales.	72
Figure 3.6	Description des tranchées transversales.	73
Figure 3.7	Triangle textural et courbes granulométriques.	74
Figure 3.8	Comparaison entre la caractérisation visuelle et par TRE.	76
Figure 3.9	Vue 3D de la distribution des résistivités du modèle.	80
Figure 3.10	Comparaison des coupes obtenues par inversion 3-D.	84
Figure 3.11	Coupes verticales des résistivités obtenues par inversion 3-D.	85
Figure 3.12	Comparaison des coupes obtenues par inversion 4-D.	87

Figure 3.13	Coupes verticales des résistivités obtenues par inversion 4-D.	88
Figure 3.14	Coupes de résistivités horizontales pour $z = 0.25$ m et $z = 0.75$ m.....	91
Figure 3.15	Coupes de résistivités horizontales pour $z = 1.25$ m et $z = 1.75$ m.....	92
Figure 3.16	Coupes de résistivités horizontales pour $z = 2.25$ m et $z = 2.75$ m.....	93
Figure 3.17	Coupes de résistivités verticales.	94
Figure 3.18	Modèle de résistivité représentant les structures principales.....	96
Figure 3.19	Modèle de résistivité après ajout des hétérogénéités.	97
Figure 3.20	Comparaison entre le modèle de terrain et le modèle calculé.	98
Figure 3.21	Résistivités calculées vs résistivités mesurées.....	98
Figure 4.1	Courbes de rétention (Arya-Paris en bleu) et courbes corrigées	100
Figure 4.2	Unités lithologiques dans le modèle hydrostratigraphique.....	102
Figure 4.3	Courbes caractéristiques des différents matériaux.....	104
Figure 4.4	Champs de teneurs en eau et de pressions capillaires à $T=0h$	106
Figure 4.5	Champ de teneurs en eau 24h après l'infiltration.	106
Figure 4.6	Variation des champs de teneurs en eau	107
Figure 4.7	Variation des champs de teneurs en eau	108
Figure 4.8	Profil de teneurs en eau à $X = 4.5m$	109
Figure 4.9	Profil de teneurs en eau à $X = 1.5m$	110
Figure 4.10	Effets des structures massives sur l'écoulement.....	112

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS DE MESURE

Symbole	Définition	Unité
α	Paramètre d'échelle du modèle de van Genuchten	1/m
β	Paramètre du modèle capillaire d'Arya et Paris	-
ρ	Résistivité	Ωm
ρ_a	Résistivité apparente du sol	Ωm
ρ_d	Masse volumique apparente du sol	kg/m^3
ρ_s	Masse volumique sèche du sol	kg/m^3
ρ_w	Masse volumique de l'eau	kg/m^3
θ	Teneur en eau volumique	-
θ_r	Teneur en eau résiduelle	-
θ_s	Teneur en eau à saturation	-
μ_w	Viscosité dynamique de l'eau	Pa.s
Φ	Proportion de matériau poreux dans le remblai	-
ψ	Potentiel matriciel	m
σ_a	Conductivité apparente du sol	Siemens/m
σ_w	Conductivité de l'eau	Siemens/m
c	Vitesse de propagation d'une onde	m/s
Cu	Coefficient d'uniformité granulométrique	-
CU	Coefficient d'uniformité de Christiansen	-
e	Indice des vides	-
g	Accélération de la pesanteur	m/s^2
h	Potentiel matriciel	m
H	Charge hydraulique	m
i	Capacité d'infiltration	m/s
I	Infiltration cumulée	m
K	Constante diélectrique	-
K	Conductivité hydraulique	m/s

K_s	Conductivité hydraulique à saturation	m/s
L	Longueur	m
m	Masse	kg
m	Facteur de cimentation	-
m	Paramètre de forme du modèle de van Genuchten	-
r	Rayon des pores	m
R	Rayon des grains du sol	m
R	Résistance électrique	Ω
S	Surface spécifique des grains du sol	m ²

INTRODUCTION

Plus de la moitié de la population mondiale vit en milieu urbain et périurbain. Ceci représente plus de 3 milliards d'individus et ce chiffre est appelé à doubler à l'horizon 2050. Le développement des plus grandes villes au monde a toujours été soutenu par la disponibilité de la ressource en eau. L'approvisionnement en eau potable de plusieurs grandes villes dans le monde dépend en grande partie de l'eau souterraine (Hirata et al., 2006). L'urbanisation croissante due à la croissance démographique des villes a un impact sur le cycle hydrologique ainsi que sur la qualité des ressources hydriques. D'une part l'exploitation excessive de l'eau et l'artificialisation des sols modifient les termes du bilan hydrique imposent un fardeau excessif sur les ressources en eaux souterraines dans de nombreuses villes à travers le monde. Ceci se manifeste par des problèmes tels que la baisse du niveau des eaux dans les nappes, des problèmes de subsidence des sols et de stabilité des bâtiments. D'autre part, les contaminants provenant de multiples sources urbaines, notamment des eaux de ruissellement, de lixiviats de décharge et des rejets industriels, contribuent à la dégradation de la qualité de l'eau. Lors du cheminement de l'eau dans les premiers mètres du sol (zone non-saturée), son état évolue sous l'influence de divers facteurs physiques, chimiques et biologiques. C'est dans cette interface que se produisent les échanges entre l'eau, les polluants et les micro-organismes. L'eau se charge en divers composés qui peuvent se retrouver *in fine* dans la nappe souterraine lorsque la zone vadoze du sol est incapable d'atténuer voire éliminer cette pollution. Une bonne gestion des ressources en eau souterraine implique sa protection et la préservation de sa qualité à long terme. Ceci exige notamment d'étudier le comportement des flux hydriques et d'éventuels contaminants depuis leurs entrée dans le sous-sol jusqu'à la nappe souterraine.

Les dépôts géologiques sur lesquels plusieurs villes sont construites sont souvent des dépôts très hétérogènes d'origine fluvio-glaciaire ou fluvatile (Goutaland et al., 2007). De plus, une grande partie de la superficie urbaine est recouverte par des remblais possédant une matrice très hétérogène composée de divers débris, de matériaux et de sols contaminés. L'infiltration des eaux urbaines chargées de polluants se fait à travers ces sols urbains (anthropiques ou

naturels) dont la grande hétérogénéité structurale exerce un contrôle important sur le transport préférentiel des contaminants vers la nappe et sur les échanges chimiques entre l'eau et le milieu poreux. Une protection adéquate de l'eau souterraine en milieu urbain est encore quasi-inexistante dans la majorité des villes faute de connaissances sur le comportement des flux hydriques et des contaminants dans les sols urbains hétérogènes et ce, à une échelle pertinente au site urbain (tunnel, stationnement, friche contaminée, etc.) ou à l'ouvrage urbain (bassin d'infiltration, bassin de rétention, etc.).

Dans le but de comprendre l'hydrodynamique et les processus d'infiltration dans les milieux non saturés, il est primordial de comprendre la variabilité tant spatiale que temporelle de la teneur en eau du sol. Le suivi de l'infiltration de l'eau ou du transport de soluté dans les sols est réalisé par la mesure en continu de la variation de la teneur en eau ou de la concentration du soluté (ou de toute autre propriété du sol qui dépend de ces deux paramètres) avec la profondeur du profil de sol. Plusieurs méthodes sont utilisées pour ce faire. On peut citer entre autres méthodes : la réflectométrie dans le domaine temporel ou TDR (Time Domain Reflectometry) (Kachanoski et al. 1992), la tensiométrie (en supposant connue la relation entre le potentiel matriciel et la teneur en eau), l'utilisation des sondes à neutrons ou gamma. Une observation visuelle directe (Wierenga et al., 1991) ou par analyse d'images peut être réalisée. Un traceur colorant est souvent mélangé à l'eau d'infiltration pour mettre en évidence les schémas d'écoulement et la variabilité spatiale de la teneur en eau (Wang et al. 2001 ; Kim, 2004).

La mise en application de ces méthodes exige que l'on place des tubes d'accès à différentes profondeurs ou que l'on creuse une tranchée pour placer les sondes de mesure (sondes à neutron, sondes TDR, capteur de température, etc.) ou encore que l'on réalise des coupes verticales dans le sol. Ces méthodes sont limitées en termes de volume pouvant être échantillonné et de densité d'échantillonnage. La multiplication des points d'échantillonnage amène à une déstructuration du milieu ou à la modification des conditions aux limites. La dynamique d'infiltration et l'écoulement dans le sous-sol s'en trouvent affectés. Les observations et les résultats obtenus seront inévitablement biaisés. D'autre part, ces études se

font souvent en colonnes ou sur des monolithes (Bouwer et al, 1984; Butcher et al, 1995) ou à une échelle plus grande, mais sur des échantillons perturbés (Hagrey et al, 1999).

Des méthodes géophysiques non-invasives ont donc été préconisées pour s'affranchir de ces inconvénients. Ces méthodes sont basées sur les relations qui existent entre certaines propriétés géophysiques du sol (constante diélectrique, résistivité, etc.) et la teneur en eau, la porosité, le contenu en argile ou la salinité, etc. Certaines méthodes géophysiques de surface et de subsurface peuvent être utilisées en hydrologie des milieux non saturés ou en sciences du sol notamment la tomographie de résistivité électrique (TRE), le radar géologique. La TRE a été utilisée dans plusieurs études pour caractériser l'infiltration et a démontré son potentiel. Ces études se sont essentiellement penchés sur la mise en évidence ou le suivi des transferts préférentiels (Michot et al, 2003), la délimitation des zones contaminées et le suivi de l'évolution des panaches de pollution (Barker et Moore, 1998b; Chambers et al, 2006). Plusieurs auteurs (Loke et Barker, 1996; Park, 1998; Barker et Moore, 1998b) ont montré la capacité qu'offre la TRE pour l'étude des écoulements souterrains. La méthode a notamment servi pour la cartographie et le suivi du lixiviat d'un site contaminé, l'infiltration d'eau sous un bassin de rétention, le monitoring de l'écoulement de l'eau dans la zone non saturée au cours d'un test d'injection d'eau ou le monitoring du rabattement et de la remontée de la surface piézométrique d'une nappe au cours d'un test de pompage. Hagrey et Michaelson (1999) ont également montré la faisabilité du suivi des transferts préférentiels d'eau dans le sol par résistivité électrique. Cette même méthode a été utilisée sur le terrain pour le monitoring en 3D de la variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau du sol (Zhou et al, 2001) et pour étudier la variabilité temporelle du processus d'infiltration au cours d'événements pluvieux dans des sols hétérogènes (Zhou et al, 2002). Michot et al. (2003) ont utilisé la tomographie 2D pour identifier différents horizons de sol et réaliser un suivi de la teneur en eau au champ.

Dans ces études, le monitoring est fait pour étudier les processus hydrologiques à court ou long terme, sous précipitations naturelles ou artificielles et sur des sols naturels, relativement homogènes si ce n'est une hétérogénéité de stratification.

Peu de travaux ont été consacrés au monitoring de l'infiltration sur des dépôts anthropiques. Dans le présent travail, nous voulons mettre à profit les progrès réalisés dans l'acquisition des données en TRE 3D et dans les méthodes d'inversion pour étudier les écoulements (rapides) dans des matériaux à la géométrie complexe que sont les remblais urbains, constitués d'un mélange de sols et de débris hétérométriques et caractérisés par une hétérogénéité aléatoire.

Objectifs

Cette étude porte sur la caractérisation de l'écoulement à l'échelle mésoscopique (échelle métrique à décamétrique) dans des milieux fortement hétérogènes en l'occurrence les remblais urbains. Il s'agit ici 1) de comprendre comment l'hétérogénéité structurale des remblais urbains contrôle l'écoulement et 2) d'évaluer l'apport d'une approche hydrogéophysique dans l'étude des écoulements hydriques dans des matériaux très hétérogènes à l'échelle mésoscopique. L'approche hydrogéophysique étudiée se base sur un suivi par tomographie de résistivité électrique d'une infiltration contrôlée couplée à une modélisation hydrogéologique dans le but d'identifier les voies de circulations de l'eau et d'évaluer l'influence du caractère hétérogène du remblai sur les écoulements.

Un relevé des connaissances sur l'hydrodynamique en milieu poreux hétérogène est d'abord présenté dans le premier chapitre. Ce chapitre fait état des connaissances actuelles sur les sols urbains, les méthodes de détermination et de monitoring de la teneur en eau du sol ainsi que la caractérisation de l'hétérogénéité hydrodynamique. Une dernière section parle de la méthode de résistivité électrique en géophysique et de l'utilisation de la TRE pour le suivi de l'infiltration de l'eau dans le sol.

Le deuxième chapitre concerne le matériel et les méthodes utilisées pour réaliser les expériences de terrain et de laboratoire. Le site d'étude et les principales étapes du travail y sont décrits.

Le troisième chapitre présente les résultats et l'interprétation de l'étude expérimentale. Ces résultats sur la caractérisation du site d'étude, du suivi de l'infiltration par TRE et de la modélisation géophysique sont analysés et discutés.

Le quatrième chapitre concerne la caractérisation de l'écoulement dans le remblai. Les propriétés hydrodynamiques des matériaux sont évaluées et un modèle hydrostratigraphique est réalisé en vue d'une modélisation hydrogéologique. Les conclusions sur les facteurs qui contrôlent l'écoulement sont inférées des résultats de cette modélisation hydrogéologique.

CHAPITRE 1

RELEVÉ DES CONNAISSANCES SUR L'HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU POREUX HÉTÉROGÈNE

1.1 Sols urbains

1.1.1 Définition du sol urbain

Les villes ont le plus souvent été bâties au bord des cours d'eau qui constituaient des voies de communication importantes. La géologie de ces sites est constituée de dépôts alluvionnaires qui sont à la base de la grande variabilité spatiale des terrains urbains. Les activités anthropiques ont par la suite contribué à l'accumulation de dépôts divers constitués de remblais, de débris, de matériaux disparates, etc. Ces dépôts sont souvent organisés en strates d'origine non géologiques et très hétérogènes. Ces sols sont caractérisés par une couche d'origine anthropique supérieure à 0.5 m, non agricole et obtenue par mélange, remplissage ou contamination de la surface du sol (Craul, 1992).

En géotechnique, le remblai est défini comme une couche d'origine anthropique, hétérogène mais uniforme, qui sépare la surface actuelle du toit des alluvions, des niveaux détritiques ou du substrat rocheux. L'uniformité des remblais s'explique par une réalité stratigraphique précise: action courte dans le temps marquée par le déplacement volontaire ou involontaire, de matériaux hétérogènes parce que d'origines diverses mais rendus uniformes par leur brassage en cours de transport ou de redéposition (Breysse et Kastner, 2003).

1.1.2 Processus de formation des sols urbains

La pédogenèse des sols en milieu urbain découle de l'action concomitante des facteurs naturels et des facteurs humains. Quatre processus sont à la base de la formation des sols indépendamment de l'endroit où ils seront localisés et de leur destination: l'adjonction de nouveaux matériaux, les transformations, les transferts, et les pertes. À ces quatre processus

s'ajoutent cinq autres facteurs de base: le matériau parent, le climat, les organismes biologiques (faune), le temps, et le relief (Rossiter et Burghardt, 2003).

En milieu naturel, six horizons de sols différents peuvent être identifiés (O, A, E, B, C et R) et compris comme la conséquence de l'action des cinq facteurs de pédogénèse. Tous ces horizons ne sont pas nécessairement présents dans tous les types de sols. L'horizon E est généralement présent dans les sols forestiers tandis que l'horizon O est absent des sols agricoles. Contrairement aux sols naturels, les profils de sols urbains n'ont pas toujours des horizons bien identifiés. Et lorsque les horizons sont présents, il n'est pas toujours possible de les relier entièrement aux cinq facteurs de pédogénèse. Ces horizons peuvent par contre être formés par des dépôts de dragage, de remblayage ou de mélange de matériaux divers. Il s'agit le plus souvent de matériaux de construction (briques, morceaux de béton etc.), de matériaux en plastique ou en verre et de déchets divers. Ces matériaux anthropiques sont souvent utilisés pour le nivellement de terrain, le remblayage d'excavations ou pour la construction de bermes de routes. De plus, on y retrouve des polluants tels que les pesticides, des produits pétroliers, des métaux (Craul, 1992). Si en conditions naturelles l'eau, le vent, la chaleur, la glace, et la gravité sont les principaux agents de la formation et de la transformation des sols, en conditions urbaines par contre, ce sont les activités anthropiques qui sont à la base de la formation des sols. Ils sont altérés à des degrés divers et ne possèdent plus leurs propriétés originelles. De plus pour ces sols, peu de temps s'est écoulé depuis leur mise en place pour que l'on puisse observer des transformations significatives et la formation des horizons (Craul, 1992).

1.1.3 Classification des sols urbains

La base de référence mondiale sur les ressources en sols (Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, 1999) classe les sols urbains et industriels en cinq principaux groupes. Ces derniers sont catégorisés selon les matériaux parents et les modifications subies suites aux activités anthropiques. On distingue: 1) les sols plus ou moins naturels; 2) les sols naturels fortement modifiés par l'homme in situ; 3) les jeunes sols

formés de matériaux naturels déplacés par l'homme; 4) les jeunes sols formés de matériaux d'origine industrielle et 5) les sols formés de matériaux naturels ou d'origine industrielle avec un processus de pédogenèse avancé ayant eu cours depuis leur déplacement.

Selon Breysse et al. (2003), on rencontre trois types de sol en milieu urbain : le remblai historique, les sols des friches industrielles (sols pollués) et les remblais des tranchées techniques. Quant à Rossignol, cité Girard (2005), il différencie les sols suivant l'usage qui en est fait. Il distingue : 1) les sols développés sur matériaux d'apport (sols sur matériaux polycycliques et anciens, sols sur remblais récents, sols de voirie et sols des tranchées) et 2) les sols portant de la végétation (parcs, jardins etc...).

Quelle que soit la méthode de classification, l'anthropisation reste le processus principal de formation des sols en milieu urbain, les activités de l'homme étant à l'origine de la mise en place des matériaux d'origine, de l'installation d'une végétation et éventuellement de l'organisation de ces sols en horizons.

1.1.4 Échelles et hétérogénéités dans les sols

a. Échelle des hétérogénéités

Les hétérogénéités dans les sols se rencontrent à toutes les échelles : microscopique, mésoscopique, macroscopique et mégascopique. La variabilité du sol peut être analysée depuis les grains ou les pores de sa matrice solide jusqu'au niveau des entités régionales (bassin-versant) en passant par les changements locaux comme les lentilles argileuse ou les cavités karstiques. Une des façons d'aborder cette variabilité du sol est celle de Krause et Collins (1987) cités par Slatt (2006) :

Les hétérogénéités microscopiques correspondent aux hétérogénéités au niveau du pore ou du grain solide. Elles font référence à l'agencement des grains et des pores, à leur taille et à leur forme, au volume poral ainsi qu'au type de grain.

Les hétérogénéités mésoscopiques sont liées à la lithologie et au type de strates, au style de stratification et à la nature des contacts entre les strates. Elles correspondent aux hétérogénéités à l'échelle d'un ouvrage (puits, tranchée etc.) ou d'une unité sédimentaire. Sur le plan vertical, elles sont décelées par carottage ou sur des logs de forage.

Les hétérogénéités macroscopiques sont des hétérogénéités à l'échelle de la formation géologique. Elles correspondent aux hétérogénéités interpuits et sont liées aux discontinuités latérales des strates causées par l'érosion, des rétrécissements ou la présence de failles.

Les hétérogénéités à l'échelle mégascopique sont des hétérogénéités des éléments structuraux à l'échelle régionale tels que des linéaments.

La figure 1.2 ci-dessous donne la classification des hétérogénéités du sous-sol selon leur échelle.

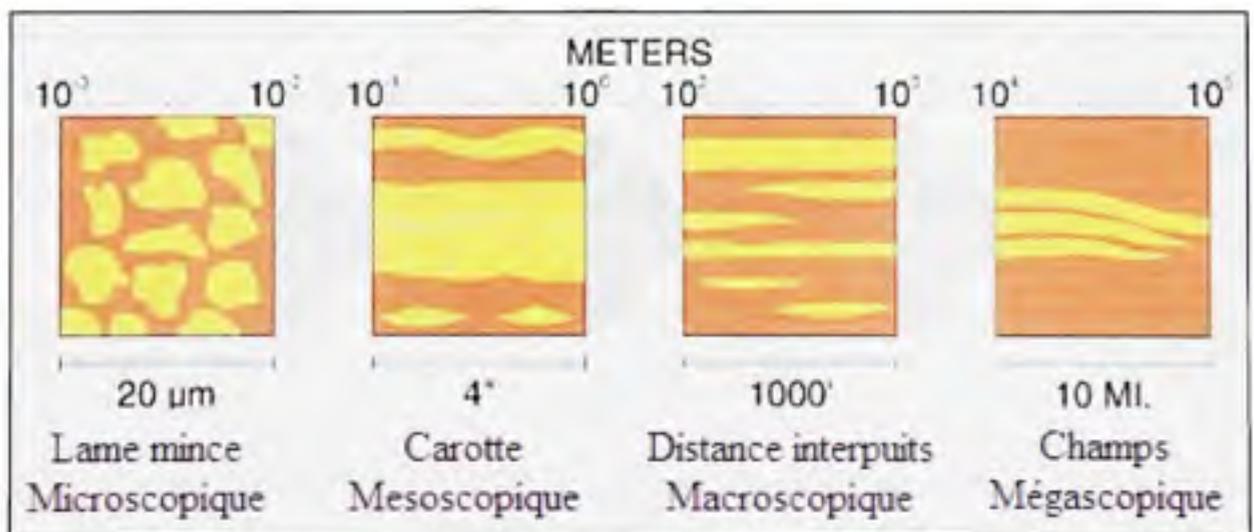


Figure 1.1 Classification des hétérogénéités d'après Krause et Collins.

Adaptée de Slatt (2006, p.19)

Les hétérogénéités du sol peuvent être caractérisées d'un point de vue descriptif (approche statique) ou d'un point de vue de leurs effets (approche dynamique). Ce dernier point de vue est primordial quant à la gestion des ressources hydriques. En effet, le sol est un réservoir de

transit dans le cycle de l'eau en plus de remplir d'autres fonctions. La finalité d'une étude du sol de ce point de vue sera donc de permettre d'analyser, de comprendre et de prévoir les propriétés de transfert et leurs conséquences sur les bilans hydriques ainsi que sur la qualité de la ressource en eau. Il faut donc connaître l'influence que peuvent avoir les hétérogénéités du sol sur son fonctionnement, notamment sur le temps de résidence de l'eau dans le sol qui est plus ou moins long suivant ses caractéristiques texturales et structurales, ainsi que sur la migration des polluants qui s'infiltrent dans les nappes en profondeur.

b. Caractérisation de l'hétérogénéité du sol d'un point de vue statique

La phase solide des sols se caractérise par une structure fondamentalement hétérogène. Cette structure découle de la distribution spatiale de l'ensemble de ses éléments solides et de l'existence des forces électrostatiques dues aux sites chargés en éléments argileux et de l'humus (Musy et Soutter, 1991). L'espace poral étant le complémentaire de la phase solide du sol, la structure peut aussi être définie en rapport avec l'arrangement des pores et cavités entre les éléments solides. On distingue la microstructure qui est la façon dont sont réalisés les assemblages et arrangements élémentaires, et la macrostructure formée par l'association des assemblages élémentaires en éléments de plus grandes dimensions : agrégats, mottes, éléments structuraux que l'on peut observer à l'œil nu sur le terrain (Gras, 1988).

D'un point de vue morphologique, il est possible de reconnaître trois types de macrostructure de sol :

- Macrostructure à particules isolées : Les particules du sol sont totalement séparées les unes des autres. Certains classifient ces sols comme étant "sans structure" (Hillel, 1988) mais la disposition relative de ces particules constitue en soi une structure appelée "structure monoparticulaire" (Gras, 1988). Ici, on ne caractérise pas les particules suivant leur disposition relative mais on se contente de préciser la dimension des particules.

- Macrostructure massive : Ici les particules sont liées en blocs massifs et de dimensions importantes.
- Macrostructure à particules agrégées : Dans les sols qui contiennent plus de 15 pour-cent d'argile (particules de diamètre $< 2 \mu\text{m}$), la fraction minérale (sable, silt et argile) a tendance à s'agglomérer en unités structurées appelées agrégats. Ce phénomène survient lors des processus de dessiccation, de gonflement ou éventuellement dû à l'activité biologique (Horn et al. 1994). C'est une situation intermédiaire entre les deux précédentes, où les agrégats sont liés de façon plus ou moins stable. Selon le type de liaison, on peut avoir une structure continue (particules noyées ou liées par un ciment) ou une structure fragmentaire caractérisée par les formes typiques des agrégats : anguleux (cubique, prismatique, polyédrique) ou arrondi (grenu, grumeleux).

c. Caractérisation de l'hétérogénéité du sol d'un point de vue dynamique

Lors d'une infiltration, plusieurs types d'hétérogénéité ont un effet dynamique sur cette dernière. Cet effet dynamique se traduit par une instabilité dans l'écoulement ou par des écoulements préférentiels. Ces derniers sont des mouvements de l'eau vers le bas le long de voies de circulation préférentielles. Ces écoulements court-circuitent une part importante du volume de la matrice poreuse et apparaissent sous la forme d'écoulements latéraux concentrés à l'interface de couches de textures différentes ou d'écoulements à travers les macropores et se caractérisent par des vitesses d'écoulement élevées. Les écoulements préférentiels ont, entre autre, comme conséquence une arrivée plus rapide des polluants vers la nappe. Parmi les facteurs qui provoquent les écoulements préférentiels, on peut citer : la microtopographie, la stratification du sol, les macropores, le piégeage de l'air (dans l'infiltration sous charge), la faible mouillabilité du sol. L'intensité de la pluie peut avoir aussi de l'influence sur la rapidité de l'écoulement. En effet, un même volume d'eau mais appliqué avec une très forte intensité peut s'infiltrer plus profondément à travers les macropores que s'il était appliqué avec une intensité moindre (Beven et Germann, 1982).

Dans un article sur la relation entre les écoulements préférentiels et la qualité de l'eau, Nieber (2001) distingue cinq mécanismes principaux à la base des écoulements préférentiels :

- L'écoulement dans les macropores (*macropore flow*) que l'on rencontre dans des milieux poreux structurés. Ce type d'écoulement survient à des échelles de 10^{-2} à 10^0 m.
- L'écoulement gravitaire instable (*gravity-driven instable flow*). Ce mécanisme se traduit par l'instabilité du front d'infiltration et se produit à des échelles de 10^{-1} à 10^0 m.
- L'écoulement contrôlé par l'hétérogénéité (*heterogeneity-driven flow*). Ce mécanisme est associé aux écoulements préférentiels à travers des chenaux à la perméabilité ou à la capillarité favorables. Ce mécanisme se produit à des échelles de 10^{-2} à 10^1 m.
- L'écoulement oscillatoire (*oscillatory flow*) qui se produit dans des matériaux grossiers ou dans des roches fracturés même en présence d'un écoulement permanent. Ce mécanisme se produit à des échelles de 10^{-1} à 10^1 m.
- La recharge concentrée par les dépressions topographiques du sol (*depression-focused recharge*). Ce type d'écoulement est associé à l'écoulement dû à la concentration du ruissellement dans les dépressions du sol. Ce mécanisme s'observe à des échelles de 10^1 à 10^3 m.

Parmi les mécanismes d'écoulements préférentiels qui ont été bien identifiés, certains auteurs les regroupent en trois types : les écoulements dans les macropores, les écoulements en « entonnoir » (funnel flow) et les écoulements instables (Hendrickx et Flury, 2001; Jury et Horton, 2004). Pour ces auteurs les écoulements dans la zone non saturée du sol surviennent à trois différentes échelles : l'échelle du pore, l'échelle de Darcy et l'échelle régionale (Voir

tableau 1.1 et figure 1.2). Les mécanismes d'écoulements à l'échelle du pore sont décrits par les équations de Hagen-Poiseuille. A l'échelle de Darcy, les écoulements sont décrits à l'aide du concept d'élément de volume représentatif et sont modélisés par l'équation de Darcy-Buckingham. Et à l'échelle régionale les mécanismes d'écoulements sont influencés par les hétérogénéités comme les dépressions, les failles ou les discontinuités des couches lithologiques.

Tableau 1.1 Échelles des mécanismes d'écoulements dans la zone vadoze
Adapté de Hendrickx et Flury (2001)

Échelle spatiale	Domaine	Modèle conceptuel	Modèle physique	Paramètres	Échelle de mesure minimale	Échelle temporelle
Pore	Macropores, fractures	Basé sur le concept de fluide continu	Équations de Hagen-Poiseuille	Largeur de la fracture	Lames minces, NMR*	Minutes Jours
Darcy	Laboratoire, profils de sol	Élément de volume représentatif	Équations de Darcy-Buckingham	Propriétés hydrauliques	TDR**, tensiomètres, atténuation de neutrons	Heures Mois
Régionale	Champ, dépression locale, élément du relief	Bilan de masse	Équations de bilan	Climat, teneur en eau	Stations météo, TDR, atténuation de neutrons, télédétection, piézométrie	Jours Années

* Nuclear magnetic resonance

** Time domain reflectometry

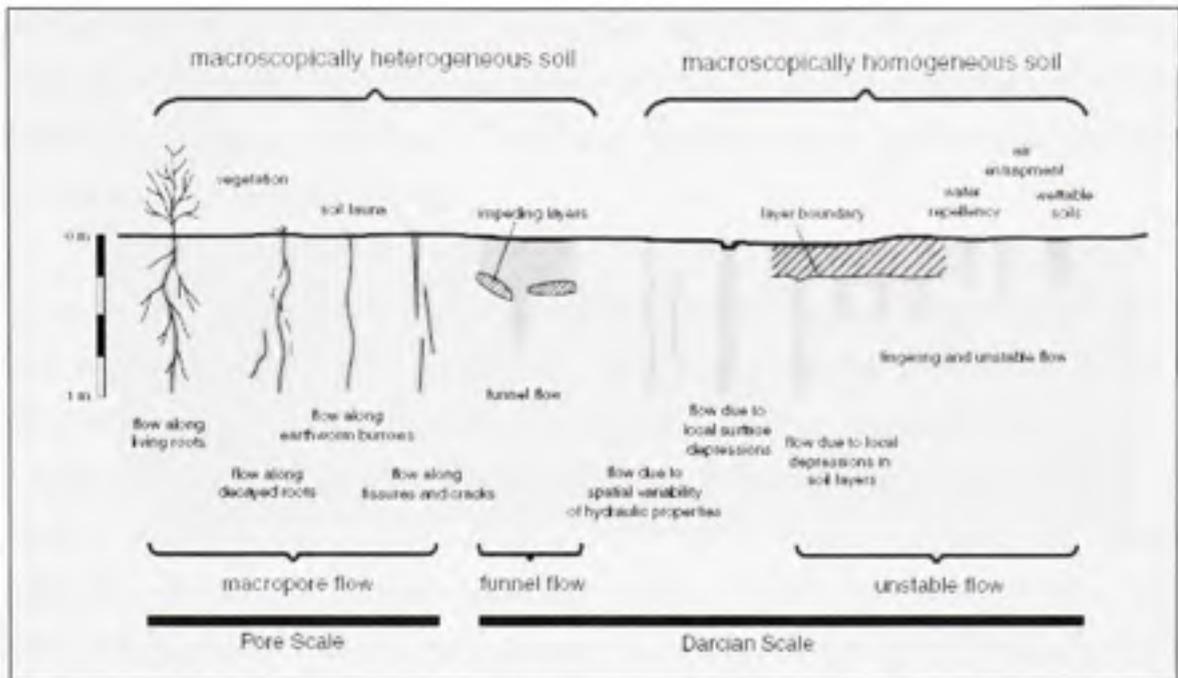


Figure 1.2 Types d'écoulements préférentiels.

Tirée de Hendrickx et Flury (2001)

1.1.5 Infiltration : généralités

Lorsqu'un sol initialement sec est alimenté en eau, celle-ci s'infiltré. Le flux qui traverse la surface du sol est appelé capacité d'infiltration $i(t)$. Ce flux permet de déterminer la lame d'eau infiltrée appelée autrement infiltration cumulative $I(t)$ qui est obtenue par l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration (Calvet, 2003):

$$I(t) = \int_0^t i(t) dt \quad (1.1)$$

Au bout d'un temps plus ou moins long, l'alimentation finira par dépasser la capacité d'absorption du sol. Celle-ci est appelée infiltrabilité du sol. C'est le flux maximum que peut absorber le profil du sol maintenu en contact avec de l'eau et à la pression atmosphérique. L'infiltrabilité du sol varie et décroît avec le temps pour tendre vers une limite. Sa valeur et l'allure de sa diminution dépendent de la teneur en eau initiale du profil, de sa texture et de sa

stabilité structurale. La diminution de l'infiltrabilité du sol s'explique par la décroissance du gradient hydraulique qui tend vers une valeur limite de 1 lorsque la profondeur du front d'infiltration augmente. Au début de l'infiltration les gradients de succion sont très élevés dans les premiers centimètres du sol.

D'autres facteurs interviennent tels que l'emprisonnement ou la compression de l'air ou encore la dégradation de la structure (Gras, 1988). Le processus d'infiltration peut être contrôlé soit par le régime d'infiltration, soit par l'infiltrabilité du sol. Dans le premier cas, le régime d'infiltration reste inférieur à l'infiltrabilité du sol et toute l'eau fournie s'infiltré. On dit que le processus se déroule à flux contrôlé. Si le régime d'alimentation dépasse l'infiltrabilité du sol, cette dernière détermine le régime d'infiltration. Dans ce cas c'est le profil de sol qui contrôle le processus. Lorsque le régime d'alimentation dépasse le régime d'infiltration du sol, une partie de l'eau va ruisseler. Le processus d'infiltration est régi par la loi de Darcy-Buckingham. Dans le cas d'un écoulement vertical en régime non saturé, on a :

$$i = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} = -K(\theta) \frac{\partial(h+z)}{\partial z} = -K(\theta) \frac{\partial(h)}{\partial z} + K(\theta) \quad (1.2)$$

avec $K(\theta)$, conductivité hydraulique ; H , charge hydraulique égale à la somme du potentiel matriciel h et du potentiel gravitationnel z ; θ , teneur en eau volumique.

En milieu non saturé, l'équation de continuité monodimensionnelle s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} i(t) \quad (1.3)$$

En combinant les équations (1.2) et (1.3), on obtient :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} K(\theta) \quad (1.4)$$

Au début de l'infiltration les gradients de succion sont très élevés dans les premiers centimètres du sol. Au fur et à mesure que le front d'humidification avance en profondeur, l'épaisseur sur laquelle s'exerce la différence de pression augmente, diminuant ainsi l'intensité des gradients de succion qui deviennent de plus en plus faible. A la limite, l'écoulement ne s'effectue que sous l'effet du gradient unitaire de pesanteur.

1.1.6 Infiltration lors d'une précipitation

a. Infiltration sous régime permanent

Il existe une infiltration sous régime permanent dans un profil de sol lorsque que la densité de flux ne varie pas dans le temps et ni dans l'espace. Dans ce cas l'équation de continuité (1.3) s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0 \quad (1.5)$$

Comme il n'y a pas de variation de teneur en eau dans le temps, on peut écrire :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (1.6)$$

Cette condition est rencontrée lorsque les conditions hydrauliques ne varient pas à la limite inférieure du profil (charge constante). Ceci peut être obtenu en maintenant constant le niveau d'une nappe d'eau à la base du profil. À la limite supérieure le régime d'infiltration doit être constant et inférieur à la conductivité hydraulique à saturation K_s du sol. Ceci est obtenu si l'intensité de la pluie est constante et dure suffisamment longtemps pour permettre au front d'infiltration d'atteindre la limite inférieure correspondant au niveau de la nappe.

Au début de l'infiltration les gradients de succion sont très élevés dans les premiers centimètres du sol. Au fur et à mesure que le front d'humidification avance en profondeur, l'épaisseur sur laquelle s'exerce la différence de pression augmente, diminuant ainsi l'intensité des gradients de succion qui deviennent de plus en plus faible. A la limite, l'écoulement ne s'effectue que sous l'effet du gradient unitaire de pesanteur.

1.1.6 Infiltration lors d'une précipitation

a. Infiltration sous régime permanent

Il existe une infiltration sous régime permanent dans un profil de sol lorsque que la densité de flux ne varie pas dans le temps et ni dans l'espace. Dans ce cas l'équation de continuité (1.3) s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0 \quad (1.5)$$

Comme il n'y a pas de variation de teneur en eau dans le temps, on peut écrire :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (1.6)$$

Cette condition est rencontrée lorsque les conditions hydrauliques ne varient pas à la limite inférieure du profil (charge constante). Ceci peut être obtenu en maintenant constant le niveau d'une nappe d'eau à la base du profil. À la limite supérieure le régime d'infiltration doit être constant et inférieur à la conductivité hydraulique à saturation K_s du sol. Ceci est obtenu si l'intensité de la pluie est constante et dure suffisamment longtemps pour permettre au front d'infiltration d'atteindre la limite inférieure correspondant au niveau de la nappe.

b. Infiltration sous régime transitoire

• Infiltration sous condition de hauteur imposée

Lorsque l'intensité de la pluie (naturelle ou artificielle) dépasse la capacité d'infiltration, il se produit une submersion. On a donc une lame d'eau qui exerce une pression sur la surface du sol. Pour résoudre l'équation de l'écoulement, on fait l'hypothèse que cette pression est constante (Hillel, 1998). Cette condition à la limite est appelée "condition de Dirichlet" ou condition de hauteur imposée. Pour une infiltration dans un profil de sol homogène semi-infini, on a :

- $t > 0 \quad z = 0 \quad \theta = \theta_s,$
- $t > 0 \quad z = 0 \quad h = h_s,$
- $t \leq 0 \quad z = 0 \quad h = 0.$

La première forme est utilisée pour résoudre l'équation de Richards sous sa formulation en fonction de θ (équation de Fokker-Planck) et les deux dernières sous la formulation en fonction de h .

• Infiltration sous condition de flux imposé

Si une pluie naturelle ou artificielle est appliquée à la surface d'un sol, la condition à la limite pour $z = 0$ et pour un temps $t > 0$, est donnée par l'équation de Darcy-Buckingham (équation 1.2). On a une condition de flux imposé ou condition à la limite de Neumann en considérant que la pluie est un flux continu d'intensité égale à la densité de flux passant à travers toute la surface du profil. Dans cette situation où il n'y a pas d'accumulation d'eau au-dessus du profil, deux cas peuvent se présenter :

a) Régime d'infiltration constant, $i < K_s$

Ici l'intensité de la pluie est telle que la capacité d'infiltration du profil de sol n'est pas atteinte quelle que soit la durée de la pluie. Dans ce cas la teneur en eau à la surface n'atteint jamais la saturation et il n'y a pas d'accumulation d'eau à la surface du profil. Pour toute la durée de l'infiltration, le processus d'écoulement est contrôlé par l'intensité de la pluie et caractérisé par des conditions aux limites de Neumann. Si la pluie dure suffisamment longtemps, la teneur en eau à la surface tend vers une valeur constante $\theta < \theta_s$ et la succion à la surface tend vers une valeur limite. Le processus peut être assimilé à une infiltration en régime permanent car le gradient hydraulique se rapproche d'un gradient unitaire. Dans ce cas le flux à travers le profil de sol est donné par $q = K(\theta)$.

b) Régime d'infiltration constant, $i > K_s$

Dans ce cas au fur et à mesure que le processus avance, la teneur en eau à la surface augmente de sa valeur initiale θ_i jusqu'à sa valeur à saturation θ_s . A ce stade il se produit une submersion de la surface du sol. L'infiltration est contrôlée par la pression (hauteur de la lame d'eau) à la surface du sol ainsi que par les conditions de succion et les relations de conductivité du sol. Si la hauteur de la lame d'eau est négligeable (pression en surface ne dépassant pas substantiellement la pression atmosphérique), l'infiltration est contrôlée par le profil (Hillel, 1998).

1.2 Utilisation des simulateurs de pluie dans les études d'infiltration

Les simulateurs de pluie ou d'autres systèmes d'irrigation sont utilisés depuis plusieurs décennies pour l'étude des processus d'érosion hydrique, de ruissellement et d'infiltration, de formation des croûtes de battance (Meyer et McCune, 1958; Clothier et al., 1981; Ghodrati et al., 1990b; Asseline, 1997). Le principal intérêt de l'utilisation des simulateurs de pluie dans ces études est quadruple : une mise en place rapide, un meilleur contrôle de l'expérience, une meilleure efficacité et un meilleur ajustement des paramètres qu'une étude avec la pluie

naturelle (Meyer, 1994). Selon leur conception, les simulateurs ont été utilisés dans des études d'érosion (Saléhi et al., 1993), dans des études d'infiltration pour la détermination des propriétés hydrauliques des sols au champ (Clothier et al., 1981; Parkin et al., 1995) ou pour étudier les écoulements préférentiels en régime permanent et sur une longue période (Hanke et al., 2004).

Lors de la mise au point d'un simulateur de pluie, six principaux critères doivent être respectés (Bubenzer, 1979, cité par El Idrissi, 1996) :

- la distribution de la taille des gouttes doit être similaire à celle de la pluie naturelle;
- la vitesse des gouttes à l'impact du sol doit être proche de la vitesse terminale;
- l'intensité doit correspondre aux conditions naturelles;
- l'application de la pluie simulée sur la surface arrosée doit être uniforme et la distribution de la taille des gouttes doit être fortuite;
- l'énergie totale appliquée doit être proche de celle des pluies naturelles;
- les événements pluvieux doivent être reproductibles.

En plus des critères ci-haut, Meyer (1994) ajoute les critères suivants : une application presque continue de la pluie sur la surface arrosée, un angle d'impact proche de la verticale pour la majorité des gouttes et une entière portabilité. Il estime par contre que les plus importantes caractéristiques de la pluie naturelle qu'un simulateur de pluie destiné aux recherches en sol et gestion de l'eau doit reproduire le plus fidèlement possible sont: la distribution de la taille des gouttes, la vitesse d'impact des gouttes et une intensité de pluie appropriée à l'étude. Ces caractéristiques sont des facteurs clés dans l'étude des effets de la pluie sur les sols.

1.3 Quelques méthodes utilisées pour la mesure et le monitoring de l'état hydrique des sols

1.3.1 Introduction

La teneur en eau est la quantité d'eau contenue dans un volume de sol. Cette quantité d'eau peut être exprimée en termes de masse ou de volume. La teneur en eau massique donne la masse de l'eau par unité de masse de sol tandis que la teneur en eau volumétrique donne le volume d'eau par unité de volume de sol. Classiquement plusieurs méthodes sont utilisées pour réaliser le suivi de l'infiltration de l'eau ou du transport de soluté dans les sols.

1.3.2 La méthode gravimétrique directe

Cette méthode consiste à prélever un échantillon et à déterminer la masse de l'eau perdue après le passage de l'échantillon à l'étuve. En pratique pour un échantillon de 100 cm^3 , on estime que 24 heures d'étuvage à $105 \text{ }^\circ\text{C}$ sont nécessaires pour sécher complètement l'échantillon (Kutilek et Nielsen, 1994). La teneur en eau pondérale en pourcentage vaut alors :

$$w = \frac{m_t - m_s}{m_s} \quad (1.7)$$

avec m_t masse totale de l'échantillon et m_s masse de la fraction solide de l'échantillon.

Pour obtenir la teneur en eau volumique on utilise la relation :

$$\theta = \frac{\rho_d}{\rho_w} w \quad (1.8)$$

avec ρ_d et ρ_w respectivement la masse volumique sèche du sol et la masse volumique de l'eau. Un suivi de l'évolution de la teneur en eau peut être réalisé par la prise séquentielle

d'échantillons le long d'un profil du sol, suivi de pesées avant et après étuvage pour obtenir les courbes $\theta(z, t)$ (Clothier et al., 1981).

Cette méthode présente l'avantage d'être simple et peu coûteuse, de donner des valeurs de teneur en eau de très bonne précision. Mais elle a comme inconvénients de ne pas permettre un suivi en temps réel de la teneur en eau, d'être invasive, destructive, locale et nécessite au moins 24 heures pour effectuer la mesure.

1.3.3 La méthode de la réflectométrie dans le domaine temporel

La méthode TDR (Time-Domain Reflectometry) ou réflectométrie dans le domaine temporel est une technique de mesure des propriétés électriques des matériaux dans le domaine des hautes fréquences électromagnétiques (Topp et Davis, 1985). Elle a été à l'origine utilisée pour tester les câbles dans le domaine des télécommunications. Depuis les premières recherches dans les années 1970, cette technique est utilisée pour la mesure des propriétés du sol (teneur en eau volumique, conductivité électrique) et n'a cessé de se développer (Topp, 2003).

La technique TDR est basée sur le fait que la constante diélectrique est très fortement dépendante de la teneur en eau du sol et qu'elle n'est liée aux autres propriétés du sol (densité apparente, température, type de sol) que dans une très moindre mesure. Ceci implique qu'une seule équation empirique suffit pour calculer la teneur en eau quelque soit le type de sol (Topp et al, 1980).

Dans cette technique, l'émetteur d'une unité TDR génère une suite d'impulsions électriques avec un pas de temps très court. Les ondes électromagnétiques se propagent le long de la ligne de transmission jusqu'à la sonde TDR constituée généralement de 2 ou 3 électrodes parallèles. Les électrodes du capteur servent de guides d'onde et le sol dans lequel les électrodes sont installées, constitue le médium diélectrique. Lorsque les ondes sont envoyées, ces dernières sont réfléchies lorsqu'elles rencontrent un changement d'impédance

(essentiellement aux extrémités des électrodes) et retournent au récepteur de l'unité TDR. Un système de mesure de temps et d'échantillonnage mesure le laps temps entre l'envoi et le retour du signal réfléchi. Ce laps de temps est fonction de la vitesse de propagation du signal dans le sol. Cette dernière est inversement proportionnelle à la teneur en eau du sol. On obtient ainsi des signaux de la forme de la courbe de la figure 1.3.

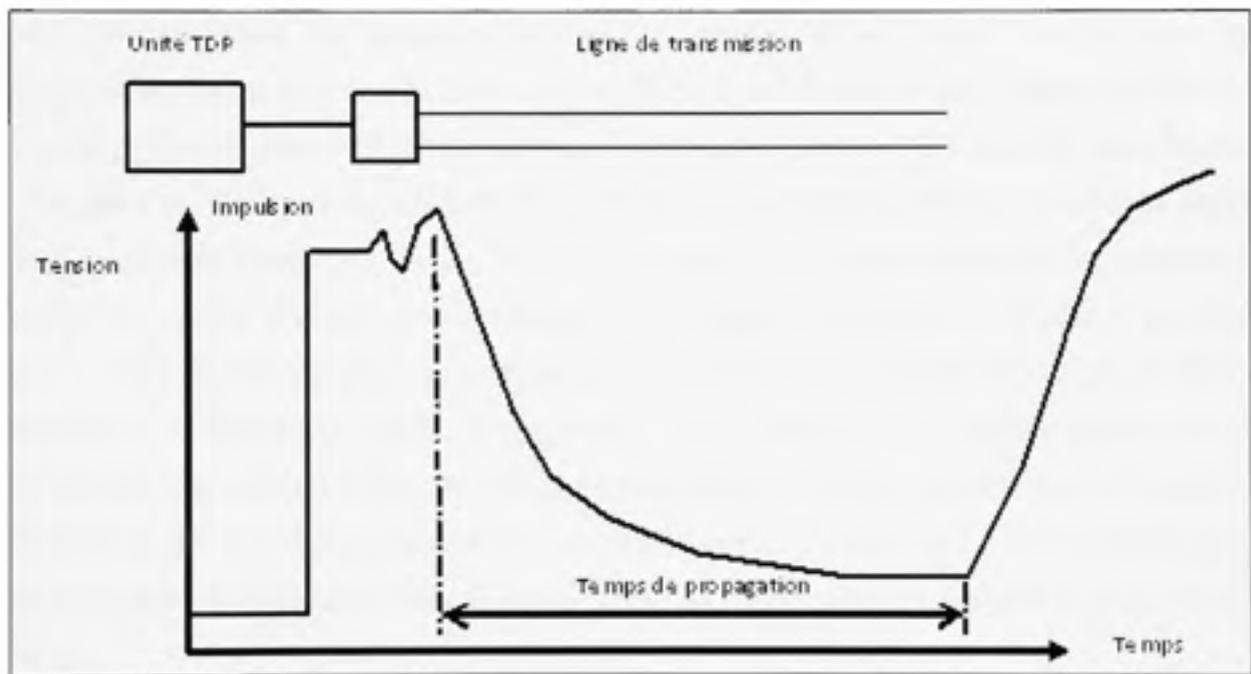


Figure 1.3 Principe de la méthode TDR.

Adapté de Topp et Davis (1985)

La représentativité de la mesure prise par une sonde TDR est déterminée par le volume pris en compte par la mesure ainsi que par la sensibilité de la sonde aux variations de la teneur en eau au sein même du volume échantillonné.

Le temps de propagation des ondes est lié à la constante diélectrique par la relation :

$$K = \left[\frac{cT}{2L} \right]^2 \quad (1.9)$$

avec K , constante diélectrique du sol ; T , temps de propagation aller- retour ; L , longueur des guides et c , vitesse de l'onde électromagnétique dans le vide. Cette constante diélectrique peut être reliée à la teneur en eau par calibrage ou par la relation de Topp et al. (1980):

$$\theta = -5,3 \times 10^{-3} + 2,9 \times 10^{-3} K - 5,5 \times 10^{-4} K^2 + 4,3 \times 10^{-6} K^3 \quad (1.10)$$

Depuis son utilisation dans les sciences du sol, la technique TDR n'a cessé d'être améliorée. Mais comme toutes les méthodes utilisant des sondes, elle a comme inconvénient la perturbation du sol lors de son installation et donc l'introduction d'une incertitude dans la mesure effectuée. Lors de l'instrumentation d'un site, les sondes TDR peuvent être placées verticalement (Parkin et al, 1995; Si et al, 1999) ou horizontalement (ex. à travers la paroi d'une tranchée). Dans tous les cas, le sol est perturbé aussi bien par les trous creusés pour passer les sondes que par le compactage du sol autour des tiges des sondes. Certaines précautions peuvent être prises pour diminuer l'incertitude sur la mesure (Michot et al, 2003; Hagrey et Michaelsen, 1999). Par exemple, pour améliorer le contact sonde-sol et l'installation des sondes TDR, des guides d'ondes plats et flexibles, montés sur un manchon flexible rempli d'une résine, sont pressés contre les parois d'un forage incliné. L'inclinaison de ce dernier est telle que la zone située au-dessus du forage n'est pas perturbée (Dahan et al, 2003).

1.3.4 Méthodes géophysiques

Les méthodes de prospection géophysiques de subsurface (radar géologique, résistivité électrique, méthodes électromagnétiques) sont largement utilisées pour différentes études environnementales, de gestion de ressources hydriques ou archéologiques. Ces méthodes sont utilisées pour des études aussi variées que la recherche de l'eau et sa protection contre la pollution, que le suivi de la teneur en eau dans l'agriculture. Le principe des méthodes de prospection géophysique est basé sur la mesure d'une anomalie qui apparaît aux endroits du sous-sol où il existe un contraste de propriétés physiques telles que la susceptibilité magnétique, la densité, la conductivité (résistivité) électrique, la permittivité diélectrique, la

vitesse sismique, etc. Contrairement aux méthodes traditionnelles, les méthodes géophysiques sont non-invasives et intègrent un volume de sol plus grand. De plus, ces mesures peuvent s'effectuer sur une gamme d'échelles plus étendue alors que les méthodes classiques sont limitées compte tenu de la très forte variabilité du sol. Elles peuvent constituer une alternative très intéressante aux premières.

La méthode de la résistivité électrique est l'une des méthodes de plus en plus employée pour obtenir la distribution de la résistivité électrique du sol (Dahlin, 2001; Kemna et al, 2002). La connaissance de la distribution de la résistivité électrique d'un sol peut donner une information pertinente pour la caractérisation de ce dernier. La résistivité électrique du sol intègre de l'information sur plusieurs propriétés de ce dernier. Au cours d'une infiltration, la teneur en eau est l'une des propriétés qui subit des variations significatives et les variations de la résistivité électrique peuvent être directement reliées à ces changements de teneur en eau. Des études ont montré l'intérêt de l'utilisation de cette méthode dans le monitoring des processus hydrologiques dans le sol (Binley et al, 1996; Barker and Moore, 1998; Benderitter et Scott, 1999).

1.4 Méthode de la résistivité électrique

1.4.1 Principe

La mesure de la résistivité électrique du sol a l'avantage de présenter une large gamme de valeurs mesurables dans les matériaux naturels, de 1 pour des sols à forte salinité jusqu'à des milliers de Ωm pour des sols secs (Tabbagh et al, 2000). La propagation du courant dans les sols se fait essentiellement par conduction électrolytique, laquelle est due aux ions des liquides présents dans les sols. La résistivité des sols dépend de plusieurs paramètres géologiques : de la nature des constituants du sol (distribution granulométrique, minéralogie), de l'arrangement des vides de la matrice solide (porosité, distribution du diamètre des pores), du degré de saturation (teneur en eau), de la concentration en soluté et de la température. Pour la mesure de la résistivité électrique du sol, un courant est injecté dans le sous-sol à partir de la surface et on mesure la différence de potentiel engendrée ailleurs en surface. Pour

un corps simple de longueur l [m], de résistance R [Ω], dont l'aire de la section droite est A [m^2], sa résistivité ρ [Ωm] est donnée par la loi de Pouillet :

$$\rho = \frac{R \times A}{l} \quad (1.11)$$

Sa résistance est donnée par la loi de d'Ohm :

$$R = \frac{V'}{I} \quad (1.12)$$

où V' = la différence de potentiel aux extrémités du corps [V] et I = le courant électrique qui traverse le corps [A]

Les mesures de conductivité électrique des sols se font par l'injection de courant électrique à l'aide de deux électrodes (appelées électrode de courant, communément désignées par A et B), et la différence de potentiel créée par la circulation du courant est mesurée par deux autres électrodes (désignées par M et N). Avec cette mesure de la tension V et du courant I , on calcule la valeur de la résistivité apparente du sol à l'aide de la relation :

$$\rho_o = \frac{k \times V}{I} \quad (1.13)$$

où k est un facteur géométrique qui dépend de la configuration des électrodes. La résistivité apparente correspond à la résistivité qu'aurait un milieu homogène avec la même configuration d'électrodes. La résistivité réelle du sol est obtenue à partir des relations qui lient les résistivités apparentes et réelles. Plusieurs modèles ont été proposés, autant dans le domaine pétrolier que dans celui de la science des sols.

1.4.2 Facteurs de variation de la résistivité électrique des sols

La conductibilité électrique des sols résulte de la contribution de deux phénomènes: une conductibilité solide et une conductibilité électrolytique. La conductibilité solide se fait par un déplacement d'électrons. Elle est analogue à la conductibilité électronique des métaux. La conductibilité électrolytique se fait par le déplacement de charges (ions) sous l'effet d'un champ électrique au sein de la phase liquide du sol. La résistivité d'un sol est la propriété physique qui mesure sa capacité à laisser passer un courant électrique. Le tableau 1.2 présente la gamme des résistivités électriques rencontrées dans les dépôts meubles, certains minéraux et les roches.

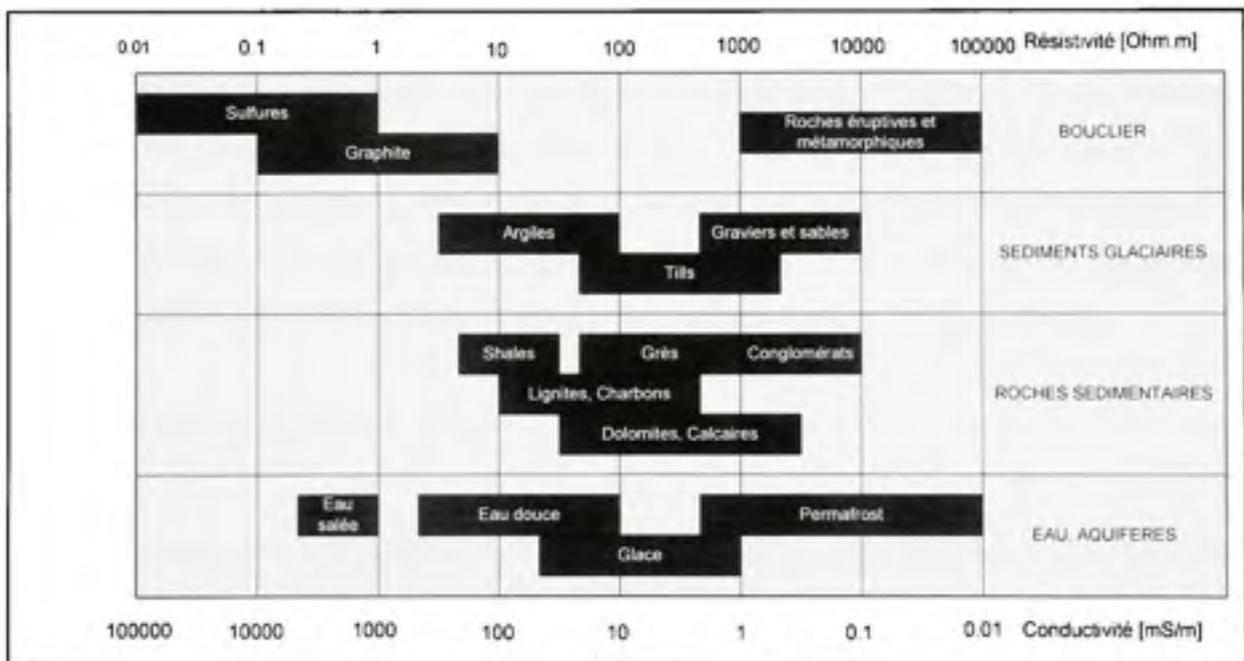


Figure 1.4 Résistivités et conductivités des sédiments, roches et eaux.

Adapté de Chapelier (2001) et Samouëlian et al. (2005)

1.5 Utilisation de la TRE pour la caractérisation du sol

1.5.1 Introduction

La tomographie en 2 dimensions est une technique utilisée pour obtenir l'image d'une section d'un objet solide. Tomographie vient du terme grec *τομος* qui signifie section ou tranche. Bien que le terme tomographie soit d'un usage relativement récent, l'imagerie des propriétés des sols est utilisée depuis plusieurs décennies en géophysique. Cependant le terme est réservé pour des problèmes d'imagerie où le but est de reconstruire une image à partir de la projection de certaines propriétés internes d'un objet mesurées à l'extérieur de celui-ci (Sharma, 1997).

La tomographie de résistivité électrique dérive de la combinaison des méthodes classiques du sondage et du trainé électriques. Elle permet une imagerie continue 2D ou 3D des variations de résistivité électrique du sous-sol (Dahlin, 2001). Grâce au développement récent d'outils performants d'acquisition automatisée et d'inversion mathématique, cette technique est devenue relativement facile à mettre en œuvre et largement utilisée pour des applications industrielles et environnementales (Dahlin, 1996; Loke et Barker, 1996a et 1996b).

1.5.2 Prospection 2D

Une image 2D peut être obtenu par la combinaison du sondage électrique et de la trainée électrique. Le sondage électrique permet seulement une investigation verticale sans prendre en compte les variations horizontales de la résistivité. Si on fait varier la distance inter-électrodes et leur position latéralement, on peut obtenir des pseudo-sections verticales. Ce faisant, on obtient une représentation qualitative de la variation de la résistivité apparente du sous-sol dans deux directions perpendiculaires.

Les pseudosections verticales peuvent être obtenues par d'autres techniques multi-électrodes, comme le « panneau électrique ». Dans cette méthode, un certain nombre d'électrodes sont reliées à un câble multiconducteurs placé le long de la ligne de mesure préalablement

implantée. Pour chaque série de mesures, la distance inter-électrodes reste fixe et le quadripôle est déplacé par commutation le long de la ligne d'électrodes. Le pilotage se fait par ordinateur. Pour les séries de mesures suivantes, la distance inter-électrode est multipliée par un facteur $n = 2, 3, 4$, etc. Plusieurs configurations d'électrodes peuvent être utilisées. En pratique, les modes Pôle-Pôle, Dipôle-Dipôle et Wenner sont les plus utilisés (Barker et Moore, 1998).

1.5.3 Prospection 3D

L'obtention d'une image 3D du sous-sol peut s'obtenir de deux manières. La première consiste à disposer des électrodes au-dessus de la surface à investiguer suivant une grille. Généralement cette dernière est de forme carrée avec une même distance inter électrodes dans deux directions perpendiculaires. On peut aussi avoir une grille rectangulaire avec un nombre d'électrodes et un espacement différents dans les deux directions. La seconde manière consiste à réaliser une série de panneaux 2D parallèles. La prospection pseudo-3D peut être aussi mise en œuvre en disposant d'une série de « panneaux 2D » installés parallèlement et utilisés simultanément. La configuration du quadripôle peut être en ligne parallèle, perpendiculaire ou diagonale. Dans une tentative d'évaluation des techniques quasi 3D (utilisation d'une série de panneaux 2D placés en parallèles) et 3D, Wisen et al. (2006) ont investigué un till glaciaire pour déterminer l'occurrence des galets et l'épaisseur de la couche de couverture. Les deux techniques de TRE 2D et 3D ont fourni des modèles fiables du sous-sol. Les auteurs relèvent néanmoins le fait que la technique 2D est sensible à l'orientation des structures géologiques par rapport à l'angle de prise des mesures alors que la technique 3D l'est beaucoup moins. Cette dernière requiert par contre un temps de traitement beaucoup plus long et nécessite une très grande densité de données pour que ces dernières se prêtent à une bonne interprétation. Ce qui implique des délais plus longs lors de l'acquisition des données et par voie de conséquence une augmentation des coûts.

Plusieurs auteurs ont tenté l'utilisation de cette technique 3D pour la reconnaissance du sous-sol avec des résultats prometteurs (Loke et Barker, 1996b; Binley et al., 1996; Hagrey et al.

1999; Kim et al, 2009; Pidlisecky, 2007). Dans l'étude de Hagrey et al. (1999) le monitoring de l'infiltration par TRE 3D est réalisé à une large échelle, sur un sable homogène avec des conditions aux frontières contrôlées. Bien que la progression du front d'infiltration ait été détectée, certaines observations attendues comme la digitation du front d'infiltration ou l'effet des barrières capillaires n'ont pas été observées. Pour étudier les processus d'infiltration et la distribution de la teneur en eau dans le sol, Zhou et al. (2001) proposent d'utiliser les « tomographies 3D de teneur en eau » obtenues à partir des tomographies 3D de résistivité électrique. La loi d'Archie a été utilisée pour passer des données de résistivités aux données de teneur en eau. Leur étude a porté sur un suivi temporel et spatial en 3D de la teneur en eau d'un sol, à large échelle. Binley et al. (2002) utilisent aussi des relations pétrophysiques pour montrer la possibilité de paramétrer des modèles d'écoulement à l'aide de données géophysiques. Ils utilisent pour cela la TRE 3D couplé au radar géologique pour le monitoring d'un essai de traçage. Dans ces études, le monitoring est fait pour étudier les processus hydrologiques à court ou long terme, sous précipitations naturelles ou artificielles.

1.5.4 Profondeur effective d'investigation

La profondeur effective d'investigation correspond à la profondeur de terrain prise en compte lors de la mesure de résistivité. Pour une configuration d'électrodes donnée, elle dépend de la distance de la distance totale du dispositif. Selon la répartition verticale des résistivités elle est prise égale à une fraction s'établissant entre 10 à 30 % de la longueur totale. La profondeur d'investigation effective dépend aussi des propriétés électriques des couches du terrain investigué. En effet, en présence d'une couche conductrice (par exemple une couche d'argile), le courant électrique a tendance à se concentrer dans cette dernière, ce qui diminue la profondeur d'investigation.

Oldenburg et Li (1999) ont proposé une façon de déterminer la profondeur d'exploration effective (DOI) en résistivité et polarisation provoquée fondée sur la profondeur à laquelle la reconstruction du modèle de résistivité correspondant aux réponses mesurées n'est plus sensible.

1.5.5 Configurations d'électrodes

Pour une prospection 3D, les modes pôle-pôle, pôle-dipôle et dipôle-dipôle sont les plus utilisés. Pour la configuration pôle-pôle, chaque électrode est à tour de rôle utilisée comme électrode de courant et le potentiel est mesuré sur toutes les autres. Le nombre maximum de mesures pouvant être effectuées est donné par (Loke, 2004) :

$$n_{\text{max}} = \frac{n_e(n_e - 1)}{2} \quad (1.14)$$

où n_e , nombre d'électrodes.

Le temps de réalisation des mesures dépend du nombre d'électrodes utilisées. Ce temps peut devenir prohibitif dès qu'on dépasse un certain nombre d'électrodes. Pour pallier à cet inconvénient, on utilise la technique du « Cross-diagonal survey ». Au lieu de mesurer le potentiel sur toutes les électrodes, ce dernier est mesuré seulement dans deux directions perpendiculaires x et y, et suivant une diagonale passant par l'électrode de courant. Cette configuration donne la plus grande profondeur d'investigation et un très grand nombre de points. Par contre, elle a comme inconvénient de nécessiter de mettre deux électrodes à l'infini, une faible résolution et une très grande sensibilité au bruit tellurique (Loke, 2004).

Moins sensible au bruit et possédant une meilleure résolution, la configuration pôle-dipôle constitue une alternative intéressante au pôle-pôle pour des reconnaissances sur des terrains de surface moyenne à grande. Sa profondeur d'investigation est entre le pôle-pôle et le dipôle-dipôle. Elle nécessite de mettre une électrode à l'infini, mais, il peut se produire des artefacts à cause de cette asymétrie.

La configuration dipôle-dipôle est recommandée pour des structures verticales et des grilles de 12x12 électrodes et plus à cause du faible nombre de données sur les bords. Elle nécessite un appareil sensible et un bon couplage des électrodes avec le sol.

Pour la prospection 2D, le mode Wenner- α (normal) est le plus utilisé. Ce dernier est relativement sensible aux changements verticaux de la résistivité de subsurface au centre du quadripôle. Généralement le Wenner est bon pour détecter les changements verticaux c.-à-d. des structures horizontales, mais moins bon pour détecter les changements horizontaux c.-à-d. des structures verticales étroites (Loke, 2004).

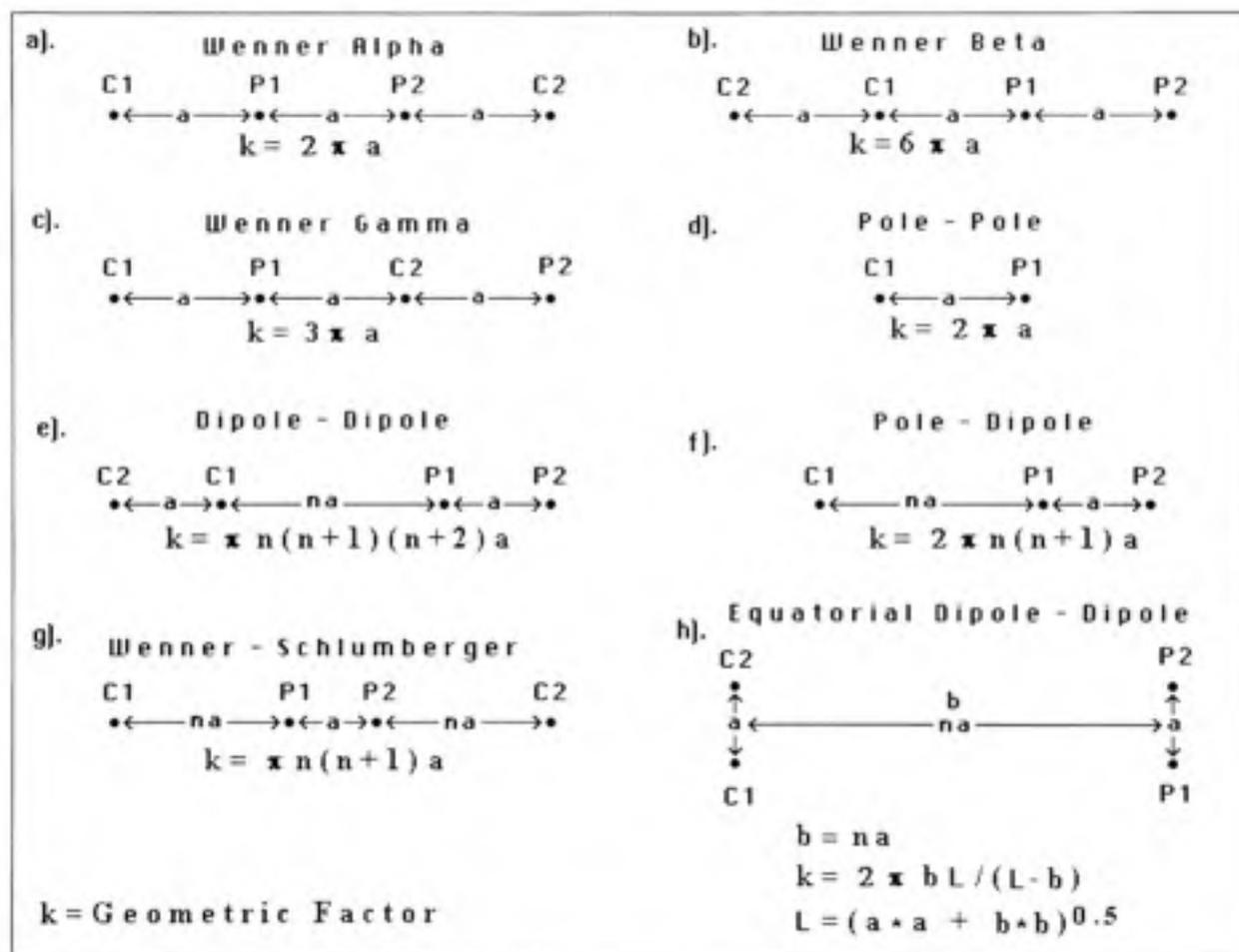


Figure 1.5 Configuration des électrodes.

Adapté de Loke (2004)

Plusieurs études ont montré l'influence des paramètres d'acquisition (configuration d'électrodes et distance inter électrodes) sur les résultats d'une prospection suivant la cible recherchée (Hagrey et Michaelsen, 1999; Zhou et al., 2001). Michot et al. (2003) préconisent le mode dipôle-dipôle pour le monitoring spatial et temporel de la teneur en eau. Selon eux,

en plus de fournir un grand nombre de mesures, ce qui constitue un avantage lors de l'inversion des données, le mode dipôle-dipôle était très sensible aux variations horizontales de résistivité c.-à.-d. sensible aux interfaces verticales mais relativement insensible aux variations verticales. Pour Guérin et al. (1999), le mode dipôle-dipôle est sensible aux interfaces verticales mais procure une profondeur d'investigation moindre que le Wenner- α . Ce mode se prête donc mieux pour la cartographie de structures verticales telles que les écoulements préférentiels dus aux fissures du sous-sol. Pour mettre en évidence ces écoulements préférentiels à l'aide de la TRE en 2D, Hagrey et Michaelsen (1999) utilisent les modes Wenner α , β et γ tandis que Zhou et al. (2001) utilisent les modes Wenner et pôle-pôle pour le monitoring spatial et temporel de la teneur en eau. Par contre ces deux derniers auteurs ne motivent pas le choix de leurs configurations d'électrodes.

1.5.6 Inversion des données de résistivité

Les données brutes de terrain sont sous forme de valeurs de potentiel ou sous forme de résistivités apparentes si elles ont été converties directement au moment de l'acquisition. L'inversion consiste à chercher le modèle de terrain 1D (variation verticale de la résistivité), 2D (variation latérale et verticale de la résistivité) ou 3D (variation de la résistivité dans les trois directions) qui donnerait les mêmes valeurs de résistivités apparentes que celles réellement mesurées sur le terrain. Pour ce faire, un modèle initial est optimisé par itérations de manière à minimiser la différence entre les réponses calculées et les réponses mesurées. Le modèle obtenu peut alors se prêter à une interprétation géologique. Il faut toutefois garder à l'esprit qu'un modèle de résistivité obtenu après inversion n'est qu'une solution parmi un ensemble d'autres solutions. Il peut varier en fonction des paramètres d'inversion du logiciel utilisé. En prospection électrique, un problème inverse consiste à déterminer la distribution des résistivités électriques (modèle) étant donné un ensemble de mesures de résistivités apparentes ou de résistances (données). Ce genre de problème se résout par minimisation d'une fonction objectif. Il existe en principe une infinité de modèles pouvant produire la même réponse. Cette non-unicité de la solution est due au fait que le problème est sous-

déterminé. Pour réduire le nombre de solutions possibles, la recherche d'une solution est stabilisée par régularisation.

1.6 Modèles de prédiction de la résistivité du sol

1.6.1 Modèle d'Archie

Plusieurs chercheurs, particulièrement dans le domaine pétrolier, ont proposé des modèles de résistivité effective. Archie (1942) a proposé à partir d'expériences de laboratoire sur des sables propres sans argile et saturés, un modèle empirique reliant la résistivité électrique apparente du sol à la résistivité de la solution du sol de la manière suivante :

$$\rho_a = a \rho_u \phi^{-m} S^{-n} \quad (1.15)$$

où ρ_a est, la résistivité apparente ; ρ_u , la résistivité de la solution du sol ; ϕ , la porosité du sol ; S , le degré de saturation et a , un facteur qui traduit la tortuosité variant de 0.6 à 2. Le paramètre m est un facteur de cimentation de la matrice poreuse, il varie de 1.3 à 2 et n est un paramètre qui dépend du fluide ($n=2$ pour l'eau et 2.08 pour l'huile).

1.6.2 Modèle de Keller et Frischnecht (1966), cité par Mualem et Friedman (1991).

Ces deux auteurs ont proposé d'exprimer la conductivité apparente relative d'une roche non saturée donnée par la relation :

$$\sigma_w(\theta) = \frac{\sigma_w(\theta)}{\sigma_w(\theta_{sw})} \quad (1.16)$$

par une fonction de puissance du degré de saturation S . Deux domaines de saturation de la roche sont définis par une valeur limite S_{cr} en-dessous de laquelle les films d'eau ne sont plus continus. On a donc:

$$\sigma_{or}(S) = S^n \rightarrow S > S_{cr} \rightarrow n \approx 2 \quad (1.17)$$

$$\sigma_{or}(S) = aS^m \rightarrow S < S_{cr} \rightarrow m = 4 \text{ à } 5 \quad (1.18)$$

avec a , n et m des paramètres obtenus expérimentalement.

1.6.3 Modèle de Gupta et Hanks (1972), cité par Mualem et Friedman (1991).

A partir des mesures sur deux sols limoneux, ces deux auteurs proposent d'exprimer la conductivité électrique relative d'un sol non saturé par une relation linéaire en fonction de la teneur en eau, bien que leurs résultats n'aient pas montré une tendance claire à cause de leur dispersion :

$$\sigma_{or}(S) = \alpha\theta + \beta \quad (1.19)$$

avec α et β , paramètres empiriques.

1.6.4 Modèle de Bohn et al. (1982), cité par Mualem et Friedman (1991).

Ces auteurs ont représenté le sol comme un assemblage de conduits circulaires de longueur et de section droite différentes. Jugeant que la longueur des conduits avait une importance secondaire, ils suggèrent de prendre un milieu équivalent formé de conduits uniformes de rayon R , relié au potentiel matriciel par la relation :

$$R = \frac{2\gamma}{\psi} \quad (1.20)$$

avec γ , une constante. En plus de ne pas tenir compte de la longueur des conduits, ces auteurs n'ont pas tenu compte du fait que R ne représente que les pores de gros diamètre qui ne sont remplis qu'à une pression capillaire bien définie en lieu et place de tout le spectre des pores

qui sont remplis d'eau. En émettant l'hypothèse que la conductivité électrique est proportionnelle à la surface équivalente de la section des pores, ils obtiennent la relation :

$$\sigma_a(\psi) = \frac{m}{\psi^2} + b \quad (1.21)$$

1.6.5 Modèle de Mualem et Friedman (1991).

Ces deux auteurs ont proposé un modèle de prédiction de la résistivité en partant de l'hypothèse que le facteur de tortuosité qui affecte la conductivité hydraulique est le même que celui défini pour la conductivité électrique apparente du sol. Un modèle conceptuel a alors été établi et validé à partir des résultats des expériences précédentes.

Pour un milieu saturé, la relation est

$$\sigma_a(\theta_{sat}) = \sigma_v \theta_{sat}^{1.5} \quad (1.22)$$

Pour un milieu non saturé, la relation devient

$$\sigma_r(\theta) = \sigma_v \left[\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right]^{2.5} \quad (1.23)$$

1.6.6 Monitoring de l'infiltration par TRE

Une acquisition de la résistivité du sol à un instant t donne une image instantanée de sa distribution au sein du sol. Une série d'acquisition à t_i , avec $t_i = t_{i-1} + \Delta t$ permet un suivi temporel de la résistivité. Park (1998) a notamment employé cette méthode pour suivre le panache dû à l'infiltration de l'eau d'un bassin de rétention sur une surface de 200 x 200 m à l'aide d'une grille de 25 électrodes disposées en mode pôle-pôle. La présence des variations de résistivité du sol dans la zone superficielle et au même endroit que le point d'infiltration l'a conduit à les associer à cette infiltration. Cela lui a permis de conclure à la faisabilité d'un

suivi de l'infiltration par TRE bien que ces variations de résistivité n'aient pas été corroborées par des mesures de teneur en eau à l'aide d'autres techniques.

L'étude de la zone non saturée des sous-sols a montré que les écoulements dans cette dernière pouvaient présenter des voies de circulations préférentielles (Beven et Germann, 1982; Babel et al., 1995; Hendricks et Flury, 2001). Dans le but de déterminer les facteurs qui contrôlent les écoulements préférentiels dans la zone non-saturée, Hagrey et Michaelsen (1999) ont conduit trois tests d'irrigation sous intensité contrôlée. La surface d'irrigation était une parcelle de 4 x 4 m² sur un sol agricole. Elle était caractérisée par une couche meuble ayant subi des labours sur une épaisseur de 0.35 m et qui surmontait une couche plus dense. Du bromure de potassium a été ajouté à l'eau utilisée pour l'irrigation de la parcelle et ce à une concentration différente pour chacune des expériences. Le suivi de l'infiltration a été fait aussi bien par TRE que par des mesures TDR et tensiométriques. Une tranchée a été creusée pour l'instrumentation du site (sondes TDR et tensiomètres). Les auteurs ont jugé que l'influence de la tranchée sur les écoulements était négligeable du fait que l'infiltration était essentiellement verticale.

Les mesures de résistivité ont été effectuées à l'aide d'un panneau électrique sur deux profils et avec un espacement d'électrodes de 0.2 m suivant les configurations Wenner (α , β et γ). Les mesures du potentiel de pression étaient effectuées automatiquement toutes les cinq minutes tandis que les mesures de la teneur en eau par TDR étaient enregistrées manuellement toutes les quinze minutes. Les mesures étaient prises avant, pendant et après chaque test.

L'interprétation des résultats a été faite sur la base des pseudo-sections construites avec les valeurs de résistivité apparentes et des valeurs de résistivités inversées. Pour une meilleure interprétation des résultats, les pseudo-sections 2D ont été construites à partir des valeurs des anomalies de résistivité (variations relatives des résistivités avant et après infiltration). Sur les pseudosections, les hétérogénéités structurales ont pu être mises en évidence. Les modèles obtenus après inversion 2D montrent une zone d'anomalies négatives (jusqu'à -30 %)

directement sous la surface irriguée. Cette zone montre une extension latérale continue sur les premiers 0.35 m du profil. Cette zone d'écoulement uniforme est suivie par une zone où on retrouve des écoulements préférentiels. Bien que les mesures effectuées par TDR et par tensiométrie ont pu détecter les écoulements rapides, elles n'ont pas permis de mettre en évidence les écoulements préférentiels.

La TRE a montré ses capacités à détecter les écoulements préférentiels à partir des images donnant la distribution des valeurs de résistivité du sol. Certains auteurs ont cherché à comprendre cette dynamique de l'eau à partir de la distribution de la teneur en eau du sol. Cette distribution de la teneur en eau peut être inférée à partir des valeurs de résistivités interprétées obtenues après inversions des résistivités apparentes mesurées lors d'un test d'infiltration. On a recours pour cela à un modèle de représentation de la résistivité du sol (ex. modèle d'Archie) ou par une relation de calibrage, obtenue *in situ* ou en laboratoire entre la résistivité du sol et de son humidité.

Michot et al. (2003) ont obtenu des sections 2D de teneur en eau à partir des données de résistivité électrique. Le but de leur étude était d'évaluer la capacité de la méthode de TRE à suivre la dynamique de l'eau sous une culture de maïs irriguée durant la phase d'infiltration puis celle de dessèchement induit par les prélèvements des plantes. Les principales étapes de cette étude étaient l'étalonnage "in situ" de la résistivité électrique des horizons caractéristiques du sous-sol en fonction de son humidité, un suivi spatial et temporel de l'infiltration à l'aide d'un panneau électrique 2D et un suivi de la teneur en eau par sondes TDR. Pour établir les relations d'étalonnage, une fosse a été creusée et des instruments (quadripôles Wenner pour la mesure de résistivité, sondes TDR et sondes de température) ont été placés pour chaque horizon de sol identifié. Après l'instrumentation du site, la fosse a été comblée avec les mêmes matériaux, horizon après horizon. Pour diminuer l'influence de cette perturbation, les mesures ont commencé plus de six mois après l'instrumentation du site. Pour le suivi temporel de la résistivité électrique, une parcelle a été irriguée avec 25 mm d'eau durant deux heures à l'aide d'une rampe rotative munies de buses. Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un panneau électrique de 32 électrodes séparées de 0.2 m en

configuration dipôle-dipôle pour maximiser le nombre de mesures. L'inversion des résistivités apparentes a été effectuée à l'aide du logiciel RES2DINV. A partir de ces tomographies, des sections 2D de la teneur en eau ont été calculées à l'aide des relations de calibration établies plutôt. Du fait que les fluctuations de la température ont une influence sur la résistivité de l'eau, et par conséquent sur celle du sol, le profil thermique du sol au moment des mesures de résistivité électrique a été pris en compte dans la modélisation. Les auteurs arrivent à établir une relation fiable entre les teneurs en eau calculées et celles mesurées par la technique TDR classique. Un suivi temporel de la résistivité électrique du sol est alors réalisé pour un cycle humectation-dessiccation. Les auteurs ont pu ainsi mettre en évidence le dessèchement du sol dû au prélèvement racinaire du maïs, l'avancement du front d'infiltration après irrigation, la délimitation des zones d'écoulements préférentiels et le drainage superficiel du sol.

La nécessité d'établir une relation de calibrage au champ entre la résistivité du sol et la teneur en eau peut rendre la démarche adoptée par Michot et al. (2003) laborieuse et moins intéressante dans la perspective d'une application routinière de cette méthode. Cet effort peut être réduit en utilisant une relation pétrophysique générale (ex. relation d'Archie, modèle de Mualem et Friedman etc.) entre la résistivité électrique du sol et la teneur en eau. Zhou et al. (2001) ont procédé de cette façon pour obtenir des "tomographies de teneur en eau" à partir des tomographies de résistivité électrique. Leur étude a porté sur un suivi spatial et temporel en 3D de la teneur en eau d'un sol et avait deux principales étapes. Dans un premier temps des mesures de résistivité sont effectuées et inversées pour avoir une distribution 3D de la résistivité du sol. En deuxième lieu, des échantillons de sol sont prélevés pour déterminer en laboratoire les paramètres de la loi d'Archie sur des points représentatifs. Les échantillons ont été multipliés dans les zones hétérogènes. La distribution 3D de ces paramètres dans tout le volume de sol est ensuite obtenue par interpolation. Finalement, la teneur en eau en chaque point est calculée à partir de la valeur de résistivité et des paramètres de la loi d'Archie en ce point.

Dans l'étude de Zhou et al. (2001), la zone d'étude était une surface de $3,5 \times 3,5 \text{ m}^2$. L'acquisition en 3D des mesures de résistivité électrique a été faite à l'aide d'une grille de 8×8 électrodes de plomb (3 cm de diamètre et 4 cm de hauteur) avec une distance inter électrodes de 0.5 m. Les électrodes étaient enterrées à 0.05 m sous terre. Quatre forages ont été réalisés aux coins de la grille et 24 électrodes y ont été installées avec une distance inter électrodes de 0.25 m. Les mesures ont été effectuées en configuration pôle-pôle et Wenner pour la grille alors que les mesures dans les forages seule la configuration Wenner a été utilisée. Parallèlement au suivi de la teneur en eau par TRE, des mesures de teneur en eau étaient prises par intervalles de 30 minutes à l'aide de sondes de conductivité thermique. Ces mesures de teneur en eau ont servi à la validation des teneurs en eau calculées. Pour pratiquement toutes les profondeurs, l'écart entre les valeurs de teneur en eau calculées et mesurées était en moyenne de $0.1 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$. Les auteurs pensent que ces erreurs peuvent avoir trois origines : 1) le nombre limité d'échantillons utilisés pour déterminer les paramètres de la loi d'Archie. Ces paramètres ont été obtenus par interpolation. L'hypothèse d'un milieu continu étant sous-entendue dans ce cas alors qu'en réalité le milieu est hétérogène. La question de la validité de la relation d'Archie dans tout le volume investigué peut aussi être posée ; 2) la différence entre les résistivités calculées et les résistivités réelles du sol. En effet, la précision des résistivités calculées est limitée par la configuration d'électrodes choisie, la distance inter électrodes, la méthode de mesure ainsi que le nombre de données ; 3) la différence entre le volume des échantillons (90 cm^3) et le volume des éléments du maillage ($25 \times 25 \times 25 \text{ cm}^3$). En dehors de ces trois facteurs, les auteurs en relèvent d'autres comme l'effet de l'hystérésis ou l'effet du système racinaire des plantes.

L'importance relative des erreurs des valeurs de teneur en eau n'a pas permis une investigation plus poussée des caractéristiques de la distribution de l'humidité du sol. Les auteurs notent néanmoins qu'il est toujours possible de suivre la variation temporelle de la teneur en eau à partir des tomographies de résistivité électrique. En effet, les facteurs à la base de ces erreurs sont relativement déterministes et inhérents aux méthodes employées, et il existe une relation linéaire entre les tomographies de teneur en eau et les teneurs en eau

calculées telle que montrée par la comparaison entre les teneurs en eau calculées et celles mesurées.

Pour l'interprétation des résultats, les tomographies de teneur en eau ont été représentées en sections planes pour différentes profondeurs. Ces tomographies montrent qu'en plus des variations verticales de la teneur en eau, on observe aussi des variations latérales de celle-ci, preuve de la distribution hétérogène de la teneur en eau. En comparant la distribution de la teneur en eau et celle de la densité apparente, les auteurs constatent que les zones de faible densité correspondent aux zones à teneur en eau élevée tandis que les zones à forte densité correspondent aux zones de faible teneur en eau. Le suivi temporel de l'infiltration a permis de mettre en évidence les écoulements préférentiels.

1.7 Résumé et hypothèses

Les sols urbains sont caractérisés par une très grande hétérogénéité. Celle-ci a une influence sur la dynamique de l'écoulement. En s'infiltrant dans ces sols, l'eau chargée de contaminants, emprunte parfois des chemins d'écoulements préférentiels et progresse plus rapidement que le front moyen d'infiltration (Ghodrati et Jury, 1990c). Des études d'infiltration contrôlée peuvent ainsi être réalisées pour tenter de comprendre les mécanismes à la base de ces écoulements préférentiels. Par ailleurs, plusieurs techniques permettent le suivi diachronique de l'infiltration de l'eau dans le sol notamment les méthodes classiques (tensiométrie, TDR) et les méthodes géophysiques. Ces dernières présentent l'avantage d'être non invasives et elles permettent l'échantillonnage de l'ensemble du domaine à investiguer. Plus particulièrement, la TRE a été utilisée pour le monitoring de l'infiltration dans la zone non saturée du sol.

Toutefois, bien que plusieurs études aient été consacrées au suivi des processus hydrologiques à l'aide de la TRE, aussi bien à l'échelle du laboratoire qu'à l'échelle du terrain, très peu ont été consacrées au suivi de l'infiltration dans des matériaux à la géométrie aussi complexe que les remblais urbains. Des efforts ont aussi été réalisés dans les techniques

d'inversion en 3D. Dans ces études, le monitoring est fait pour étudier les processus hydrologiques à court ou long terme, sous précipitations naturelles ou artificielles et dans des milieux relativement homogènes ou caractérisés par une hétérogénéité de stratification. Ces études ont montré l'influence de la structure du sol sur l'écoulement. Les remblais urbains étant caractérisés par des hétérogénéités hétérométriques et disposées de manière aléatoire, celles-ci sont susceptibles d'engendrer une hétérogénéité hydrodynamique. Cette hétérogénéité de l'écoulement peut se caractériser par des écoulements très rapides le long de voies de circulation préférentielle. La question qui se pose maintenant est de savoir si les méthodes géophysiques sont en mesure de détecter ces écoulements rapides et mettre éventuellement en évidence les mécanismes à la base de ce phénomène. La TRE a été utilisée dans plusieurs études sur les processus hydrologiques en milieu non saturé. Elle a souvent été associée à d'autres techniques. En outre, la modélisation hydrogéologique est une des techniques utilisées pour étudier les écoulements dans les sols aussi bien à l'échelle du pore qu'à l'échelle régionale. L'hypothèse que l'on dégage alors est que *l'approche hydrogéophysique proposée (la TRE couplée à la modélisation hydrogéologique) permet de caractériser l'hétérogénéité structurale et hydrodynamique du remblai à l'échelle mésoscopique.*

L'étude des mécanismes à la base de l'hétérogénéité de l'écoulement a permis de classifier les écoulements préférentiels en diverses catégories (Voir section 1.1.4c). La deuxième hypothèse du travail s'énonce alors comme suit : *le mécanisme à la base de l'hétérogénéité de l'écoulement est l'« heterogeneity driven-flow » (Nieber, 2001) et selon la classification des écoulements préférentiels de Hendrickx et Flury (2001), l'hétérogénéité structurale mésoscopique des remblais urbains engendre une hétérogénéité hydrodynamique de type « funnel flow ».*

CHAPITRE 2

MATÉRIEL ET MÉTHODES

2.1 Introduction

Les objectifs de ce travail ayant été déterminés et les hypothèses posées, ce chapitre présente la méthodologie générale adoptée tout au long de la réalisation du travail. Les principales étapes du travail sont décrites ci-dessous :

2.1.1 Caractérisation de la zone d'étude

Il s'est agi dans un premier temps de déterminer la structure du remblai par une méthode non invasive en l'occurrence la résistivité électrique. Le site a été excavé après les expériences pour en permettre une observation directe et par la même occasion, comparer les résultats obtenus par TRE aux observations faites de visu. Une méthode d'inversion des données de résistivités en 4D (3 dimensions de l'espace et une du temps) a été adoptée dans le but d'avoir un modèle unique entre les premières mesures de résistivité et les mesures subséquentes. Des échantillons de sol ont été prélevés pour déterminer les paramètres hydrodynamiques du remblai en vue d'une modélisation hydrogéologique.

2.1.2 Caractérisation de l'écoulement

Une irrigation contrôlée à l'aide d'un simulateur de pluie a été réalisée sur la zone d'étude. Par des mesures de résistivité effectuées à différents intervalles de temps, l'infiltration a alors été suivie par tomographie de résistivité électrique dans le but d'identifier d'éventuels chemins d'écoulements préférentiels. Une approche particulière a été adoptée pour l'inversion des données de résistivité obtenues sur terrain. Les jeux de données obtenus à différents intervalles ont été inversés simultanément de manière à minimiser les artefacts qui peuvent rendre difficile l'interprétation.

2.1.3 Effet des hétérogénéités sur l'écoulement

L'évaluation de l'effet des hétérogénéités sur l'écoulement s'est faite à l'aide d'un modèle hydrogéologique réalisé à partir des résultats de la caractérisation de la zone d'étude et d'une modélisation géophysique du remblai. A l'aide de la modélisation hydrogéologique on détermine quels types d'écoulements sont susceptibles d'être rencontrés dans les remblais hétérogènes urbains.

2.2 Description du site

Le site choisi pour réaliser les expérimentations est un terrain appartenant à l'École de Technologie Supérieure (ÉTS) et situé dans l'arrondissement Sud-ouest de Montréal. Le terrain est en friche depuis 1981 et situé dans un secteur antérieurement à vocation mixte (résidentielle, commerciale et industrielle). Il est aujourd'hui utilisé comme stationnement temporaire. Une caractérisation du site à des fins d'évaluation environnementale a été réalisée par la firme Quéformat limitée (Quéformat, 2004), aujourd'hui Qualitas-Montérégie, pour le compte de l'ÉTS. Une première caractérisation géophysique (résistivité électrique, électromagnétique, radar) du terrain a également été réalisée en 2005 (Boudreault et Dubé, 2005). Ces travaux ont permis d'identifier la présence d'un remblai constitué de dépôts anthropiques composés d'un mélange de sol et de débris (blocs de béton, briques, bois, cendres etc.) totalisant une épaisseur moyenne de 3 m. Ce remblai présente une contamination mixte aux hydrocarbures aromatiques polycycliques (HAP) et aux métaux. La nappe d'eau se trouve à une profondeur de 2.5 à 3 m. La zone d'étude est une parcelle de 4x5 m² localisée dans le coin Sud du site (*Voir* figure 2.1). La surface de cette zone est couverte de pierre concassée. Les résultats de la première caractérisation géophysique ont montré la présence d'anomalies qui laissaient supposer la présence de zones très hétérogènes.



Figure 2.1 Situation du site expérimental.
(Photo Google Earth.)

2.3 Irrigation de la zone d'étude

Pour l'irrigation de la zone d'étude un simulateur de pluie a été utilisé. Ce dernier est constitué d'une structure métallique montée sur quatre roues. Cette dernière est surmontée d'un chariot portant trois groupes de quatre buses chacun soit un total de douze (voir figure 2.2). Le chariot se déplace sur deux rails et est propulsé par un moteur électrique. L'ensemble est entièrement automatisé et piloté par un automate programmable. La surface d'arrosage peut atteindre 25 m² et les buses sont placées à une hauteur de 2.44 m de façon à atteindre une vitesse terminale des gouttes proche de celle des gouttes naturelles. Bien que ce critère d'énergie cinétique des gouttes soit primordial dans une étude d'érosion, Amerman (1983) cité par El Idrissi (1996) estime que dans une étude d'infiltration, les critères majeurs sont le taux d'application et l'uniformité spatiale de la pluie déterminée par le coefficient d'uniformité de Christiansen. Le simulateur de pluie que nous avons utilisé dans cette étude

peut fournir plusieurs intensités de pluie jusqu'à une intensité maximale de 127 mm/h. L'intensité fournie dépend du choix des paramètres d'un cycle aller-retour du chariot, soit le temps d'arrosage en marche avant, le temps d'arrosage en marche arrière, le temps de pause et du nombre de buses ouvertes, et le nombre de séquences choisies pour une simulation, c'est-à-dire le nombre de cycles nécessaires pour que toutes les buses aient arrosé une fois la surface sous étude. Quant au coefficient d'uniformité (CU), il a été calculé à 90% à une intensité de pluie de 31.75 mm/h (Avendano, 1999). Les réglages ont été faits de manière à reproduire ce CU. Compte tenu du fait que la surface du terrain était compactée, des paramètres pré-réglés du simulateur de pluie ont été choisis de manière à obtenir une intensité de pluie de 31.75 mm/h pour ne pas créer de flaques d'eau et obtenir ainsi une infiltration uniforme sur toute la surface du sol. L'irrigation a été arrêtée au bout d'une heure dès l'apparition des premières flaques. Dans ce cas l'infiltration était contrôlée par l'infiltrabilité du sol.

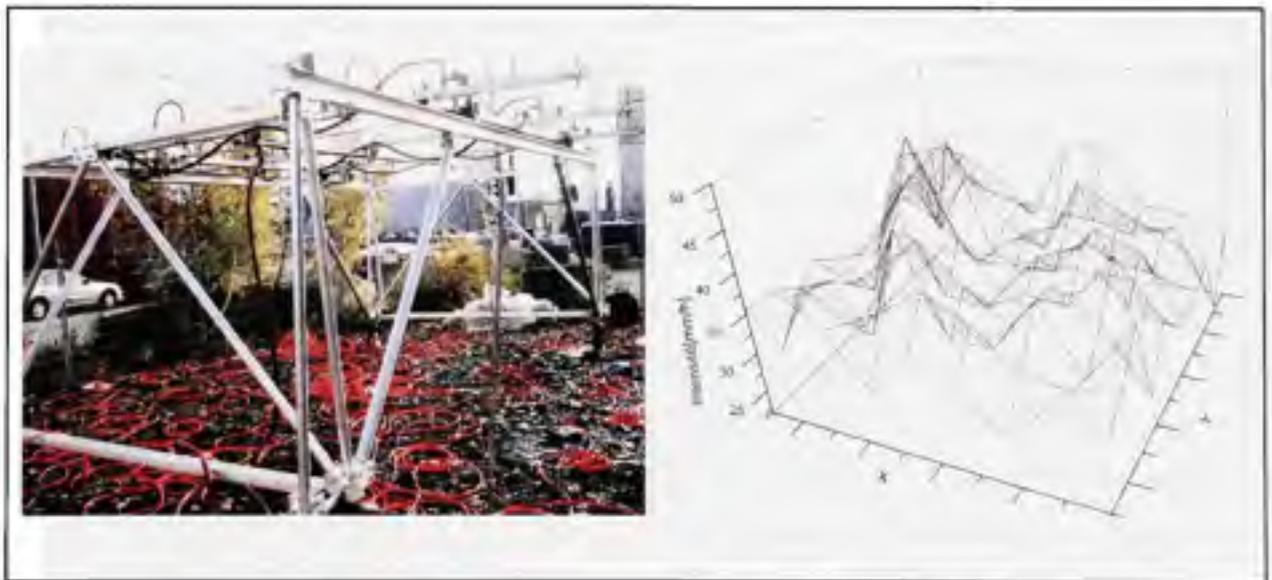


Figure 2.2 Vue du simulateur de pluie et du profil de la pluie (CU=90%).

Cinq jours avant le début du test d'infiltration, la zone d'étude a été recouverte d'une bâche en plastique pour empêcher l'infiltration des précipitations naturelles. Deux pluviomètres à

lecture directe ont également été placés sur le site pour mesurer la quantité d'éventuelles précipitations naturelles au cours de l'expérimentation.

2.4 Mesures géophysiques

La caractérisation géophysique a été effectuée par la méthode de résistivité électrique. Un ensemble de 9×7 électrodes avec un espacement de 1 m a été installé dans le sol sur la parcelle sous étude (*Voir* figure 2.3). Cinq forages, placés à chaque coin et au centre de la zone d'étude, ont aussi été réalisés pour accueillir des tubes porte-électrodes. Les forages ont été effectués à l'aide d'une tarière motorisée à deux hommes, équipée d'une mèche de 2 pouces de diamètre. Le diamètre des forages a été choisi le plus petit possible pour ne pas perturber le sol mais suffisamment grand pour permettre un forage à la tarière dans ces matériaux avec des éléments grossiers de taille pluridécimétrique. L'espace annulaire entre la paroi du forage et les tubes porte-électrodes a été comblé avec de la bentonite. Les électrodes en forage étaient constituées d'anneaux de cuivre fixés sur des tubes en PVC de 1 pouce de diamètre extérieur. Leur espacement était de 0,5 m. Les deux tubes côté Ouest ont été placés à une profondeur de 3 m, le tube central à 1,5 m et les deux tubes côté Est à 1 m compte tenu de la difficulté rencontrée à traverser le remblai à la tarière. Les mesures de résistivités ont été réalisées avec un résistivimètre Syscal Pro Switch 96 d'Iris Instrument (France). Elles ont été réalisées en trois différents temps : T1 (avant infiltration), T2 (immédiatement après infiltration) et T3 (24 heures après infiltration). La configuration en mode dipôle-dipôle a été choisie pour ses avantages dans le cas qui nous concerne (*Voir* le point 1.7.6). Les mesures ont été prises entre les électrodes de surface, ensuite entre les électrodes de surface et les électrodes de forage et enfin entre les électrodes des différents forages. Pour chaque temps T_i , 3500 mesures de potentiel ont été réalisées pour un temps de mesure d'environ 4 heures.

2.5 Mesures de teneur en eau

Des mesures de teneur en eau ont été réalisées à l'aide de sondes TDR à mi-distance entre le forage central et chacun des autres forages pour corréler la variation de la résistivité (conductivité) à celle de la teneur en eau. Les mesures de teneur en eau ont été effectuées à l'aide d'un appareil de marque TRASE SYSTEM Model 60650 X 1 de Soil Moisture Equipment Corp. Le guide d'onde était équipé de sondes à trois tiges 20 cm de long et 0.3 cm de diamètre. L'emplacement des points de mesure est montré à la figure 2.3. A chaque point, des sondes TDR ont été placées horizontalement à 0.1, 0.3 et 0.5 m de profondeur. Soit un total de 12 sondes. Pour valider les observations structurales du remblai obtenues par tomographie de résistivité électrique, celles-ci ont été confrontées aux observations directes de terrain dans quatre tranchées réalisées sur la parcelle à l'étude (*Voir* section 3.3). Des échantillons ont aussi été prélevés dans le but de déterminer les propriétés de rétention des différents matériaux identifiés en vue d'une modélisation hydrogéologique (*Voir* section 4.1.2).

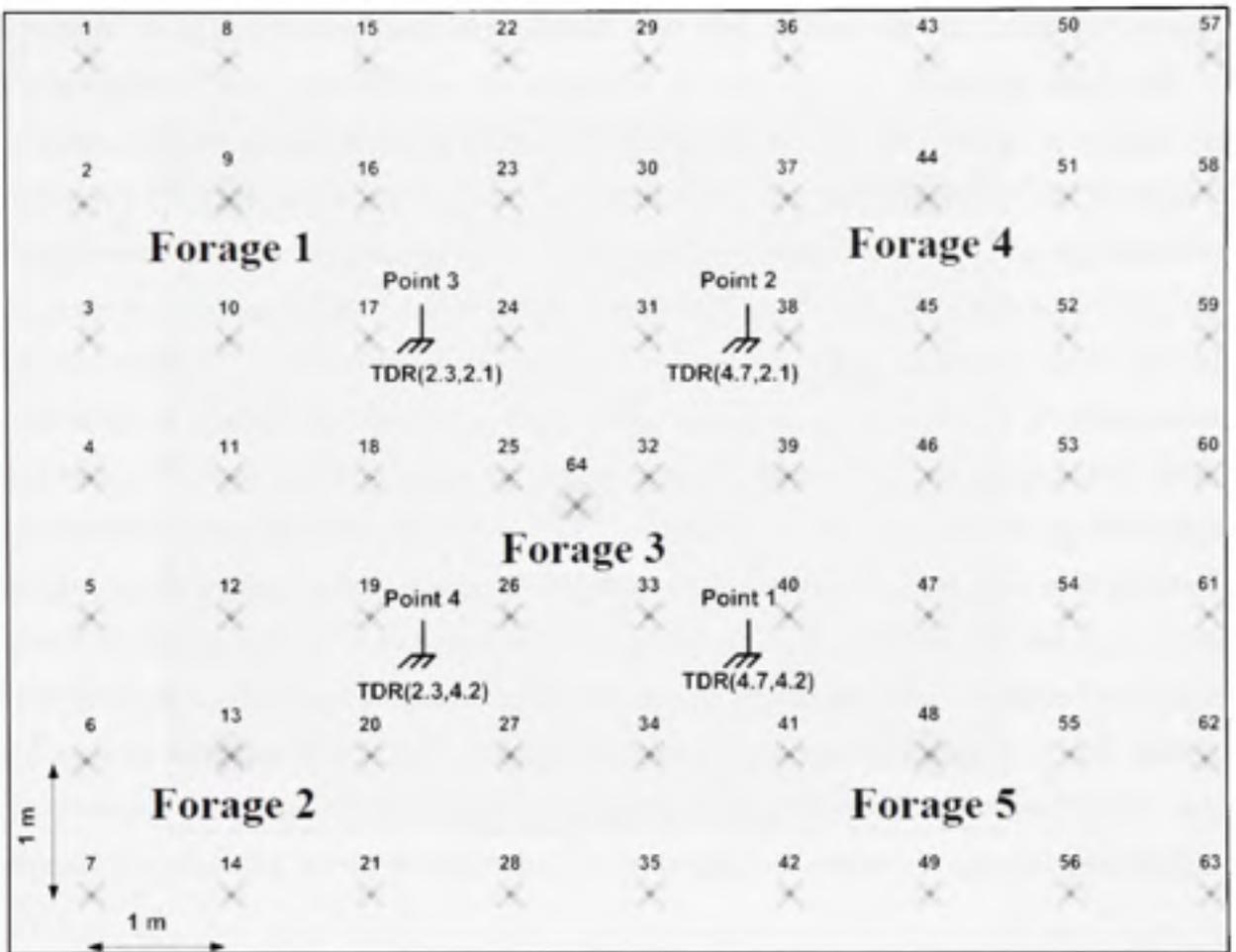


Figure 2.3 Disposition des électrodes et des sondes TDR.
(La zone irriguée est ombragée)

2.6 Inversion 4D des données de résistivité

2.6.1 Introduction

L'inversion consiste à trouver un modèle de terrain qui donnerait les mêmes résistivités apparentes que celles mesurées sur le terrain. Au cours d'une inversion, on part d'un modèle initial que l'on modifie de façon itérative pour minimiser la différence entre les valeurs de résistivités mesurées et les valeurs calculées. L'approche classique dans les problèmes de monitoring par tomographie consiste à inverser indépendamment les ensembles de données

mesurées à différents moments. Le résultat peut être affecté par des artefacts comme l'observation d'une augmentation de résistivité au cours d'une infiltration alors que le contraire devrait normalement se produire. Pour pallier à cet inconvénient, le modèle de départ est pris comme référence pour inverser les données subséquentes. Ceci a comme conséquence que ces dernières peuvent être fortement dépendantes du modèle de référence. Pour notre étude, une autre approche a été préconisée. L'inversion a été réalisée à l'aide d'un code d'inversion 4D (Four-Dimensional Least-squares Inversion algorithm) développé au laboratoire d'imagerie géoélectrique de l'institut coréen de Géoscience et de Ressources minérales (Yi et al, 2008). L'inversion est basée sur la méthode des moindres-carrés lissée (smoothness constraint least-squares inversion method) associée à la technique ACB (Active Constraint Balancing) pour le lissage des contraintes. Les résistivités mesurées et la structure géoélectrique du sous-sol sont supposées être en 4D : trois dimensions spatiales (x, y, z) et une dimension temporelle (t). Cette méthode consiste à inverser simultanément l'ensemble des mesures obtenues à différents temps de mesure T_i . Ceci permet d'obtenir un seul modèle du sous-sol pour tous les T_i lors d'un même processus d'inversion, contrairement aux méthodes d'inversion 3D conventionnelles qui produisent un modèle de sous-sol pour chaque T_i .

2.6.2 Principe de l'algorithme d'inversion 4-D utilisé

Soit un problème de monitoring de la résistivité électrique, en supposant que m soit le nombre de séquences de mesures, n le nombre de mesures par séquence et k , le nombre de cellules dans le sol pour lesquelles on désire déterminer la résistivité électrique. Le modèle recherché est donné par le vecteur $p_i = \{p_{i1}, p_{i2}, \dots, p_{in}\}$ et les valeurs de résistivités apparentes mesurées sont données par le vecteur $d_i = \{d_{i1}, d_{i2}, \dots, d_{in}\}$, avec i qui varie de 1 à m . Pour simplifier l'écriture dans le développement suivant, on exprimera les expressions pour chaque séquence i . La différence entre les valeurs de résistivités calculées et mesurées est donnée par le vecteur :

$$e_j = d_j - F_j(p) \quad (2.1)$$

avec $F_j(p)$ qui représente les valeurs de résistivités calculées (réponse du modèle) et $p = \{p_1, p_2, \dots, p_k\}$.

Dans la méthode d'optimisation par moindres-carrés, le modèle initial est modifié de telle sorte que la somme des carrés de la différence entre les valeurs calculées et les valeurs observées soit minimisée :

$$E_j = e^T e = \sum_{j=1}^n e_j^2 \quad (2.2)$$

Pour calculer la variation des valeurs de résistivité qui minimisera la somme des carrés de l'erreur (E_j), on définit un vecteur perturbation tel que la différence entre les valeurs de résistivités mesurées et les nouvelles valeurs calculées est donnée par :

$$\tilde{e}_j = d_j - F(p + \Delta p) \quad (2.3)$$

avec Δp , le vecteur perturbation prédit pour un nouveau modèle.

On peut alors définir une fonction-objectif à minimiser donnée par :

$$\psi_j = \|\tilde{e}_j\|^2 + \lambda \left\{ (\partial^n \Delta p)^T (\partial^n \Delta p) \right\} \quad (2.4)$$

où λ est le multiplicateur de Lagrange. Le second terme à droite de l'égalité est le terme de régularisation. En minimisant l'équation ci-dessus par rapport au vecteur perturbation Δp , on obtient :

$$\left[J_j^T J_j + \lambda \left\{ (\partial^n \Delta p)^T (\partial^n \Delta p) \right\} \right] \Delta p = J_j^T e_j \quad (2.5)$$

où J_i est la matrice jacobienne du modèle pour la $i^{\text{ème}}$ séquence de mesures.

Dans une approche classique, l'équation ci-dessus est résolue pour chacune des m séquences de mesures séparément. Dans une approche d'inversion 4D et toujours dans le but de minimiser l'erreur pour chaque séquence de mesures, Kim et al. (2009) propose de minimiser l'erreur sur l'ensemble des séquences sur toute la période de monitoring. La fonction-objectif à minimiser devient dans ce cas :

$$\psi = \sum_{i=1}^m \|e_i\|^2 + \left\| \sum_{i=1}^m e_i \right\|^2 + \sum_{i=1}^m \lambda \left\{ (\partial^{\alpha} \Delta p)^T (\partial^{\alpha} \Delta p) \right\} \quad (2.6)$$

Le second terme à droite de l'équation ci-dessus exprime le fait que les m indépendants problèmes d'inversion initiaux sont réduits en un seul. Le domaine à investiguer est considéré être en 4 dimensions : 3 dimensions de l'espace et une temporelle. L'inversion est réalisée en appliquant une régularisation temporelle et la fonction à minimiser peut être représentée par la relation (Yi et al, 2008) :

$$\psi = e^T e + \Lambda \Phi + \alpha \Gamma \quad (2.7)$$

où Φ est la fonction de lissage, Γ la fonction de régularisation sur l'axe des temps. Les paramètres Λ et α sont des multiplicateurs de Lagrange qui contrôlent la régularisation. En outre, la méthode « Active Constraint Balancing » (Yi et al, 2001) est adoptée pour les contraintes de lissage.

2.7 Excavation du site et échantillonnage des sols

A la fin de toutes les expérimentations, la structure du remblai a été caractérisée de manière directe par une observation visuelle de sa structure dans quatre tranchées creusées sur le site à l'aide d'une rétrocaveuse, soit deux tranchées longitudinales et deux transversales. Des échantillons de sol ont aussi été prélevés pour déterminer les propriétés hydrodynamiques des sols. Sur le plan horizontal, les deux tranchées longitudinales ont été divisées en trois

parties égales de 2m de longueur. Les deux autres tranchées n'ont pas été divisées horizontalement. Sur le plan vertical, l'échantillonnage a été effectué du haut vers le bas au fur et à mesure du creusement de la tranchée. Les échantillons étaient prélevés chaque fois qu'un changement dans la texture ou la composition du sol était constaté. Dans le premier mètre, les échantillons étaient prélevés à même la paroi de la tranchée quand celle-ci était stable. Plus en profondeur ou quand la paroi n'était pas stable, les échantillons étaient prélevés à même le godet de la rétrocaveuse. Chaque échantillon était constitué de 4 à 5 kg de sol. Avant les analyses granulométriques les échantillons ont été séchés à l'étuve durant 24 heures à une température de 110°C. En cas de présence de mottes de sol, celles-ci étaient désagglomérés par pilonnage manuel après séchage.

Des protocoles basés sur les normes BNQ 2501-025 et BNQ 2560-040 ainsi que la norme ASTM D422 ont été utilisés pour le tamisage grossier et le tamisage fin des échantillons ainsi que pour la sédimentométrie. La norme BNQ 2501-070 a été utilisée pour la détermination de la densité des solides. Les courbes de rétention ont été dérivées de la distribution granulométrique par la méthode d'Arya et Paris (1981). Elles ont par la suite été corrigées par la méthode de Gardner pour tenir compte de la présence des graviers et des éléments grossiers (Khaleel et Relyea, 1997). Les paramètres du modèle capillaire de van Genuchten ont par la suite été déterminés par ajustement sur les courbes de rétention corrigées.

2.8 Modélisation géophysique

L'interprétation des données géophysiques peut s'avérer difficile dans la discrimination des facteurs intégrés dans l'information obtenue à la suite des mesures (nature des matériaux, porosité, degré de saturation). Dans le but de compléter et préciser l'interprétation de la caractérisation du remblai par TRE et du modèle lithologique réalisé suite à l'excavation, une modélisation géophysique a été réalisée. Celle-ci est réalisée à l'aide du logiciel RES3DMOD (Loke, 2004). Ce programme permet de déterminer les résistivités apparentes en 3D d'une prospection à l'aide d'une grille d'électrodes rectangulaires par différences finies ou éléments finis 3D.

La première étape ici a été de déterminer le modèle de résistivité du sol à utiliser pour créer le modèle structural de départ. Plusieurs relations permettent de prédire la résistivité d'un sol à partir de ses propriétés structurales et hydrologiques. Nous avons préconisé l'utilisation du modèle de Mualem et Friedman pour la prédiction des résistivités du sol car ce modèle donne de bons résultats pour des sols grossiers (Mualem et Friedman, 1991). Ce modèle donne une relation entre la conductivité (ou la résistivité) de l'électrolyte du sol et la conductivité (ou la résistivité) effective du sol à différents degrés de saturation (*Voir* les équations 1.22 et 1.23). Comme ces deux relations ne tiennent pas compte de la conductivité de surface du sol et en l'absence d'informations sur la manière dont varie cette conductivité de surface en fonction des paramètres du sol, on ajoute simplement un terme de conductivité de surface à celui de la conductivité électrolytique (Benderitter et Scott, 1999; Michot et al, 2003). En effet, la conductivité électrique d'un sol peut être considérée comme la conductivité équivalente de deux conducteurs mis en parallèle : la conductivité électrolytique et la conductivité de surface des grains solides (Rhoades et al., 1976). En modifiant ces équations par l'ajout d'un terme de conductivité de surface, on obtient :

Pour un milieu saturé

$$\sigma_a = \sigma_e \theta_{sat}^{1.5} + \sigma_s \quad (2.8)$$

Pour un milieu non saturé

$$\sigma_a = \sigma_e \left[\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right]^{2.5} + \sigma_s \quad (2.9)$$

Bien que la relation entre la conductivité intrinsèque et la conductivité de surface soit non linéaire, l'utilisation de ce modèle linéaire est admise (Benderitter et Scott, 1999; Lesmes et Friedman, 2005).

Le remblai est constitué d'une matrice à prédominance de silt dans laquelle on retrouve toutes sortes de débris et d'éléments grossiers (sous forme d'inclusions) considérés non

poreux (blocs de béton, dalle etc.) et supposés infiniment résistants. La conductibilité du sol étant essentiellement électrolytique, celle-ci dépend donc de la porosité du milieu et de la connectivité de ses pores. La présence des éléments grossiers prend une part du volume et diminue la porosité de l'ensemble du remblai. La conductivité du sol peut donc être modifiée de façon substantielle si l'effet des éléments grossiers n'est pas pris en compte. Une loi de mélange a donc été utilisée pour déterminer les conductivités des différentes unités du remblai pour tenir compte de la présence de ces éléments grossiers.

Les résistivités sont calculées par le modèle de Mualem et Friedman [équations (2.8) et (2.9)]. Elles sont d'abord calculées pour la fraction poreuse du remblai. Ensuite, à l'aide d'une loi de mélange, on détermine les résistivités du mélange de la fraction fine et des débris :

$$\rho_{remblai} = \rho_{matériau-poreux} \times \Phi^{-m} \quad (2.10)$$

avec Φ = proportion de matériau poreux dans le remblai;

m = paramètre reliés à la forme des grains, $1.5 < m < 2$ (Mualem et Friedman, 1991).

Un modèle de résistivité initial a été déterminé à partir des résultats de la caractérisation géophysique et des observations faites dans les tranchées. Par la suite le modèle initial est modifié en y ajoutant de nouvelles zones correspondant aux zones de débris. Leurs résistivités sont modifiées en variant la proportion de débris et d'éléments grossiers qu'elles contiennent ($1-\Phi$). Ces hétérogénéités sont ajoutées ou modifiées jusqu'à obtenir un modèle qui se rapproche le plus possible du modèle obtenu par la caractérisation géophysique.

2.9 Caractérisation de l'écoulement

La caractérisation de l'écoulement a été réalisée par modélisation hydrogéologique. Le but de cette partie du travail était d'étudier l'influence des hétérogénéités à l'échelle mésoscopique

sur l'écoulement. A cette échelle les différentes hétérogénéités des unités lithologiques (îlots graveleux ou lentilles argileuses) et autres chenaux peuvent agir en tant que barrières capillaires ou chemins d'écoulements préférentiels. Il a fallu pour cela modéliser l'écoulement dans un profil de sol. Le modèle hydrostratigraphique 2 D a été construit à l'aide des profils de sol obtenus à partir des observations de terrain, en l'occurrence dans la tranchée 1. Cette dernière a été choisie parce qu'elle regroupe les différents types de matériaux que l'on rencontre dans les autres tranchées du site. Pour obtenir le modèle hydrostratigraphique, les matériaux ayant les mêmes caractéristiques et un pourcentage de matériaux grossiers comparable ont été réunis en un seul matériau. Le domaine à modéliser est composé d'un total de six matériaux.

La modélisation des écoulements a été réalisée à l'aide du logiciel HYDRUS 2 D, version 2.0 (Simunek et van Genuchten, 1999). Ce logiciel, mis au point par l'Agricultural Research Service de l'USDA (United States Department of Agriculture, Riverside, USA) utilise la résolution numérique de l'équation de Richards par la méthode des éléments finis pour modéliser les écoulements en milieu variablement saturé.

Pour modéliser l'écoulement à cette échelle, il faut connaître les propriétés hydrodynamiques de chaque unité lithologique. Les courbes de rétention ont été déterminées par la méthode de Arya-Paris et ajustées à un modèle capillaire, en l'occurrence celui de van Genuchten (1980). Les conductivités hydrauliques à saturation ont été déterminées par l'équation de Kozeny-Carman telle que présentée par Chapuis et Aubertin (2003).

2.9.1 Estimation des courbes de rétention par la méthode de Arya et Paris

La relation fondamentale dans l'étude des milieux poreux variablement saturé est la courbe de rétention ou courbe d'humidité du sol. Les forces capillaires sont à la base d'une part importante de la phénoménologie des écoulements dans la zone vadose. Ces dernières résultent des phénomènes de tension superficielle qui se développent à l'interface entre deux fluides de natures différentes et immiscibles.

La courbe de rétention exprime la relation entre la teneur en eau θ et la succion due au potentiel matriciel h . Il existe un lien entre la dimension des grains du milieu poreux et la capillarité du fait que la dimension des pores dépend de la granulométrie. Plusieurs méthodes existent pour déduire la courbe de rétention d'un sol à partir de la granulométrie. La méthode d'Arya et Paris (1981) permet d'obtenir la courbe capillaire d'un matériau à partir de sa distribution granulométrique si sa masse volumique sèche ρ_d ainsi que la densité des solides ρ_s sont connues. Dans cette méthode, la distribution des pores du matériau poreux est estimée à partir de la distribution granulométrique, divisée en différents segments. Chaque segment i est défini par son nombre de grains n_i et un volume V_i lui est associé. Ce dernier est défini par le rayon moyen R_i des grains et la fraction de masse w_i contenue dans le segment. Ce volume est obtenu par :

$$V_i = \frac{w_i}{\rho_s} e \quad (2.11)$$

avec e indice des vides considéré identique pour tous les segments granulométrique et déterminé par :

$$e = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s} \quad (2.12)$$

On détermine la teneur en eau cumulative θ_i de chaque segment à partir des volumes de pores cumulatifs par :

$$\theta_{wi} = \sum_{j=1}^i \frac{V_j}{V_{tot}} \quad (2.13)$$

avec $V_{tot} = \frac{1}{\rho_d}$, soit le volume total de l'échantillon par unité de masse. On suppose que les volumes de pores associés à chaque classe granulométrique sont progressivement accumulés

et remplis d'eau, de la classe granulométrique la plus fine jusqu'à la classe la plus grossière. Pour chaque segment, on calcule la teneur en eau cumulative moyenne par :

$$\theta_{wi}^* = \frac{\theta_{wi} + \theta_{wi+1}}{2} \quad (2.14)$$

On considère un rayon moyen des pores r_i , unique pour chaque segment. Il est déterminé par :

$$r_i = R_i \sqrt{\frac{4en_i^{(1-\beta)}}{6}} \quad (2.15)$$

où β est un facteur qui tient compte de l'arrangement des particules du milieu poreux, égal à 1.38 (Arya et Paris, 1981)¹; n_i est le nombre de particules de rayon R_i dans le segment i et il est déterminé par la relation :

$$n_i = \frac{3w_i}{4\pi\rho_s R_i^3} \quad (2.16)$$

La charge capillaire correspondant à chaque segment est ensuite calculée à l'aide de l'équation de Laplace :

$$h_i = \frac{2\sigma_w \cos\Theta}{\rho_w g r_i} \quad (2.17)$$

où σ_w est la tension de surface de l'eau (0.07 N/m) et Θ , l'angle de contact de l'eau égal à zéro pour le système air-eau; ρ_w , la masse volumique de l'eau et g , l'accélération gravitationnelle.

¹ Une approche tentant de donner un caractère physique à ce facteur et basée sur la théorie des fractales permet de déterminer β à partir de sa distribution granulométrique (Tyler et Wheatcraft, 1990).

2.9.2 Ajustement du modèle de van Genuchten aux données de rétention

Les données capillaires représentant la relation entre la teneur en eau et le potentiel matriciel peuvent être obtenues en laboratoire, sur terrain ou par des relations de pédotransfert. Ces propriétés capillaires sont souvent exprimées par des fonctions appelées modèles capillaires. Un modèle capillaire permet de représenter la courbe de rétention d'un milieu poreux par une équation empirique choisie parmi des fonctions mathématiques. Le modèle capillaire de Van Genuchten est donné par :

$$P_c = \frac{1}{\alpha} \left[(S_{we})^{\frac{-1}{n}} - 1 \right]^{1-m} \quad (2.18)$$

où α et m sont deux paramètres empiriques permettant d'ajuster le modèle aux courbes expérimentales. Le premier est un paramètre d'échelle relié à l'inverse du potentiel matriciel et le dernier, un paramètre de forme fortement corrélé au degré de classement des pores. Suivant le modèle de la courbe de conductivité relative choisi, on a :

$m = 1 - \frac{1}{n}$, modèle de perméabilité de Mualem; $m = 1 - \frac{2}{n}$, modèle de perméabilité de Burdine.

S_{we} est la saturation effective du milieu poreux donnée par :

$$S_{we} = \frac{S_w - S_{wr}}{S_m - S_{wr}} \quad (2.19)$$

où S_w la saturation en eau, S_m la saturation maximale et S_{wr} , la saturation résiduelle.

Les paramètres du modèle de van Genuchten ont été obtenus par la méthode graphique à partir de la courbe de rétention donnant la charge capillaire en fonction de la teneur en eau volumétrique (Lefebvre, 2000). Les valeurs obtenues ont par la suite été comparées à celles calculées avec le logiciel RETC (RETention Curve) du U.S. Salinity Laboratory (van

Genuchten et al, 1991). Celui-ci utilise les fonctions de pédotransfert de Brooks-Corey et de van Genuchten pour représenter les courbes de rétention du sol et les modèles de perméabilité de Burdine et Mualem pour la prédiction de la courbe de conductivité hydraulique non saturée du sol à partir des données de rétention.

Dans la méthode graphique, on obtient d'abord les données de la courbe de rétention présentée sous forme d'un graphique du logarithme de la charge capillaire h_c (en cm) en fonction de la teneur en eau. On détermine sur cette courbe, la teneur en eau résiduelle θ_r et la teneur en eau à saturation θ_s (Voir figure 2.4). On détermine ensuite le point central (P) de la courbe défini par une teneur en eau θ_p et par une charge capillaire h_p :

$$\theta_p = \frac{(\theta_s + \theta_r)}{2} \quad (2.20)$$

Connaissant les coordonnées du point central, on détermine la pente en ce point par la relation :

$$S_p = \frac{1}{(\theta_s - \theta_r)} \left| \frac{d\theta}{d(\log h)} \right| \quad (2.21)$$

Les paramètres du modèle de van Genuchten sont alors calculés par les relations suivantes :

- pour le paramètre de forme $m = 1 - e^{-0.885S_p}$ pour $0 < S_p \leq 1$ et $m = 1 - \frac{0.5755}{S_p} + \frac{0.1}{S_p^2} + \frac{0.025}{S_p^3}$ pour $S_p > 1$.
- pour le paramètre d'échelle $\alpha = \frac{1}{h_p} \left(2^{\frac{1}{m}} - 1 \right)^{1-m}$.

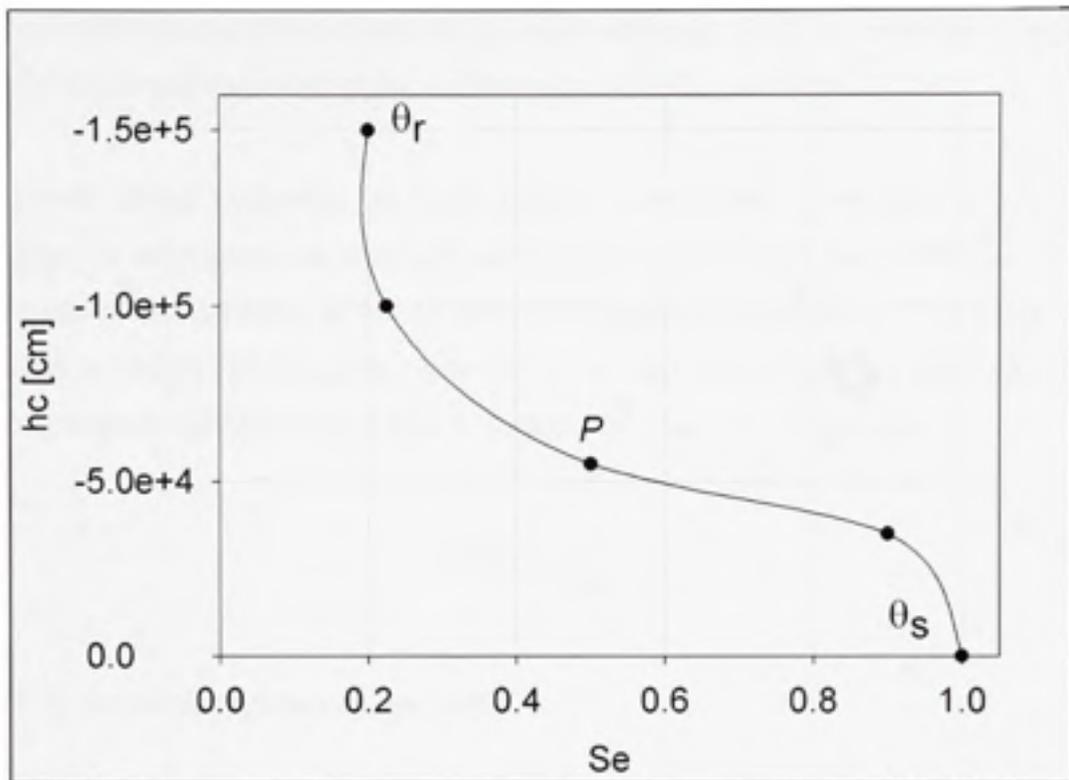


Figure 2.4 Détermination graphique des paramètres de van Genuchten.
Adapté de Fetter (1999, p.179)

2.9.3 Estimation des conductivités hydrauliques à saturation

La conductivité hydraulique d'un milieu poreux peut être estimée par plusieurs méthodes (relations empiriques, modèles capillaires etc.). Une des relations les plus utilisées est l'équation de Kozeny-Carman. Elle exprime la relation entre la perméabilité d'un milieu poreux et sa porosimétrie, qui elle-même est liée à sa distribution granulométrique. L'équation de Kozeny-Carman peut prendre plusieurs formes dont la forme ci-dessous (Chapuis et Aubertin, 2003) :

$$K_s = C \frac{g}{\mu_w \rho_w} \frac{e^3}{S^2 D_R^2 (1+e)} \quad (2.22)$$

où C est un facteur qui tient compte de la forme des pores et de la tortuosité; e indice des vides; D_R poids spécifique des grains solides; μ_w viscosité dynamique de l'eau.

La difficulté dans l'utilisation de cette relation réside dans l'évaluation de la surface spécifique. En supposant que le milieu poreux est un assemblage de sphères ou de cubes, respectivement de diamètre d ou de côté d , Chapuis et Aubertin (2003) proposent de déterminer la surface spécifique du milieu poreux à partir de sa distribution granulométrique. Pour un groupe de sphères ou de cubes, la surface spécifique est déterminée par :

$$S(d) = \frac{6}{d\rho_s} \quad (2.23)$$

où ρ_s est la densité des sphères ou des cubes.

Pour des sols fins non-plastiques, l'équation ci-dessus est appliquée de la manière suivante :

$$S = \frac{6}{\rho_s} \sum \left(\frac{P_{N,d} - P_{N,D}}{d} \right) \quad (2.24)$$

où $(P_{N,d} - P_{N,D})$ est la masse en pourcentage de la fraction granulométrique comprise entre les diamètres D et d . Dans cette méthode, un diamètre équivalent d_{eq} doit être déterminé pour chaque particule inférieure à un diamètre minimum D_{min} , ce dernier correspondant au diamètre minimum mesurable de la courbe granulométrique du matériau poreux. La relation servant à lier d_{eq} et D_{min} est :

$$d_{eq} = \frac{1}{D_{min}} \int_0^{D_{min}} y^2 dy = \frac{D_{min}^2}{3} \quad (2.25)$$

Chapuis et Aubertin (2003) expriment, sous forme logarithmique, l'équation de Kozeny-Carman comme suit :

$$\log(K) = A + \log \left[\frac{e^3}{D_p^2 S^2 (1+e)} \right] \quad (2.26)$$

où K est la conductivité prédite en [m/s], A varie de 0.29 à 0.51 pour $0.2 < C' < 0.5$. Une valeur de A de 0.5 donne de bons ajustements pour les types de sols traités par les auteurs.

2.9.4 Effet des éléments grossiers sur les paramètres hydrauliques

La présence d'éléments grossiers dans un sol modifie ses propriétés hydrauliques. La teneur en eau d'un sol contenant des graviers est par exemple plus petite que celle de la fraction fine du sol prise seule (Khaleel et Relya, 1997). Plusieurs études ont montré l'importance de tenir compte de l'influence de la fraction grossière (diamètre > 5 mm) du sol (mélange fraction fine-fraction grossière) sur ses propriétés de rétention (Bouwer et Rice, 1984; Brakensiek et Rawls, 1994; Butcher et al. 1995). Les propriétés hydrodynamiques des sols sont d'abord déterminées sur la fraction fine (diamètre < 2 mm) puis elles sont corrigées pour tenir compte de la présence de la fraction grossière. La prise en compte de cette fraction grossière a été effectuée pour l'estimation de la teneur en eau et de la conductivité hydraulique à saturation. C'est l'équation de Gardner (Khaleel et Relya, 1997) qui a été utilisée pour la correction de la teneur en eau :

$$\theta_{correcte} = \frac{\theta_m \frac{\rho_d}{\rho_w}}{1 + \frac{m_g}{m_f}} \quad (2.27)$$

où θ_m est la teneur en eau massique de la fraction fine avant correction; ρ_d est la densité apparente; m_g est la masse de la fraction grossière et m_f la masse de la fraction fine.

Pour la conductivité hydraulique, l'expression suivante a été utilisée (Bouwer et Rice, 1984) :

$$K_{\text{mélange}} = K_s \frac{e_b}{e_s} \quad (2.28)$$

où K_s est la conductivité à saturation de la fraction fine; e_b l'indice des vides du mélange fraction fine-fraction grossière et e_s indice des vides de la fraction fine.

2.9.5 Modélisation hydrogéologique

La modélisation hydrogéologique a été réalisée à l'aide d'un modèle hydrostratigraphique construit sur la base des résultats de la caractérisation du remblai dans la tranchée 1. Le choix de cette tranchée a été dicté par le fait que c'est la tranchée qui offre la plus grande hétérogénéité dans la distribution des matériaux.

La modélisation est faite sur un profil de sol à l'aide du logiciel HYDRUS 2D. Les propriétés hydrodynamiques des matériaux sont déterminées à partir des échantillons prélevés dans les excavations réalisées sur le site. Ces propriétés sont introduites dans le logiciel sous la forme des paramètres du modèle de van Genuchten. A partir de ces paramètres de forme et d'échelle, les courbes de rétention des matériaux sont déterminées par interpolation directement dans le logiciel HYDRUS 2D. Le domaine a ensuite été discrétisé en éléments finis triangulaires pour un total d'environ 9000 éléments. Les éléments sont construits en divisant le domaine à modéliser en quadrilatères. Ces derniers sont ensuite divisés en triangles. Comme on s'attend à avoir d'importants gradients hydrauliques entre certains matériaux, les dimensions des éléments sont relativement petits, soit 0.1 m de côté en moyenne. Pour minimiser les erreurs numériques, les éléments sont construits de telle sorte qu'ils aient à peu près la même dimension sur l'ensemble du domaine.

2.9.6 Conditions initiales et conditions aux frontières

Les simulations sont effectuées à partir d'un état initial désaturé dans le but de mettre en évidence d'éventuelles voies de circulation préférentielles. Les conditions initiales ont été

introduites en termes de teneur en eau. Une teneur en eau de 13 % a été assignée à la base du modèle de telle sorte que la plus basse teneur en eau que l'on peut avoir ne soit pas inférieure à la plus haute teneur en eau résiduelle que l'on a dans le domaine modélisé, soit 3,5 % pour le matériau 3. Elle est ensuite redistribuée linéairement sur tous les autres nœuds en fonction de la profondeur pour avoir ainsi 4 % de teneur en eau en surface. A l'état initial, on suppose que le profil est en équilibre étant donné qu'aucun flux ne le sollicite.

Pour les conditions aux frontières, une limite atmosphérique a été assignée à la limite supérieure du modèle avec un flux entrant correspondant à l'intensité de la précipitation générée par le simulateur de pluie. L'évapotranspiration est nulle parce que la surface irriguée a été recouverte pour empêcher la sollicitation du profil par tout autre flux. Pour les bords droit et gauche du modèle, des conditions de suintement ont été introduites en lieu et place des conditions de non flux. En effet, ces dernières produisent un effet de remplissage du domaine en cas de saturation sur les bords du modèle ce qui n'est pas conforme à la réalité du terrain. Par contre les conditions de suintement permettent un écoulement latéral en cas de saturation sur les bords, ce qui est plus proche de la réalité. En outre les limites de suintement étant suffisamment éloignées de la zone d'infiltration, leur influence sur cette dernière est ainsi minimisée. Sur la base du modèle une condition de flux nul a été assignée (Voir figure 2.5).

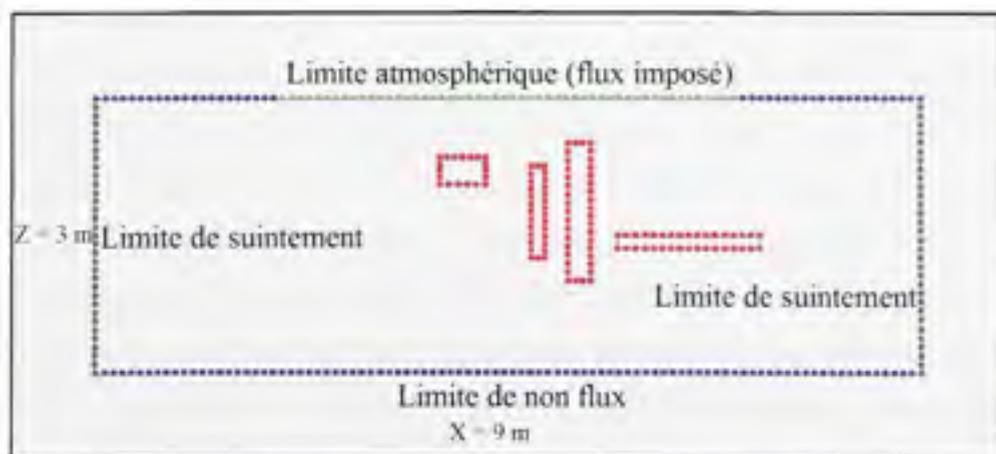


Figure 2.5 Conditions aux frontières du domaine modélisé.

CHAPITRE 3

RÉSULTATS DE LA CARACTÉRISATION DU REMBLAI ET DU SUIVI DE L'INFILTRATION PAR TRE

3.1 Caractérisation par résistivité électrique

Les résultats de la caractérisation par TRE ont été obtenus par inversion 4D des données de terrain à l'aide du code présenté plus haut (*voir* section 2.6) avec un multiplicateur de Lagrange égal à 0.01. Les données de surface et de forage ont été inversées simultanément, soit un ensemble de 3334 données. Le nombre de blocs dans les directions X, Y et Z est respectivement de 10, 8 et 7, soit un total de 560 blocs. L'ajustement aux données donne une erreur RMS de 0.21.

3.1.1 Coupes horizontales

Les mesures de résistivité prises au temps T1 avaient pour but de caractériser la zone d'étude du remblai avant infiltration. Les coupes horizontales obtenues (*voir* figure 3.1) montrent une zone plus ou moins homogène dans les 30 à 50 premiers centimètres dont les résistivités varient de 50 à 250 Ωm , correspondant à la couche superficielle. Au-delà de 50 cm de profondeur, des zones plus résistives apparaissent et la distribution des résistivités devient très hétérogène. Les images montrent une très forte variabilité de la résistivité jusqu'à 1.5 m de profondeur. De larges zones très résistives se retrouvent à partir de $X = 4$ m avec des résistivités allant de 1000 à plus de 5000 Ωm . A partir de 1.5 m, la distribution des résistivités redevient moins hétérogène. L'aire des sections du modèle est occupée en majorité par des résistivités allant de 50 à 250 Ωm . Les cartes de résistivités présentent en outre des zones de très faibles résistivités ($< 50 \Omega\text{m}$). Ces zones s'élargissent de plus en plus jusqu'à la base du modèle. Ces faibles valeurs de résistivité peuvent s'expliquer par la présence d'un matériau fin, donc de porosité relativement élevée et de faible conductivité hydraulique et qui aurait stocké l'humidité d'épisodes pluvieux antérieurs. Il pourrait aussi s'agir d'une frange capillaire plus développée dans ce matériau ou de la présence d'une

nappe. Il faut noter néanmoins que la sensibilité de la TRE diminue avec la profondeur et que les observations constatées ne sont pas dues à cette diminution de la résolution.

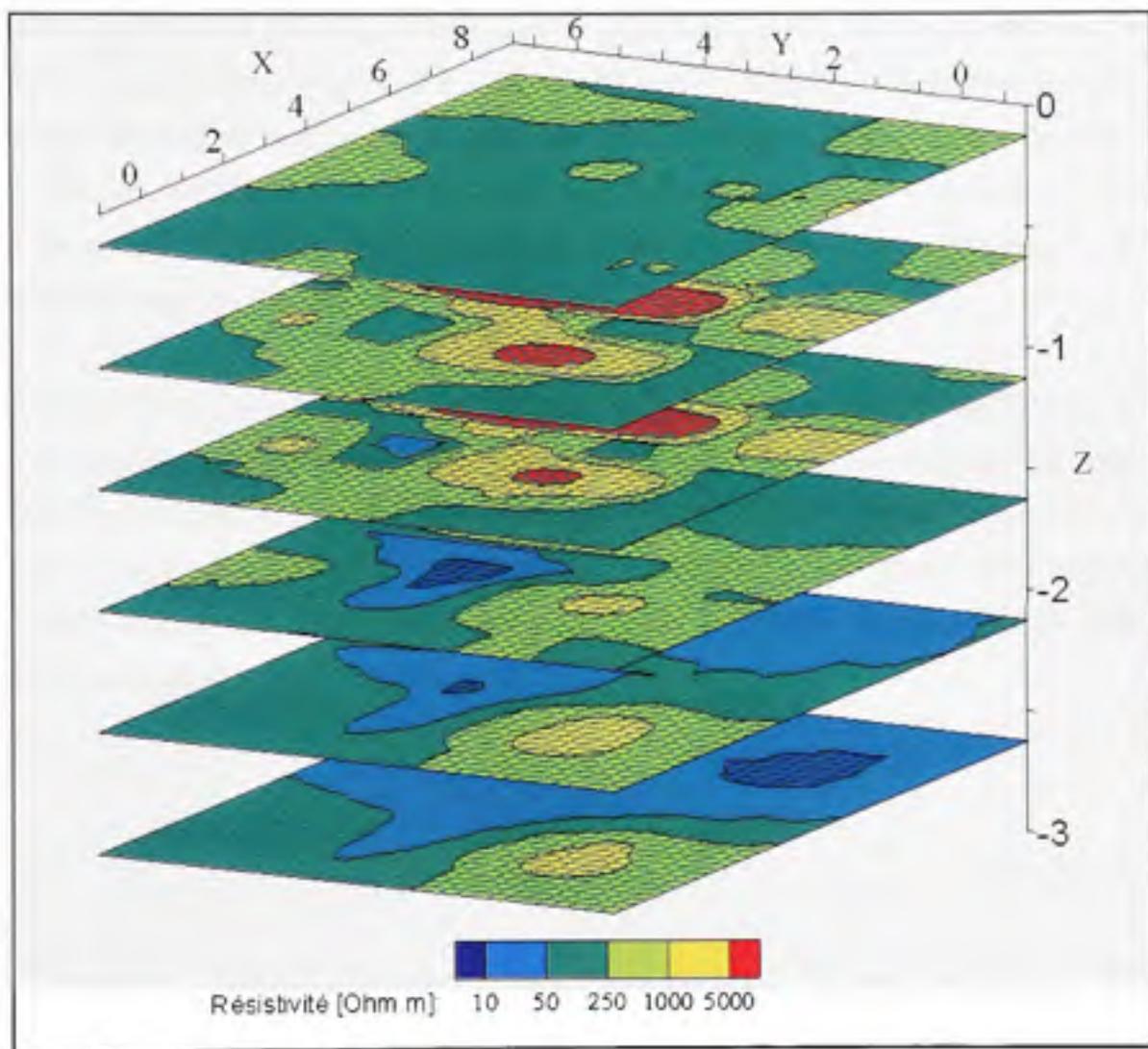


Figure 3.1 Coupes horizontales avant infiltration (T1).

3.1.2 Coupes verticales

Les coupes verticales montrent les mêmes gammes de résistivités que sur les coupes horizontales (*Voir figure 3.2*). La distribution des résistivités y apparaît aussi hétérogène

entre 0 et 1.5 m de profondeur. Les valeurs de résistivités vont de 250 Ωm jusqu'à plus de 5000 Ωm . Dans cette tranche du profil, des zones bien individualisées sont identifiées. Une couche superficielle avec des résistivités allant de 50 à 250 Ωm . En-dessous de cette couche superficielle, on retrouve une zone avec des résistivités allant de 250 à 1000 Ωm . Bien que la zone n'apparaît pas toujours continue sur les différents profils, elle est néanmoins bien individualisée et étendue sur toute la longueur du profil. Cette zone semble correspondre à une hétérogénéité texturale et liée au processus de mise en place des différents matériaux. En son sein, des zones plus résistives d'étendue plus limitées apparaissent et dont les résistivités varient de 1000 à plus de 5000 Ωm et sont probablement liées à des hétérogénéités sous forme d'inclusions à l'intérieur d'une matrice plus homogène.

Au-delà de 1.5 m de profondeur, la distribution des résistivités apparaît moins hétérogène et la zone correspond probablement à un remblai uniforme bien qu'elle se divise en deux parties distinctes : une première partie avec des résistivités entre 50 et 250 Ωm et une deuxième partie avec des résistivités inférieures à 50 Ωm . Ces faibles résistivités peuvent s'expliquer par une teneur en eau plus élevées dans cette partie du remblai comme expliqué dans la section précédente.

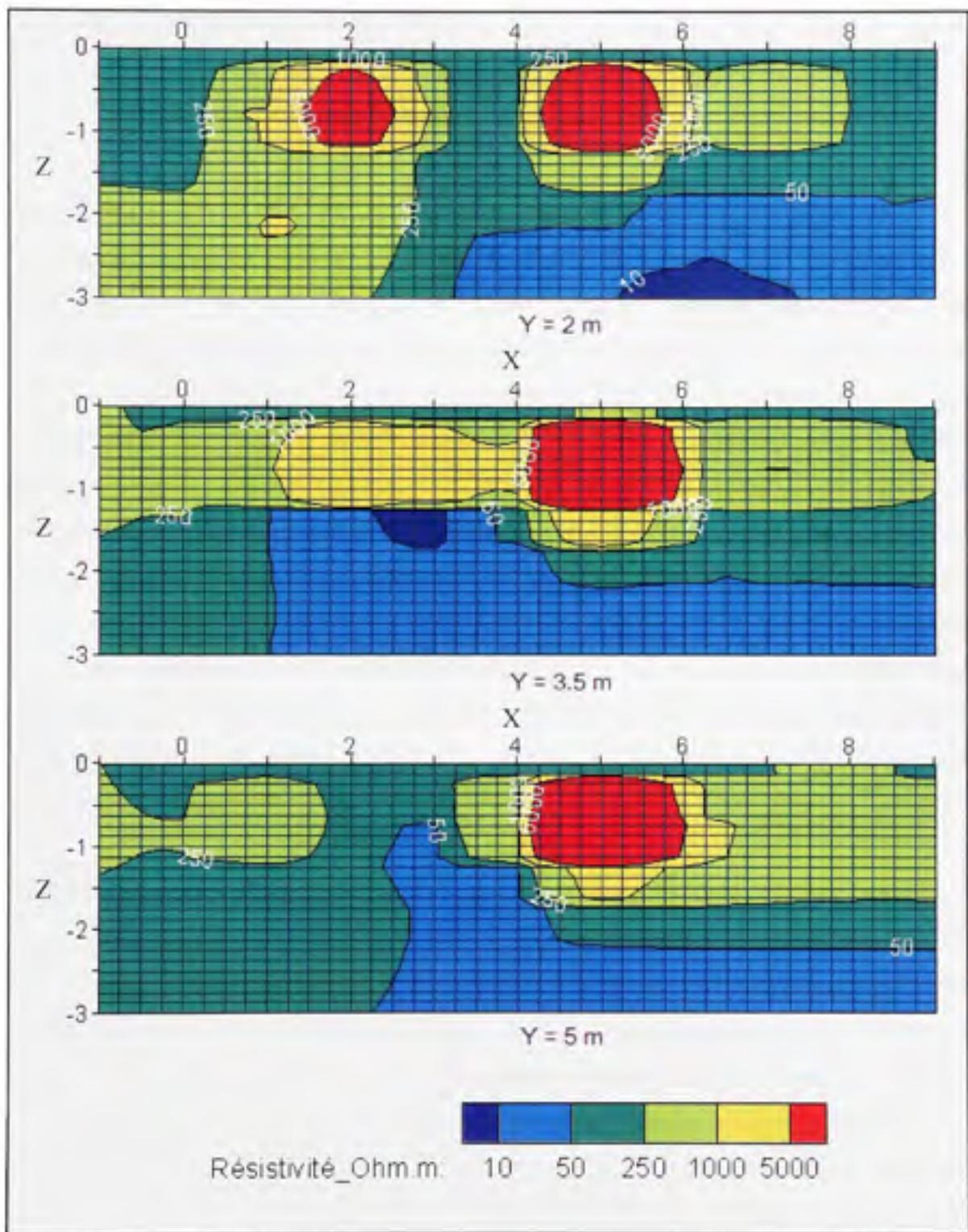


Figure 3.2 Coupes verticales avant infiltration (T1).

3.2 Caractérisation en tranchées

3.2.1 Description des observations

La structure du remblai a été caractérisée de manière directe par une observation visuelle dans quatre tranchées creusées sur le site à l'aide d'une rétrocaveuse, soit deux tranchées longitudinales et deux transversales. De manière générale, ce remblai est caractérisé par une hétérogénéité plus aléatoire que structurée comme on le verrait par exemple dans un dépôt géologique avec une stratigraphie bien identifiée. En effet, en dehors de la couche superficielle il n'y a pas d'entité horizontale ou verticale identifiable par une délimitation nette en rapport avec le processus de mise en place des dépôts ou un processus de pédogénèse. Les hétérogénéités étaient sous la forme d'inclusions grossières constituées de débris de toutes sortes (briques, béton bitumineux, verres, porcelaines, etc.) dans une matrice plus fine. Comme le montre la figure 3.4, le remblai renferme à certains endroits des structures d'anciennes constructions (murs, dalles, etc.). Les vides créés par l'agencement de ces débris, lorsqu'ils ne sont pas comblés par des matériaux de remplissage, laissent des macroporosités qui laissent supposer la présence d'écoulements préférentiels lors des processus d'infiltration.

La description des matériaux identifiés dans les tranchées a été faite suivant la granulométrie, la proportion des éléments grossiers et des matières résiduelles ainsi que leur type et leur degré de compaction. Les différents matériaux sont symbolisés à l'aide d'un code. Ce dernier est une combinaison de lettres et de chiffres. Suivant le type de particules du sol on a le code suivant : A pour l'argile, L pour le silt, S pour le sable, G pour le gravier et MR pour matières résiduelles. Les chiffres 1 à 3 donnent la proportion du constituant dans le mélange : le chiffre 1 pour 1 à 10%, 2 pour 10 à 20%, 3 pour 20 à 35% et 4 pour supérieur à 35%. Par exemple le LSG1, 5% MR, correspond à un silt sableux avec 1 à 10 % de graviers et 5% de matières résiduelles. Les figures 3.5 et 3.6 résument la description des matériaux dans les tranchées.

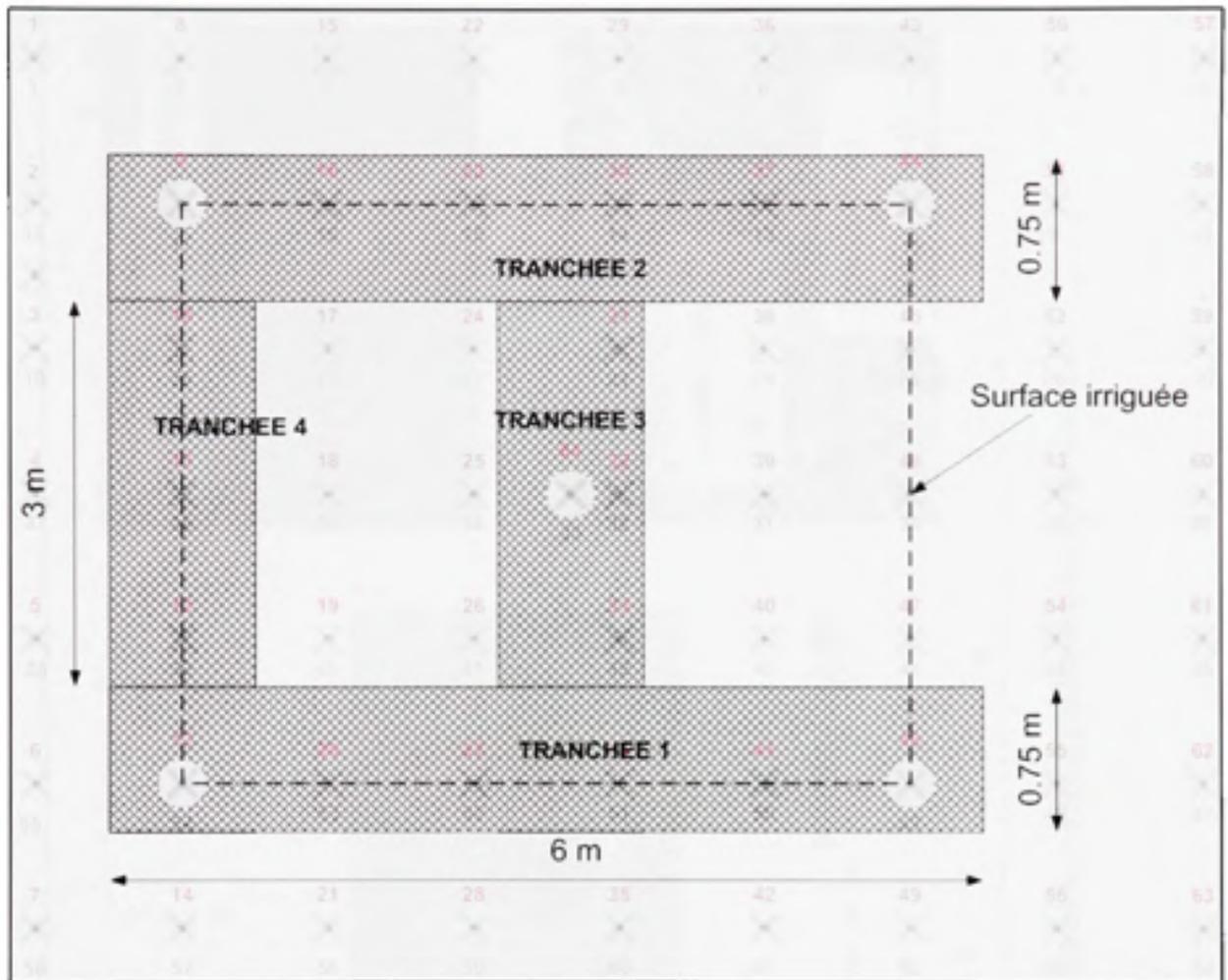


Figure 3.3 Position des tranchées avec en filigrane la disposition des électrodes.

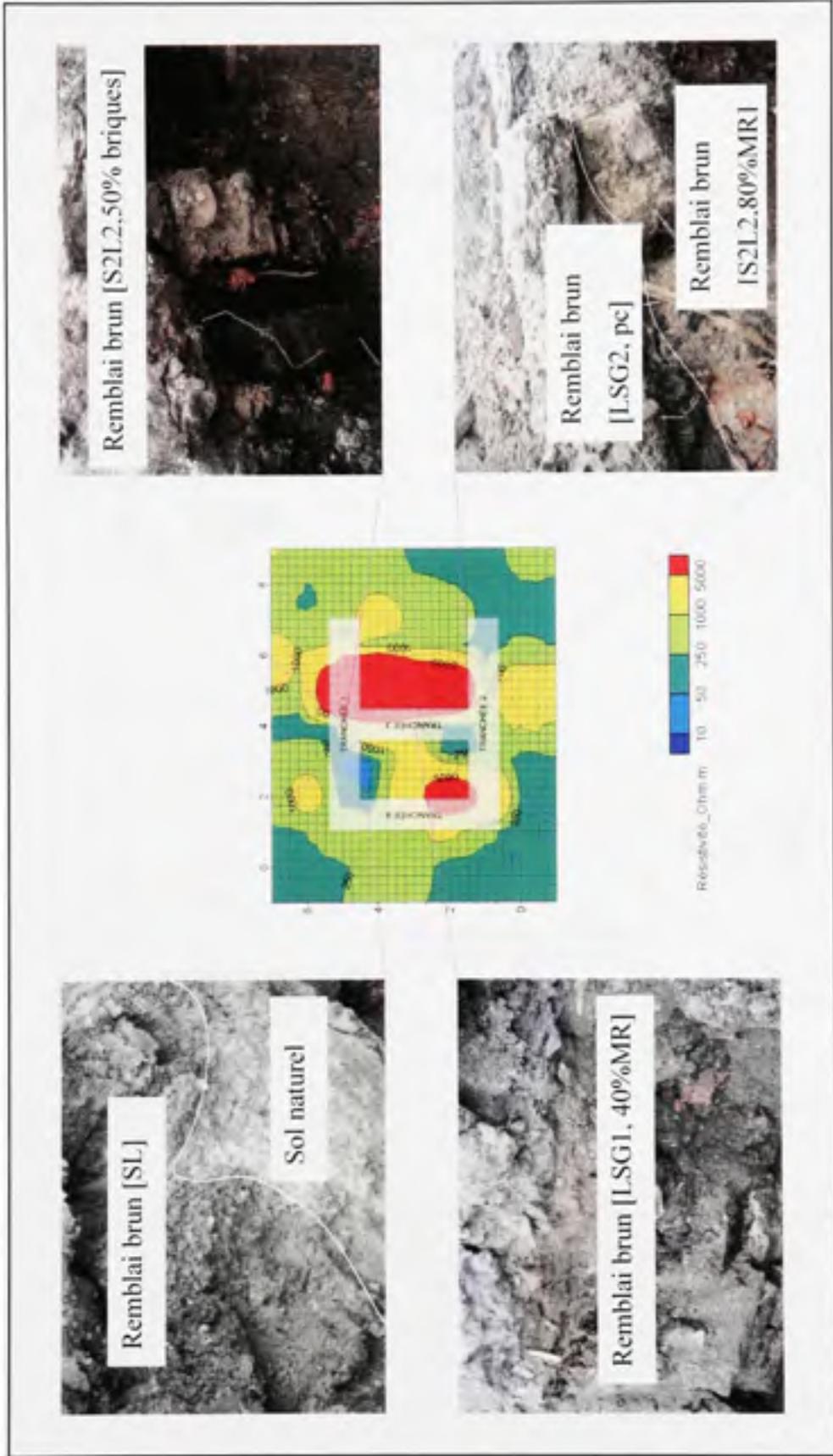


Figure 3.4 Vues du remblai à certaines positions dans les tranchées.

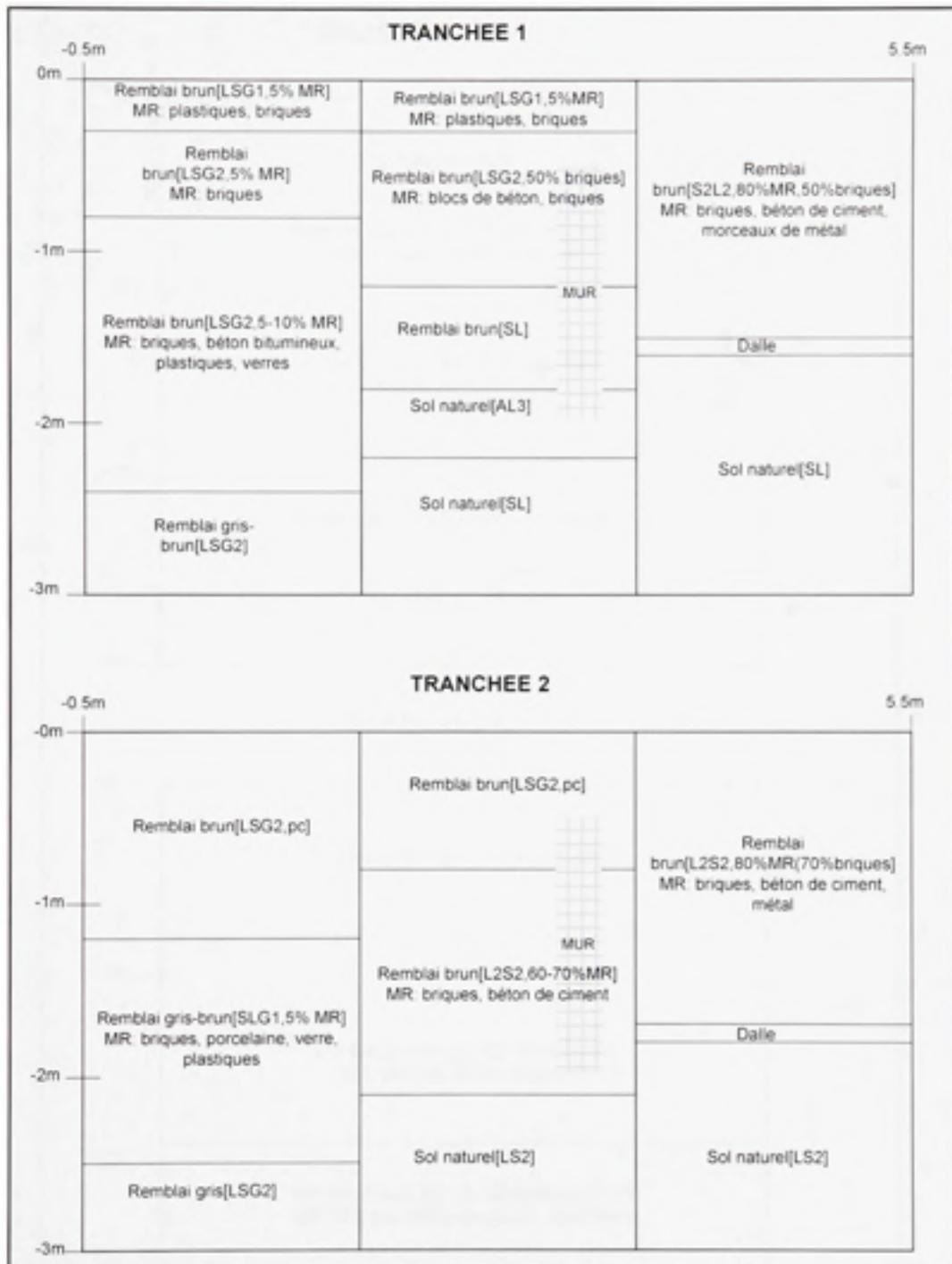


Figure 3.5 Description des tranchées longitudinales.

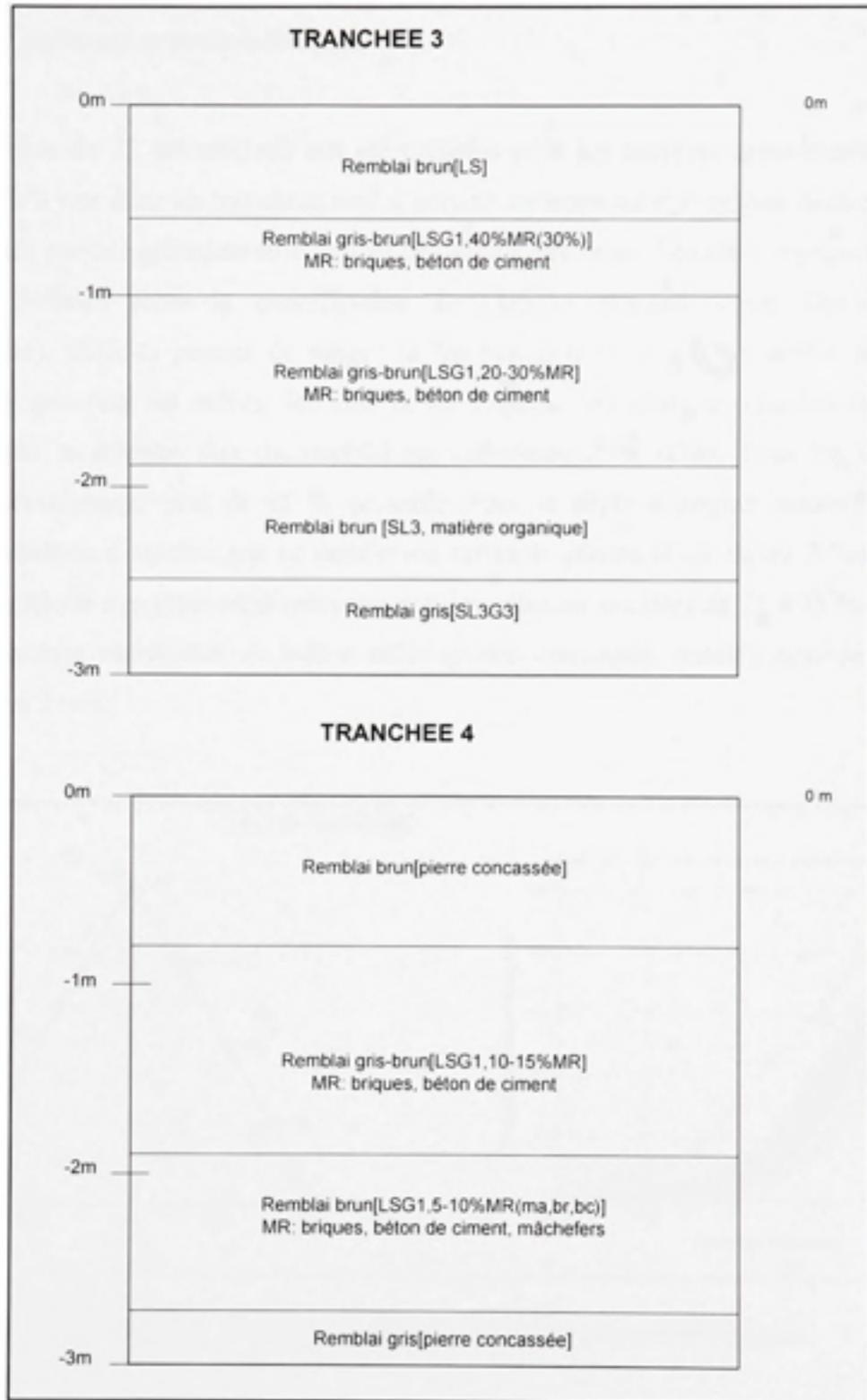


Figure 3.6 Description des tranchées transversales.

3.2.2 Analyses granulométriques

Un ensemble de 22 échantillons ont été prélevés pour les analyses granulométriques. Les dépôts mis à jour dans les tranchées sont d'origine anthropique et d'origine naturelle. Ils sont caractérisés par une granulométrie qui va des sables aux blocs. Les classes granulométriques ont été définies selon la classification de l'USDA (United States Department of Agriculture). Celle-ci permet de ranger la fraction fine (< 2 mm) entre les trois classes texturales que sont les sables, les silts et les argiles. Les analyses granulométriques ont montré que la fraction fine du remblai est constituée d'un sable. Tous les échantillons prélevés contiennent plus de 85 % de sable. Pour le dépôt d'origine naturelle, l'analyse granulométrique a montré que ce dernier est un sable silteux (voir figure 3.7a). L'analyse granulométrique a montré aussi que cette matrice sableuse contient de 25 à 75 % de graviers ou de matières résiduelles de même taille (pierre concassée, débris), soit de dimension supérieur à 2 mm.

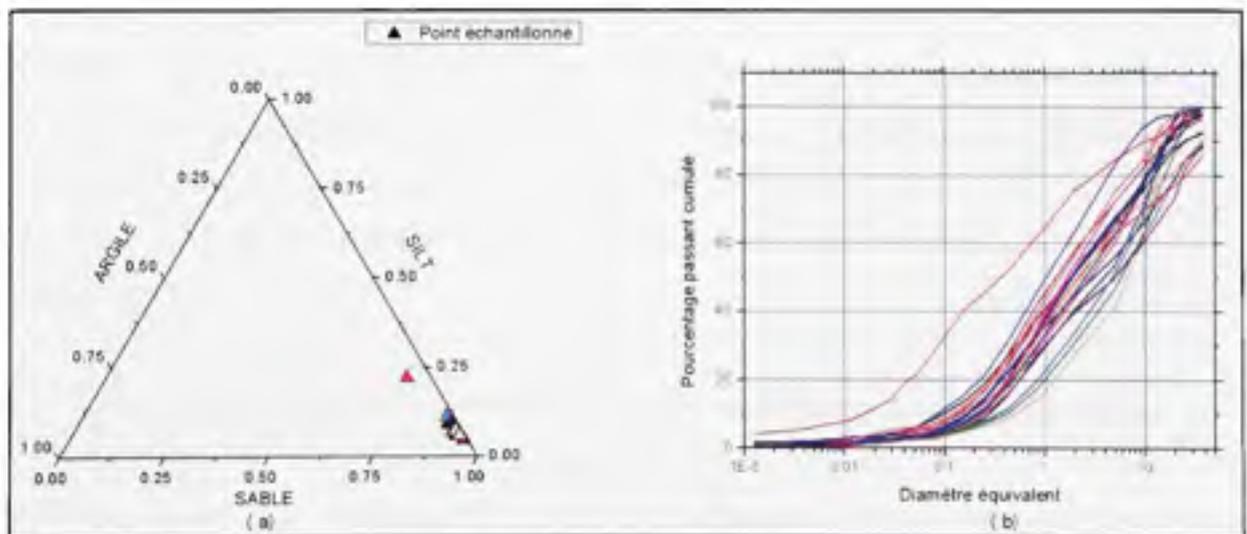


Figure 3.7 Triangle textural et courbes granulométriques.

Le coefficient d'uniformité C_u varie de 12 à 48. Le coefficient d'uniformité représente le rapport du diamètre des grains plus grossiers sur celui des grains plus petits d'un granulat. Plus

celui-ci est homogène, plus le coefficient d'uniformité est petit. A l'extrême, le $C_u = 1$ pour un granulats avec des grains de même diamètre. Les valeurs de C_u obtenues pour les échantillons du remblai indiquent un degré d'étalement élevé du remblai comme le montre les courbes granulométriques de la figure 3.7b.

3.3 Validation des mesures de résistivité électrique

Les observations faites à la section 3.2 confirment ce qui a été obtenu de manière indirecte par la tomographie de résistivité électrique. De façon générale l'observation a permis de mettre en évidence une couche superficielle de 30 à 50 cm d'épaisseur, relativement compacte, constituée de pierre concassée et étendue sur toute la surface de la zone d'étude. Elle est constituée d'une matrice sableuse, mélangé à de la pierre concassée dans une proportion de 5 à 20 % et de matières résiduelles dans une proportion d'environ 5 %. Dans la partie sous-jacente, on distingue deux zones principales : un dépôt de compacité moyenne dans la partie Ouest et un dépôt plus lâche dans la partie Est. Ce dernier est constitué de débris hétérométriques (briques, béton de ciment etc.) dans une proportion de 50 à 80 % mélangé à du sable qui en constitue le matériau de remplissage ou soit un mélange de débris sans matériaux de remplissage (*Voir* figure 3.3). Dans cette même partie, on rencontre vers le milieu de la zone d'étude un mur de fondation et une dalle à 1.5 m de profondeur. Cette dalle est visible dans les deux tranchées longitudinales, laissant supposer qu'elle traverse toute la zone d'étude.

Les figures 3.8a et 3.8b donnent les tomographies obtenues au droit des tranchées 1 et 2 respectivement, sur lesquelles sont superposées les descriptions visuelles des matériaux identifiés dans les excavations. Pour les deux tranchées, les dépôts sans graviers et sans matières résiduelles (AL, SL, LS2), les dépôts avec moins de 5% de graviers ou de matières résiduelles (LSG1-5% MR, SLG1-5% MR) correspondent la plupart du temps aux zones avec des résistivités inférieures à 250 Ωm . Pour les dépôts avec 10 – 20% de graviers et des matières résiduelles ou de la pierre concassée (LSG2 - 5% MR, LSG2 - pc), les résistivités varient de 250 à 1000 Ωm . Les autres dépôts avec 50 à 80% de matières résiduelles (LSG2 –

50% briques, S2L2 – 80% MR, L2S2 – 80% MR) correspondent aux zones avec des résistivités supérieures à 1000 Ω m. Pour toutes les zones identifiées sur les cartes, l'augmentation de la proportion de débris ou de MR correspond à une augmentation des résistivités mesurées sauf pour la tranchée 2. Le dépôt L2S2 – 70% MR correspond à une zone de très faibles résistivités (< 50 Ω m) contrairement à ce qui est observé ailleurs. La présence de ces matières résiduelles à 70% n'est pas nécessairement contradictoire avec ces faibles valeurs si elles sont dans une matrice de matériaux fins humides. En effet, les tranchées montrent des matériaux à prépondérance de silt (L2S2, L.S2 sur la tranchée 2) ou de sable silteux (SL sur la tranchée 1). En outre, comme on le verra plus loin, le patron d'écoulement semble indiquer une concentration de l'eau d'infiltration dans cette zone, ce qui justifie davantage la plus faible résistivité.

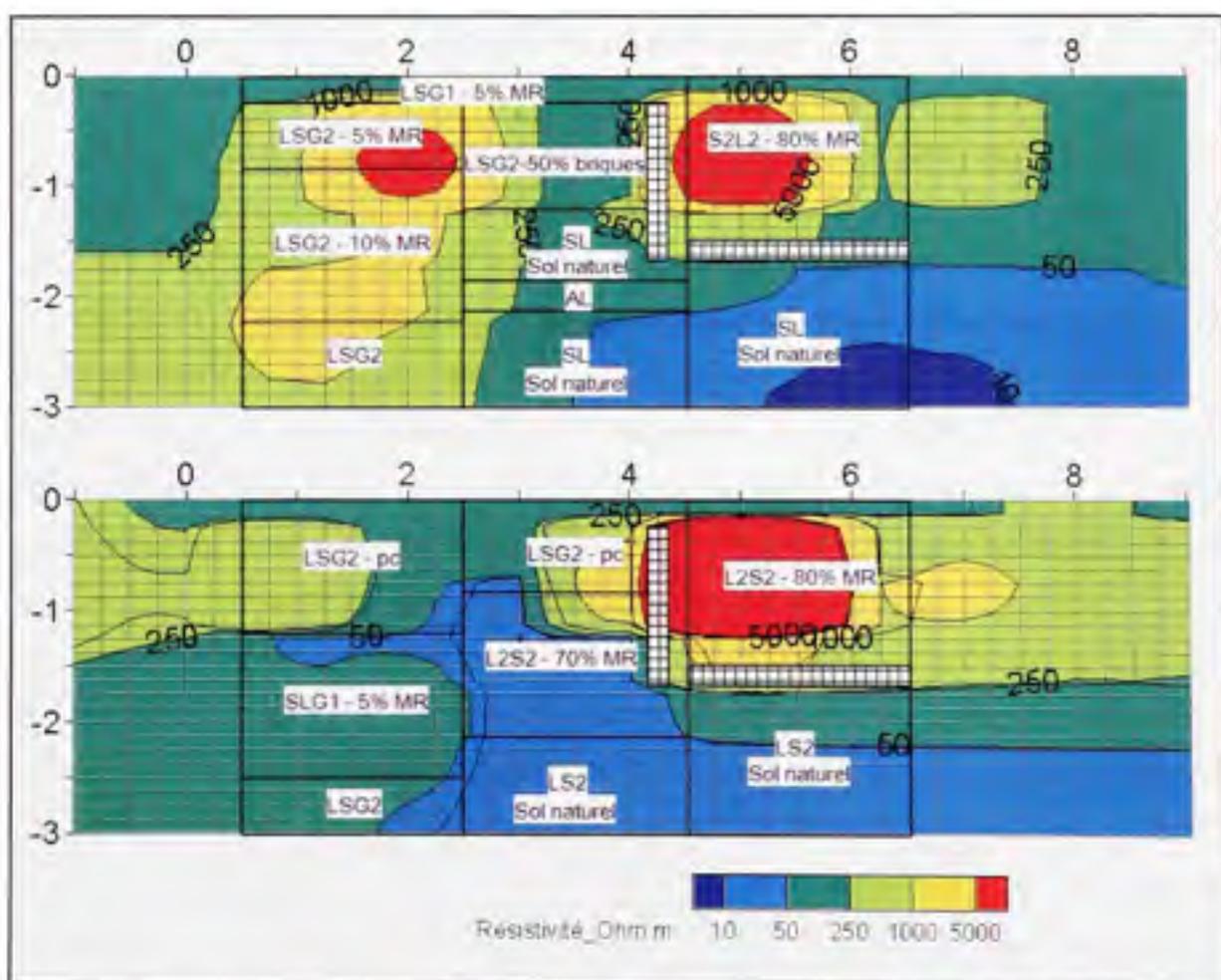


Figure 3.8 Comparaison entre la caractérisation visuelle et par TRE.

Cette comparaison des résultats de la prospection électrique et de la description des tranchées montre que la distribution des résistivités dépend de la distribution des éléments grossiers et des débris dans la matrice poreuse du remblai. Les valeurs de résistivités augmentent avec l'accroissement de la proportion d'éléments grossiers (Voir tableau 3.1). Le tableau 3.1 montre que les valeurs de résistivités obtenues sur terrain sont dans les ordres de grandeur donnés dans la littérature (Voir tableau 1.2). Pour les matériaux avec moins de 5% de graviers et de matières résiduelles, les résistivités varient entre 50 et 250 Ωm . L'augmentation de la proportion de graviers et de matières résiduelles fait que les valeurs de résistivités observées sont plus élevées. C'est le cas par exemple du tiers Ouest des tranchées ($X = 4.5 - 6.5$ m) où les résistivités observées dépassent 5000 Ωm dans un remblai de silt avec plus de 50% de matières résiduelles. Par contre pour la partie centrale au droit de la tranchée 2, certaines zones bien que présentant une proportion d'éléments grossiers très élevée coïncident avec des zones de très faibles résistivités.

Le modèle 3D obtenu après inversion des résistivités mesurées (Voir figure 3.9) montre une distribution de résistivités divisée en 6 zones: la zone 1 (< 10 Ωm), la zone 2 (entre 10 et 50 Ωm), la zone 3 (entre 50 et 250 Ωm), la zone 4 (entre 250 et 1000 Ωm), la zone 5 (entre 1000 et 5000 Ωm) et la zone 6 (> 5000 Ωm). En tenant compte de la description des tranchées, ces 6 zones peuvent être réduites en 4 unités structurales principales. La zone 3 a été divisée en 2 unités : l'unité 1 et l'unité 2. L'unité 1 en surface parce que plus compacte que l'unité 2 tel qu'observé sur le terrain. Les zones 1 et 2 ont été considérées comme faisant partie de l'unité 2, leurs faibles valeurs de résistivités étant vues comme le fait d'une teneur en eau plus élevées. La zone 4 a été considérée comme une unité à part entière, en l'occurrence l'unité 3. La zone 5 et la zone 6 ont été fusionnées pour former l'unité 4. La structure du remblai peut alors se définir comme suit : une première unité avec des valeurs de résistivités variant de 50 à 250 Ωm avec une profondeur moyenne de 0.5 m. En-dessous de cette couche, on retrouve une unité structurale de compacité moyenne avec une gamme de résistivités allant de 50 à 250 Ωm (unité 2). La profondeur moyenne de cette unité varie entre 0.5 m et 3 m. Elle constitue l'encaissant de deux autres unités, l'unité 3 et l'unité 4. L'unité 3 possède des gammes de résistivité qui va de 250 à 1000 Ωm . Sa profondeur varié de 0.5 m à 1.5 m

environ. De $Y = 0$ à $Y = 2$ m, cette profondeur atteint 3 m. La dernière unité (unité 4) est caractérisée par des résistivités très élevées. A partir de $X = 4$ m, l'unité 4 se retrouve sur pratiquement toute la largeur du remblai. Elle se situe entre 0.5 et 1.5 m de profondeur. Ses valeurs de résistivités varient de 1000 à plus 5000 Ωm .

Tableau 3.1 Comparaison de la caractérisation en tranchées et des mesures de RE

		Tranchée 1 vs Profil de RE à Y = 1.5 m		Tranchée 2 vs Profil de RE à Y = 4.5 m		
	Profondeur [m]	Caractérisation en tranchée	Mesures de résistivité électrique	Profondeur [m]	Caractérisation en tranchée	Mesures de résistivité électrique
N = 0,5 - 2,5 m	0 - 0,3	Remblai brun LSG1, 5% MR	50 à 250 Ωm (Unité 1)	0 - 0,3	Remblai brun LSG1, 5% MR	50 à 250 Ωm (Unité 1)
	0 - 0,8	Remblai brun LSG2, pierre concassée, 5% MR.	250 à 1000 Ωm (Unité 3) et 1000 à 5000 Ωm sur 1/3 de la zone	0,3 - 1,2	Remblai brun LSG2, pierre concassée, 5-10% MR.	50 à 250 Ωm sur 1/2 de la zone, ailleurs 250 à 1000 Ωm (Unité 3)
	0,8 - 2,4	Remblai brun LSG2, 5-10% MR		1,2 - 2,5	Remblai gris-brun SLG1	50 à 250 Ωm (Unité 2)
	2,4 - 3	Remblai gris-brun LSG2		2,5 - 3	Remblai gris LSG2	
N = 2,5 - 4,5 m	0 - 0,3	Remblai brun LSG1, 5% MR	50 à 250 Ωm Unité 1	0 - 0,3	Remblai brun LSG1, 5% MR	50 à 250 Ωm (Unité 1)
	0,3 - 1,2	Remblai brun LSG2, 50% de briques	50 à 250 Ωm sur 1/3 de la zone, ailleurs 250 à 1000 Ωm	0,3 - 0,8	Remblai brun LSG2, pierre concassée, 5-10% MR	1000 à 5000 Ωm sur 2/3 de la zone, ailleurs 50 à 250 Ωm (Unité 4)
	1,2 - 1,8	Remblai brun SL	Idem ci-dessus (Unité 2)	0,8 - 2,1	Remblai brun L2S2, 70% MR, 40% de briques	10 à 50 Ωm sur 2/3 de la zone, ailleurs 250 à 5000 Ωm (Unité 2)
	1,8 - 2,2	Sol naturel AL	50 à 250 Ωm sur 2/3 de la zone, ailleurs 10 à 50 Ωm Unité 2	2,1 - 3	Sol naturel LS2	10 à 50 Ωm (Unité 2)
	2,2 - 3	Sol naturel SL				
N = 4,5 - 6,5 m	0 - 1,5	Remblai brun S2L2, 80% MR, 50% de briques	Valeurs au-dessus de 1000 Ωm, valeurs > à 5000 Ωm sur 1/3 de la zone Unité 4	0 - 1,5	Remblai brun L2S2, 80% MR, 50% de briques	Valeurs > 5000 Ωm sur 2/3 de la zone, ailleurs 250 à 5000 Ωm (Unité 4)
	1,5 - 3	Sol naturel SL	10 à 50 Ωm sur 80% de la zone, ailleurs 50 à 250 Ωm Unité 2	1,5 - 3	Sol naturel SL	10 à 50 Ωm sur 2/3 de la zone, ailleurs 50 à 250 Ωm

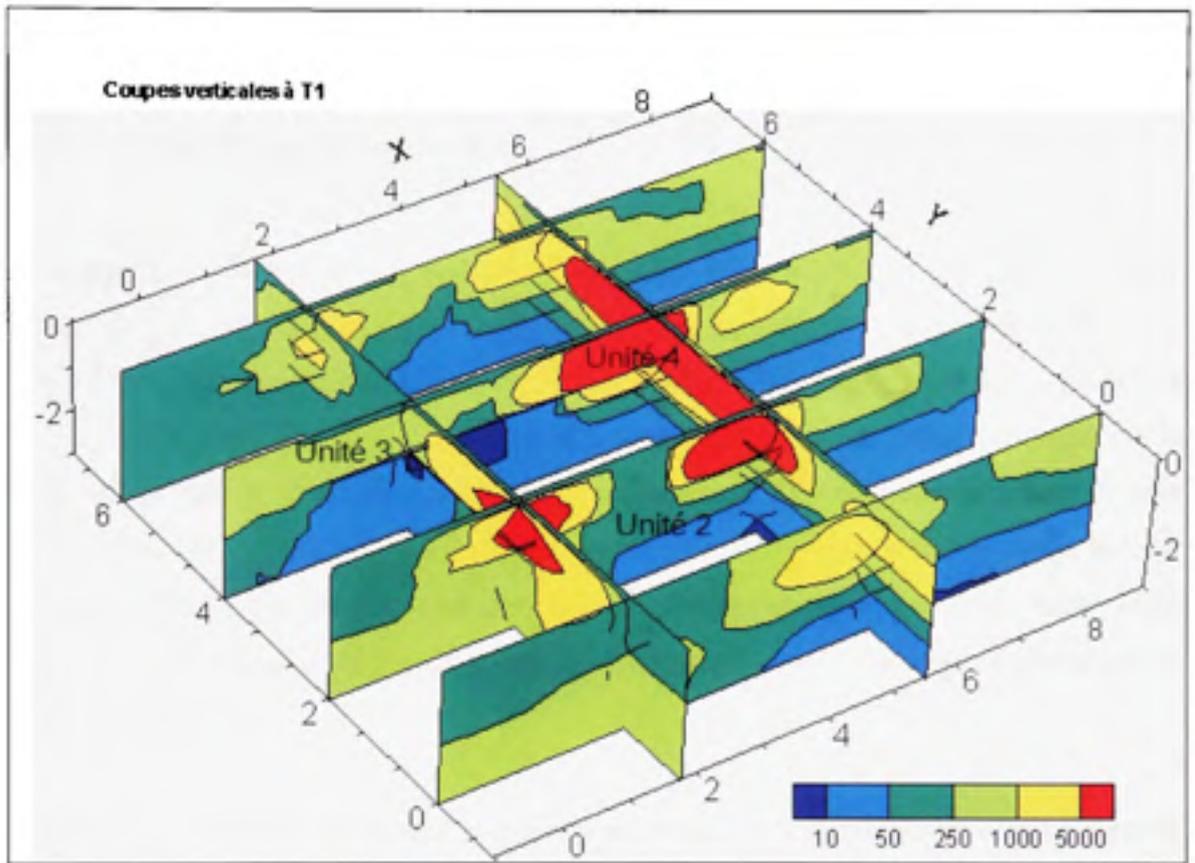


Figure 3.9 Vue 3D de la distribution des résistivités du modèle.

3.4 Suivi de l'infiltration

3.4.1 Mesures de teneurs en eau

Les mesures de teneur en eau ont été réalisées sur quelques points, à l'aide de sondes TDR, dans le but de comparer l'évolution de la teneur en eau en ces points aux observations qui auront été faites par TRE suite à l'infiltration. En effet, plusieurs facteurs influencent la conductivité électrique des sols et l'un des plus important est le degré de saturation. Benderitter et al. (1999) rapporte qu'une variation en teneur en eau de 10 % peut produire une variation de la conductivité électrique de même magnitude. Il est donc possible de détecter une variation de résistivité électrique et de relier cette dernière à une variation de teneur en eau égale ou supérieure à cet ordre de grandeur en un point donné.

Le tableau 3.2 ci-dessous reprend les valeurs de teneurs en eau qui ont été mesurées sur le site préalablement à chaque mesure de résistivité. De façon générale, on constate des changements notables dans les valeurs de teneurs en eau entre les différents T_i . Les augmentations des teneurs en eau vont de 26 à 265 % pour toutes les mesures. On s'attend donc à ce que la variation d'humidité du remblai entre les temps de mesure T_i puissent être décelables par la TRE. En ce qui concerne les variations de teneurs en eau avec la profondeur, celles-ci n'augmentent pas pour tous les points mesurés. Selon le point et la profondeur, on a soit une augmentation ou une diminution de la teneur en eau.

Tableau 3.2 Teneurs en eau mesurées par TDR

Point de mesure	Profondeur	T1	T2	T3
		Teneur en eau	Teneur en eau	Teneur en eau
Point1(4.7.4.2)	0.1 m	18.6	29.7	24.7
	0.3 m	12.8	16.1	18.8
	0.5 m	9.5	29.5	18.8
Point2(4.7.2.1)	0.1 m	15.8	28.8	20
	0.3 m	10.3	30.6	21.2
	0.5 m	-	-	-
Point3(2.3.2.1)	0.1 m	10.7	25.7	16.5
	0.3 m	9.3	26.5	18.4
	0.5 m	6.1	22.3	15.5
Point4(2.3.4.2)	0.1 m	11	20.8	17
	0.3 m	19.4	31.2	24.3
	0.5 m	18.1	37.6	21.5

À T1 on constate une diminution de la teneur en eau avec la profondeur excepté au point 4. La différence des valeurs de teneur en eau aux différents points et à différentes profondeurs dénotent une distribution non uniforme de l'humidité du sol. Entre T1 et T2, on constate une augmentation des teneurs en eau sur tous les points de mesure. Cette augmentation est très variable selon le point. On observe des différences importantes dans les teneurs en eau mesurées à différentes profondeurs au temps T2. Ceci dénote une infiltration non uniforme. On remarque en outre qu'entre T2 et T3, on a une diminution des teneurs en eau sur les différents points avec une variabilité moins prononcée qu'à T2

indiquant la redistribution de l'humidité dans le sol. Une des sondes TDR du point 2 n'a pas fonctionné.

3.4.2 Comparaison de l'inversion 3D et de l'inversion 4D

Comme mentionné plus haut, l'inversion des données de résistivités donne parfois lieu à des artefacts qui peuvent rendre difficiles l'interprétation des résultats obtenus. Une comparaison est donnée ci-dessous entre les résultats de l'inversion 3-D et de l'inversion 4-D appliquées aux données de terrain. L'amélioration qu'apporte l'inversion 4-D dans l'interprétation des résultats est discernable.

Les figures 3.10 et 3.11 donnent des cartes de résistivités obtenues par inversion 3-D. On remarque que de manière générale sur l'ensemble de la zone, les valeurs de résistivité ont diminué suite à l'infiltration, comme on est en droit de s'y attendre et comme le montre aussi l'évolution des teneurs en eau mesurées. En effet, dans les sols le déplacement du courant est essentiellement électrolytique (Mualem et Friedmann, 1991; Lesmes et Friedman, 2005; Samouelian et al, 2005) et la conductivité du sol dépend entre autres facteurs, de la teneur en eau. Celle-ci ayant augmentée suite à l'infiltration, en conséquence la conductivité du sol va aussi augmenter en supposant qu'à l'échelle du temps de l'expérimentation, les autres facteurs sont stables comme la minéralisation, la distribution granulométrique, la porosité etc. On note néanmoins sur les cartes à T2 des zones où les valeurs de résistivité ont augmenté (zones en pointillés sur la figure 3.10) dont une qui se trouve directement dans la zone irriguée. Ceci est visible aussi bien sur les coupes horizontales que sur les coupes verticales.

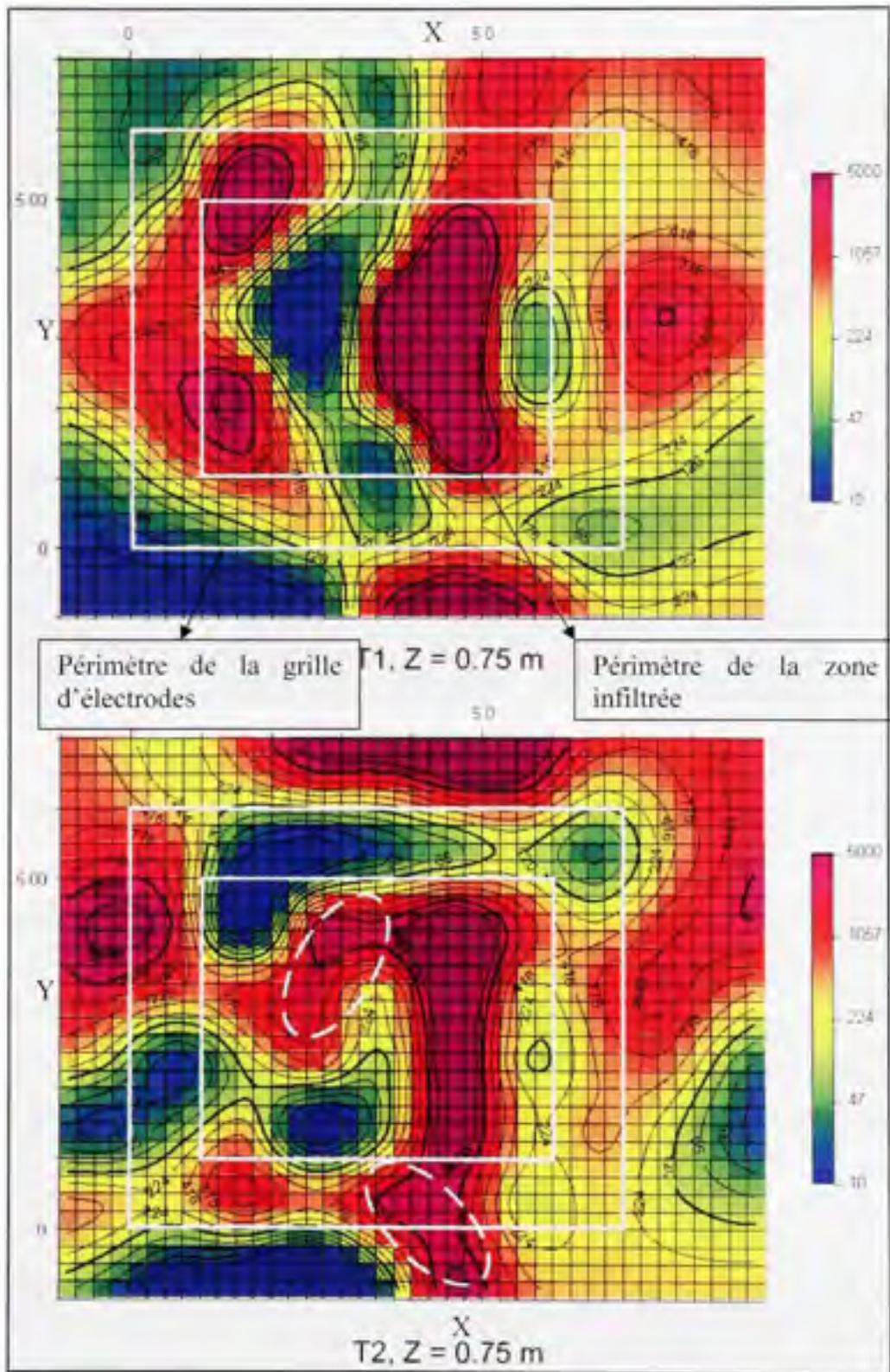


Figure 3.10 Comparaison des coupes obtenues par inversion 3-D.

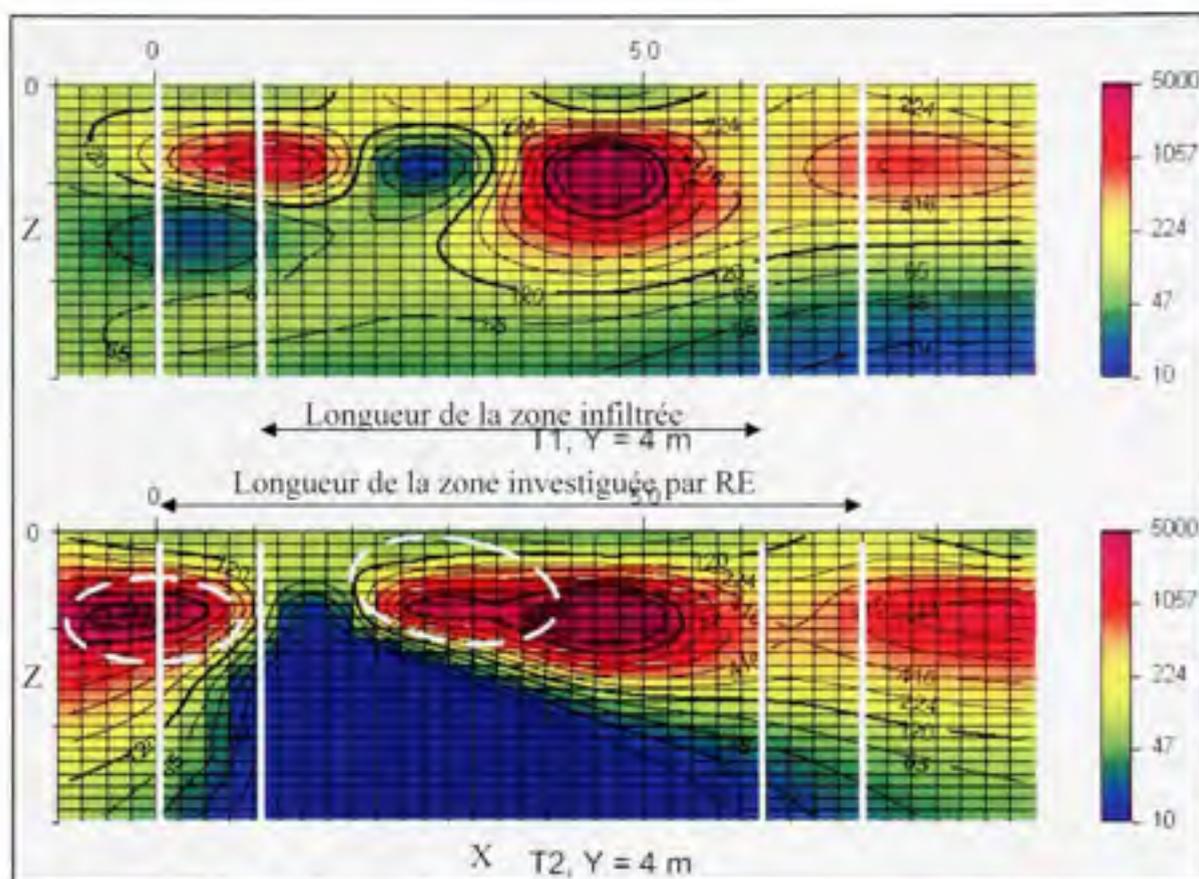


Figure 3.11 Coupes verticales des résistivités obtenues par inversion 3-D.

Cette augmentation des valeurs de résistivités ne peut être reliée à aucun phénomène physique observé sur terrain, rendant ainsi l'interprétation des résultats de l'inversion difficile. On remarque en outre qu'à l'extérieur de la zone irriguée, on ne retrouve pas la même distribution des résistivités (voir figures 3.10 et 3.11) alors que cette zone n'a reçu aucune précipitation. En effet, les deux pluviomètres installés sur le site n'ont enregistré aucune précipitation.

Les figures 3.12 et 3.13 donnent les coupes longitudinales de résistivités obtenues par inversion 4-D. L'inversion est simultanée pour toutes les données mesurées à différents moments. On remarque qu'à l'intérieur du périmètre irrigué, les résistivités ont diminué et que les zones de très fortes résistivités ont rétrécies suite à l'infiltration. Contrairement

à ce qui a été constaté sur les coupes en plan avec l'inversion 3-D, les points où on a noté une augmentation inexplicable de la résistivité ne sont plus présents. Sur les coupes verticales aussi, l'effet de l'infiltration est bien remarquable sans cette fois aussi les augmentations de résistivité comme dans le cas de l'inversion 3-D.

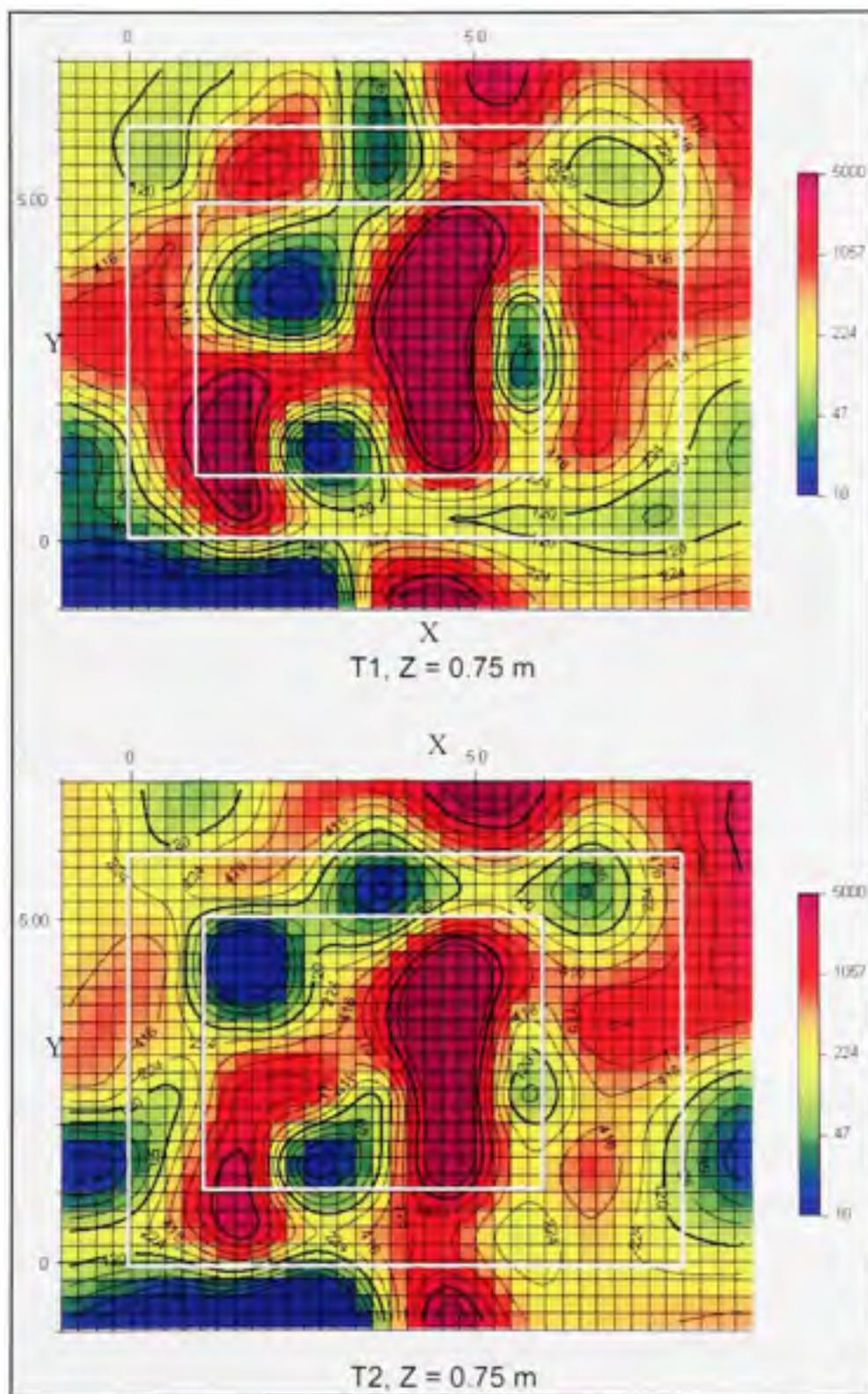


Figure 3.12 Comparaison des coupes obtenues par inversion 4-D.

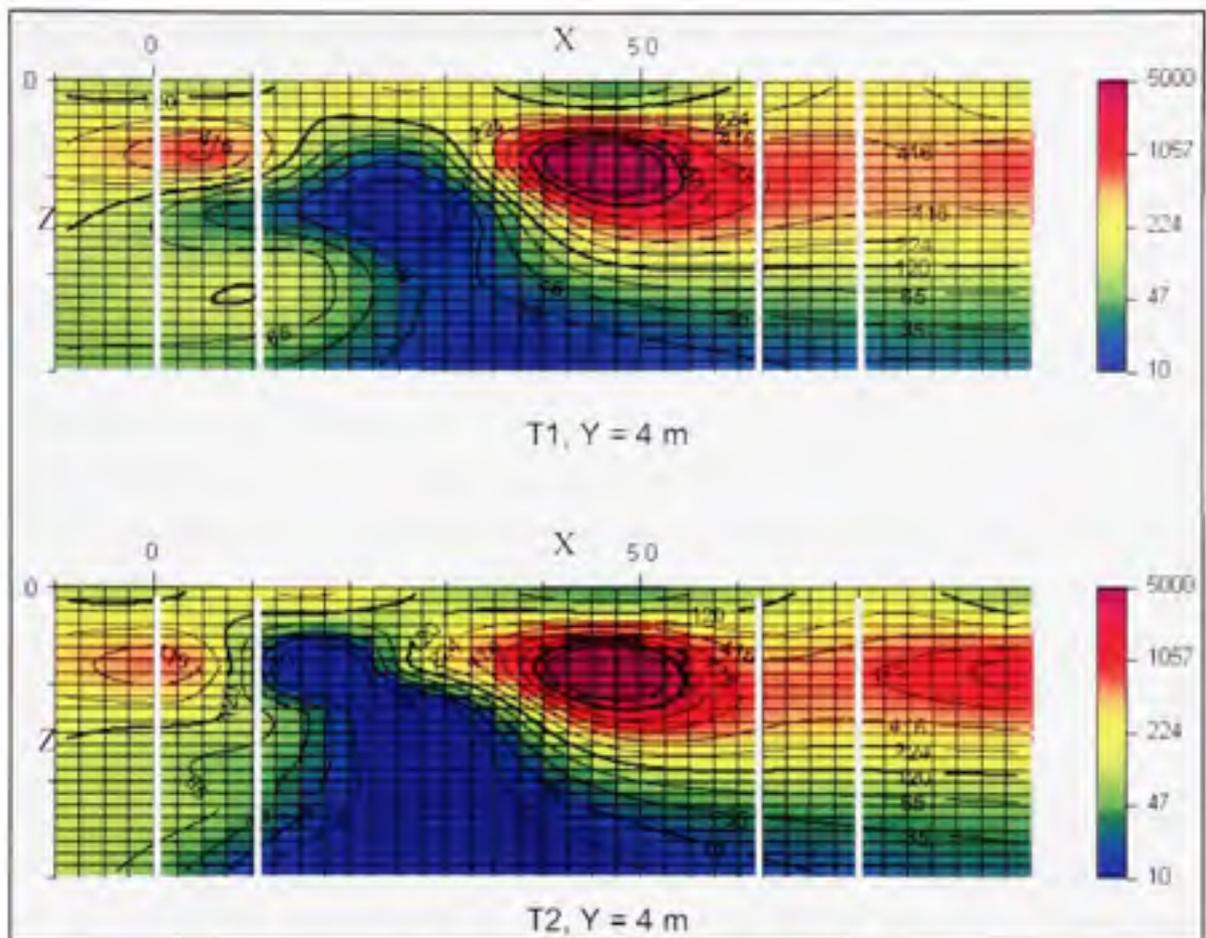


Figure 3.13 Coupes verticales des résistivités obtenues par inversion 4-D.

3.4.3 Résultat du monitoring de l'infiltration par TRE

Les figures 3.14 à 3.16 présentent les coupes de résistivité horizontales obtenues à T1, T2 et T3 par inversion 4D. Les coupes horizontales montrent que jusqu'à 0.25 m de profondeur la distribution des résistivités sur zone investiguée reste plus ou moins la même sauf qu'à T2 et T3, on constate un rétrécissement des zones avec des résistivités supérieures à 1000 Ωm . À 0.75 m de profondeur, si sur la carte à T1 les zones très résistives deviennent plus importantes, celles-ci s'estompent sur les cartes à T2 et à T3 (figure 3.14). Au-delà de 0.75 m de profondeur, on constate une différence beaucoup plus marquée dans les valeurs de résistivité entre T1 et T2. Les zones de résistivités

supérieures à 5000 Ωm n'apparaissent plus sur les cartes à T2 et T3 (coin inférieur gauche de la zone infiltrée). À 1.25 m de profondeur, les résistivités diminuent. Plus en profondeur sur les cartes à T2 et T3, la zone de faibles résistivités continue à s'étendre dénotant une redistribution de l'humidité du sol (*voir* figure 3.15).

Sur les coupes horizontales à T2 et T3, on constate des zones de faibles résistivités ($< 50 \Omega\text{m}$) à partir de 0.75 m de profondeur suggérant des écoulements concentrés dans ces zones dont certaines se retrouvent en dehors de la zone directement irriguée. Au-delà de 1.75 m, on constate une coalescence de ces points de faible résistivité, due probablement à une redistribution de l'eau dans cette zone plus homogène constituée d'une matrice à prédominance de silt. On constate le même comportement du remblai sur les images à T3 à la seule différence que dans ce cas les gammes de résistivités sont un peu plus élevées dans ces zones d'écoulements préférentiels.

La figure 3.17 montre les cartes de résistivités à T1, T2 et T3. Celles-ci présentent une certaine hétérogénéité dans la distribution des résistivités jusqu'à une profondeur de 1.5 m. Les coupes verticales à T2 montrent deux zones de faibles résistivités (*voir* figure 3.17). La zone extérieure caractérisée par des résistivités comprises entre 10 et 50 Ωm présente une configuration identique que celle observée sur les coupes à T1. La zone centrale de plus faibles résistivités ($< 10 \Omega\text{m}$) peut être liée directement à l'infiltration d'eau et correspond probablement à une voie de circulation préférentielle de l'eau lors d'infiltrations. Des auteurs (Liu et al. 1994; Dicarolo et al. 1999) ont montré que la persistance d'un écoulement préférentiel peut conditionner les voies de circulation des infiltrations subséquentes. Celles-ci empruntent les mêmes voies de circulation que les infiltrations précédentes. De plus une forte teneur en eau initiale tend à permettre une grande profondeur d'infiltration en diminuant les pertes latérales. On remarque en outre ce qui pourrait être l'influence du mur et de la dalle dans la forme de cette zone, suggérant le contournement de ces derniers par l'écoulement (*voir* description des tranchées figure 3.8). La forme de cette zone de faibles résistivités peut suggérer aussi un

écoulement très rapide dans la partie à droite et au-dessus de celle-ci constituée d'éléments très grossiers (*Voir* description des tranchées figure 3.8).

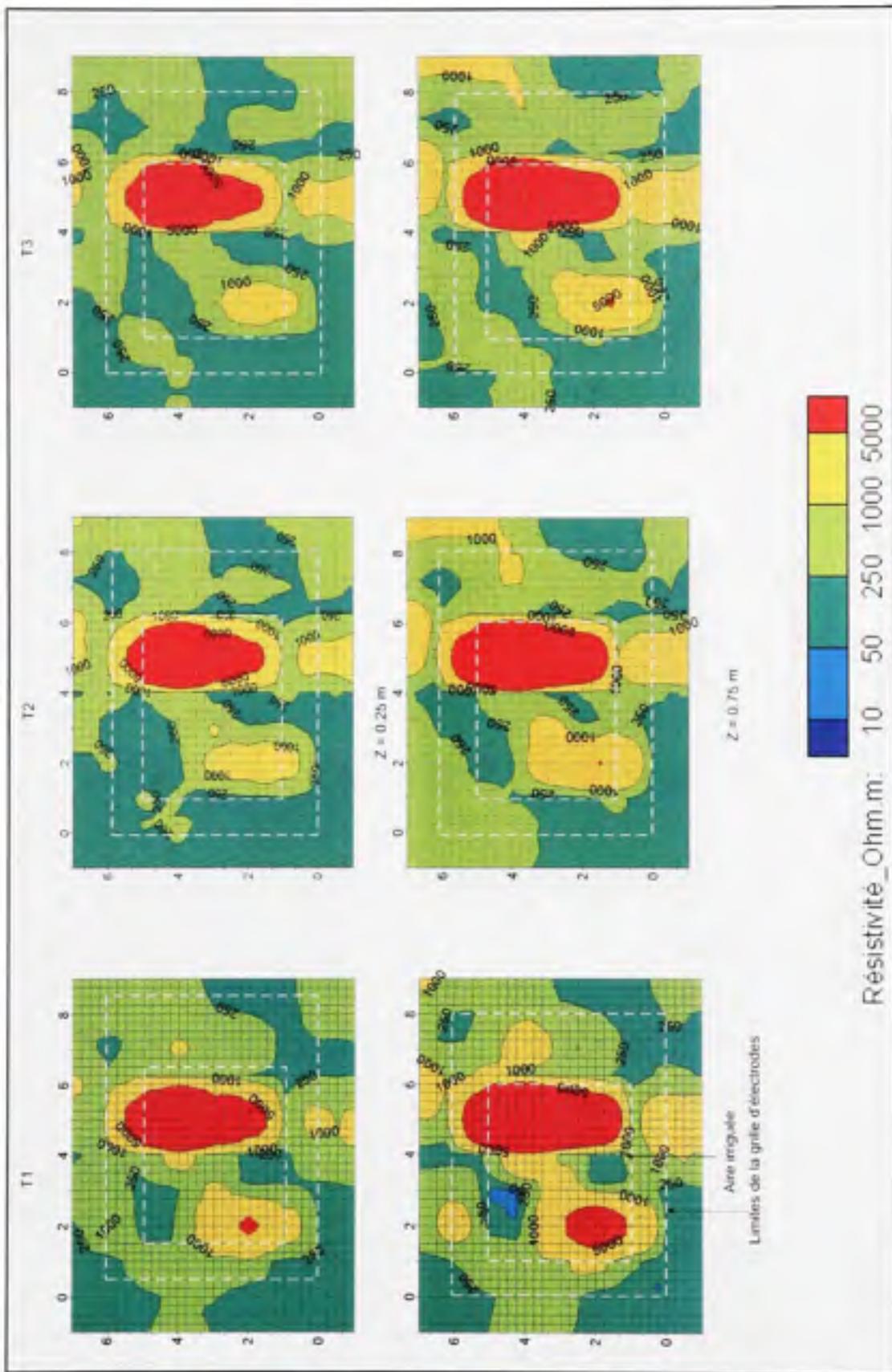


Figure 3.14 Coupes de résistivités horizontales pour $z = 0.25$ m et $z = 0.75$ m.

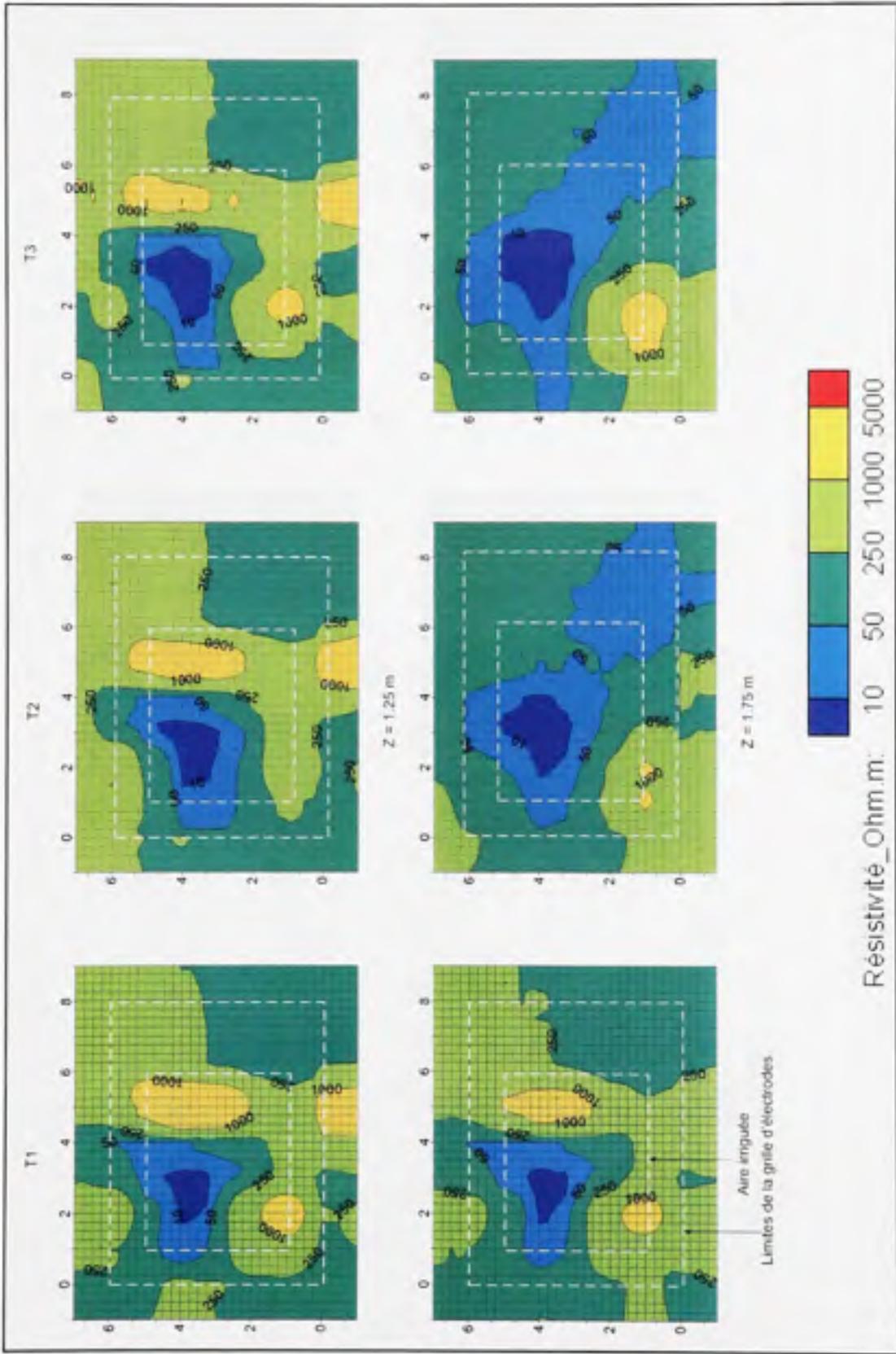


Figure 3.15 Coupes de résistivités horizontales pour $z = 1.25$ m et $z = 1.75$ m.

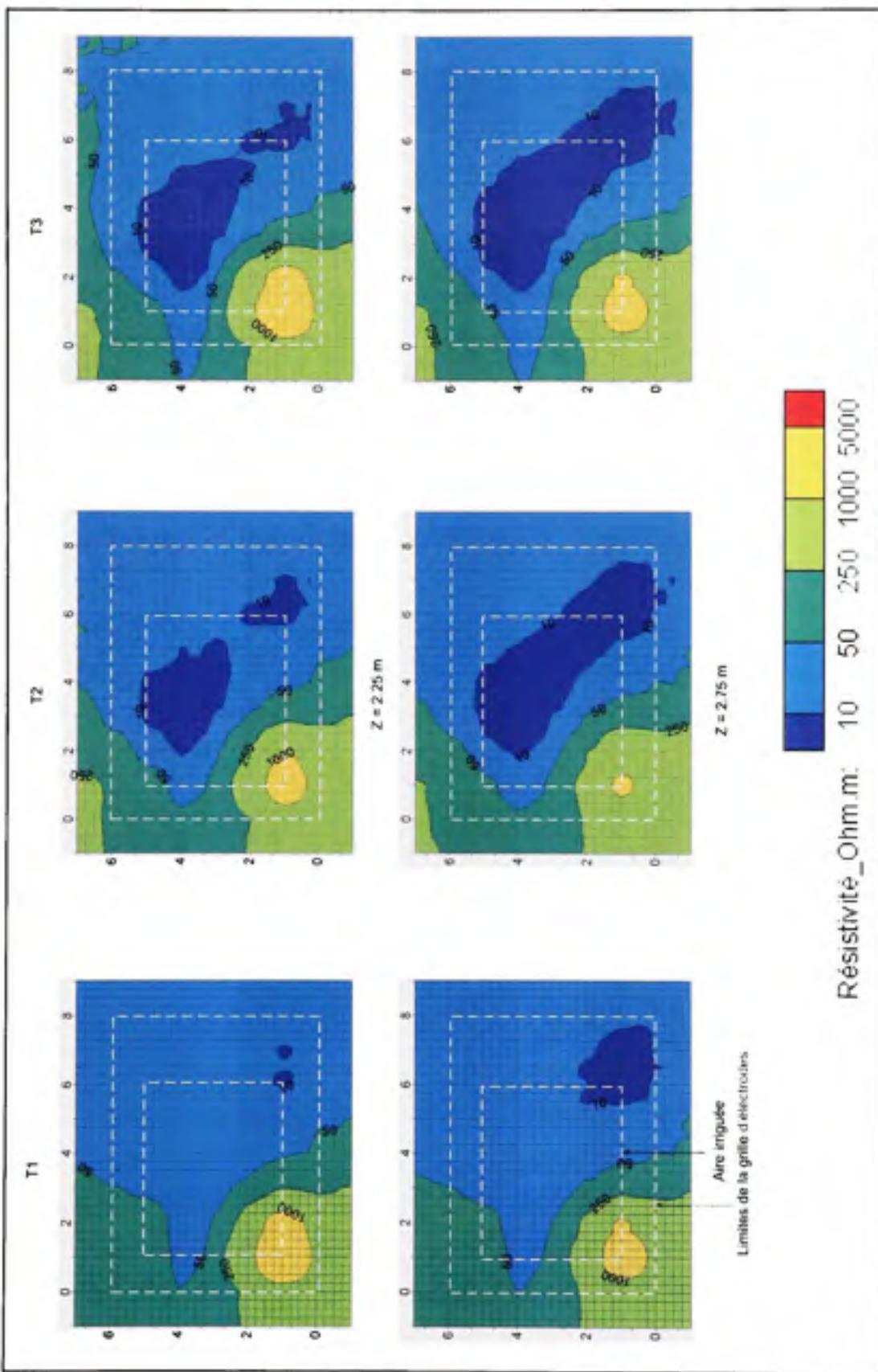


Figure 3.16 Coupes de résistivités horizontales pour $z = 2.25\text{ m}$ et $z = 2.75\text{ m}$.

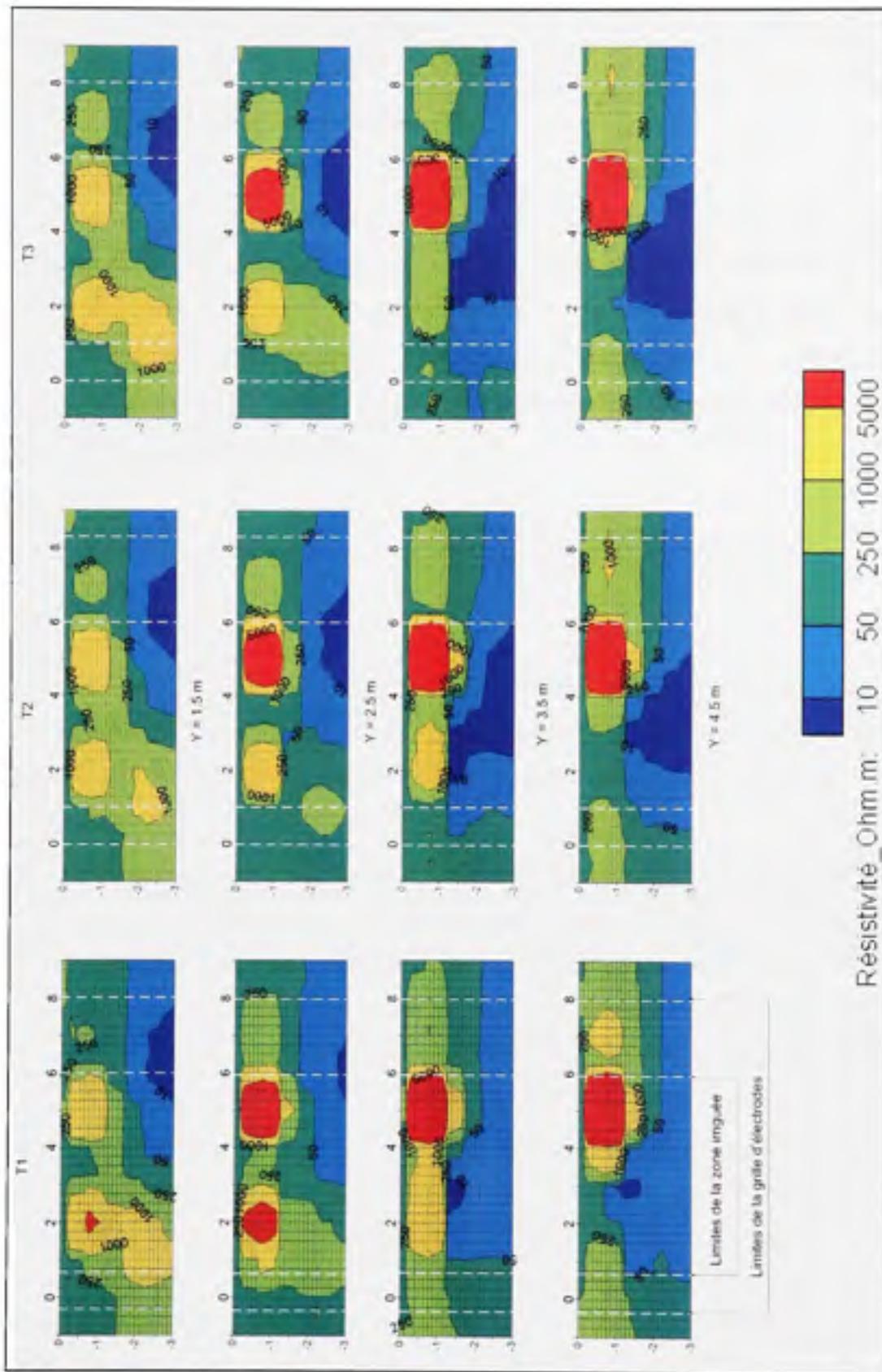


Figure 3.17 Coupes de résistivités verticales.

3.5 Modélisation géophysique

3.5.1 Calcul des résistivités du modèle

Pour obtenir un modèle structural de départ, les résistivités sont déterminées, pour chaque unité identifiée lors de la caractérisation, à l'aide du modèle de prédiction de la résistivité du sol de Mualem et Friedman. La conductivité de surface est estimée à partir des valeurs de résistivités obtenues lors de la caractérisation géophysique. Avec les valeurs de teneur en eau du sol mesurées sur terrain, on détermine la conductivité de surface à l'aide de la relation suivante tirée de l'équation (2.9) :

$$\sigma_s = \sigma_w - \sigma_w \left[\frac{\theta}{\theta_w} \right]^{2.5} \quad (3.1)$$

On trouve une conductivité de surface $\sigma_s = 0,0038 \text{ Sm}^{-1}$ pour l'unité 1, 2 et 3 avec une conductivité de l'eau estimée à $\sigma_w = 0,05 \text{ Sm}^{-1}$ (Dubé et al. 2008). Pour l'unité 4 constituée à 80% d'éléments grossiers, la conductivité de surface n'est pas prise en compte.

Le tableau 3.3 donne les valeurs de résistivité calculées, à l'aide de la relation (2.10), pour les 4 unités définies lors de la caractérisation du remblai. Une cinquième valeur de résistivité est calculée pour la zone de faibles résistivités de l'unité 2. Le paramètre m de la relation 2.10 a été pris égal à 1.6 pour ce calcul. À partir des valeurs de résistivité de ce tableau, un premier modèle de résistivité représentant les structures principales est défini (voir figure 3.18). À l'aide du logiciel RES3DMOD, on obtient un modèle structural initial défini en termes de résistivités apparentes. Ce dernier est par la suite inversé pour obtenir des cartes de résistivités interprétées que l'on compare aux résultats obtenus avec les mesures de terrain.

La figure 3.19 montre le modèle structural du remblai. Sur ce modèle, on remarque les hétérogénéités qui ont été ajoutées dont une unité au centre caractérisée par une résistivité faible pour représenter la zone de l'unité 2 où semble se concentrer l'écoulement.

Tableau 3.3 Résistivités calculées et corrigées à l'aide de l'équation 2.10

	θ_{sat}	θ	Φ	$\sigma_{matériau\ poreux}$	$\rho_{matériau\ poreux}$	$\rho_{remblai}$
Unité 1	0.35	0.13	0.8	0.006	172	250
Unité 2	0.35	0.06	0.8	0.004	231	350
Unité 3	0.35	0.06	0.6	0.004	231	525
Unité 4	0.35	0.06	0.2	0.004	231	3000
Zone_unité 2	0.35	0.15	0.8	0.041	25	35

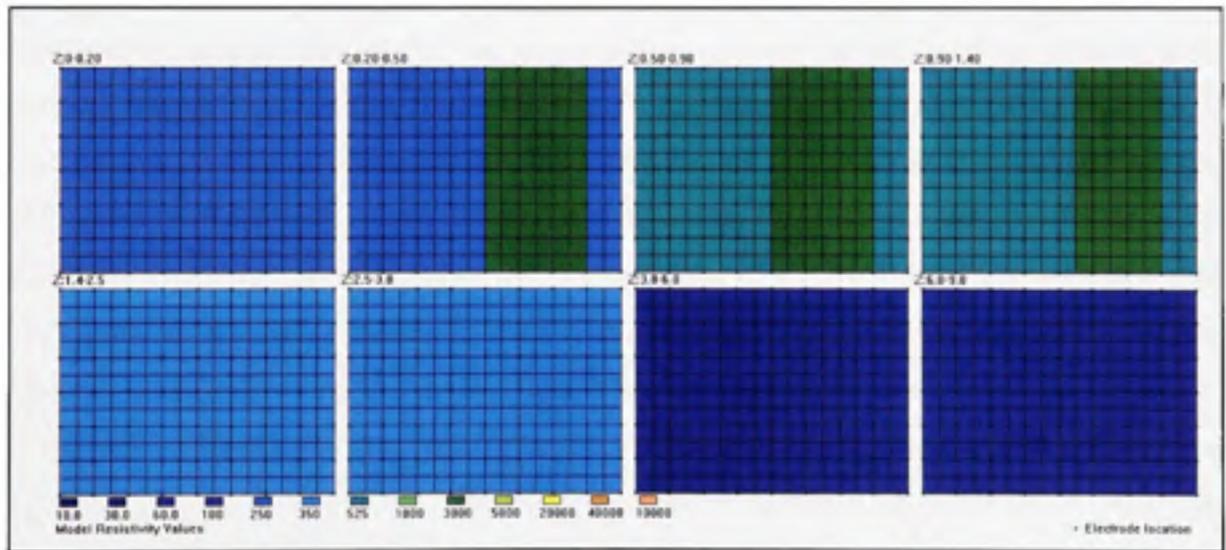


Figure 3.18 Modèle de résistivité représentant les structures principales.

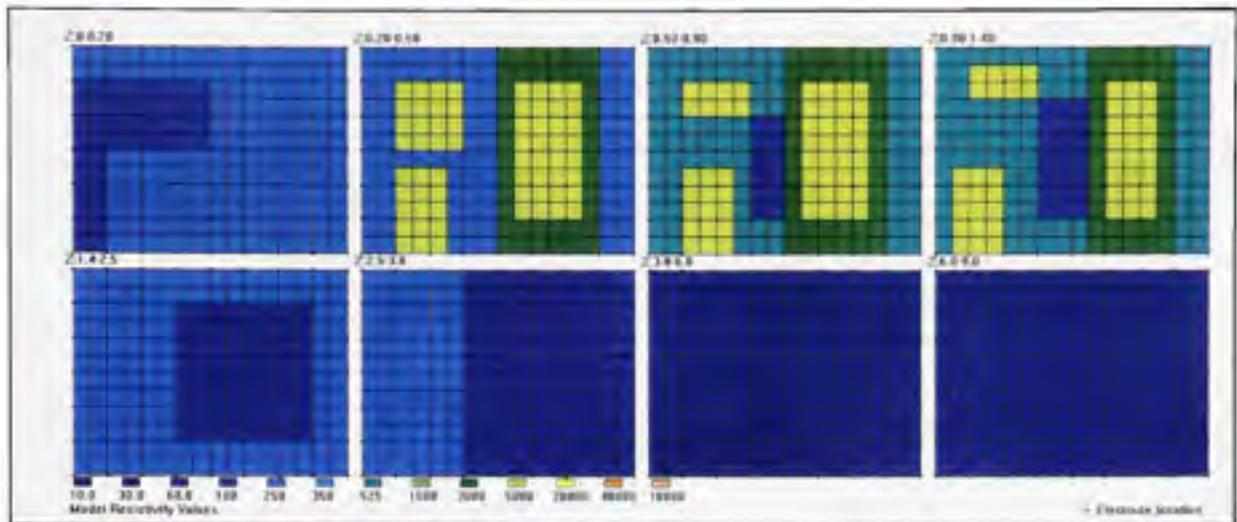


Figure 3.19 Modèle de résistivité après ajout des hétérogénéités.

La comparaison des résultats obtenus par inversion des données de terrain et par modélisation montrent en général que la géométrie est sensiblement la même pour les deux cas pour les profils du milieu (Voir figure 3.20). Les structures remarquables du modèle de terrain correspondent sensiblement à ce qui est visible sur le résultat de la modélisation. Dans l'ensemble les résistivités varient entre 50 et 250 Ωm . On distingue une couche de 1.5 m d'épaisseur moyenne dont les résistivités varient entre 250 et 1000 Ωm . On remarque aussi deux zones de fortes résistivités ($< 1000 \Omega\text{m}$) bien que l'extension de ces zones pour les données modélisées semble moins importante. On distingue enfin une zone de faibles résistivités ($< 50 \Omega\text{m}$) en forme un dôme. Le modèle obtenu par modélisation géophysique permet aussi de confirmer que la zone constituée d'éléments grossiers et de structures massives s'étendent sur toute la largeur de la zone investiguée.

Pour juger de la qualité de l'estimation des modélisées calculées, celles-ci ont été tracées en fonction des données mesurées (Voir figure 3.21). Le coefficient de détermination obtenu est de $R^2 = 0.36$. Plus R^2 est élevé, meilleure est la qualité de l'estimation. Bien que dans notre cas le coefficient R^2 paraisse élevé, on constate que l'estimation est acceptable pour les valeurs intermédiaires et qu'elle se détériore pour les valeurs extrêmes. Néanmoins, ceci permet de penser raisonnablement que la distribution des résistivités observée sur le modèle obtenu après inversion des données de terrain n'est pas due à des artefacts.

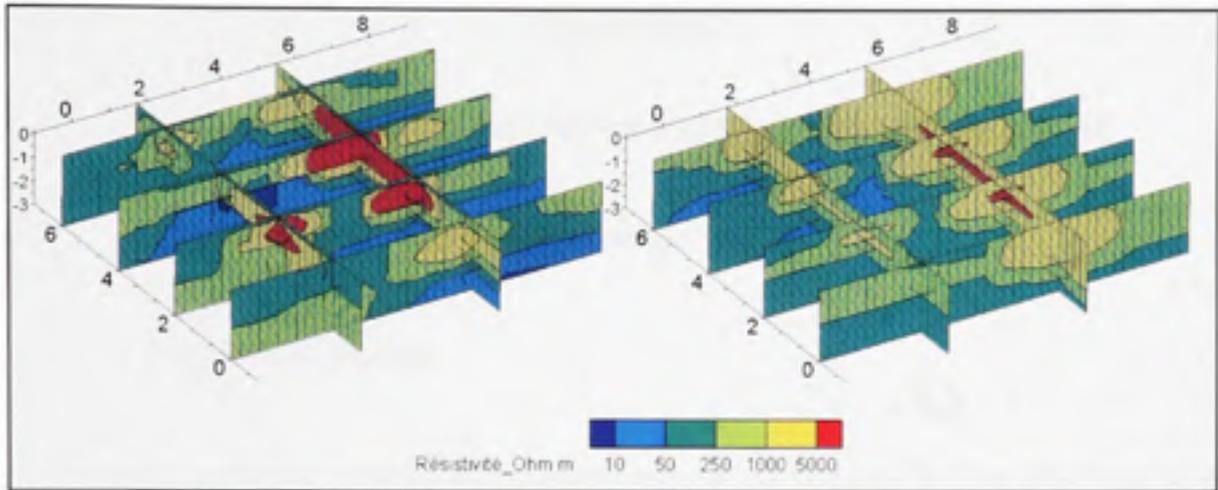


Figure 3.20 Comparaison entre le modèle de terrain et le modèle calculé.

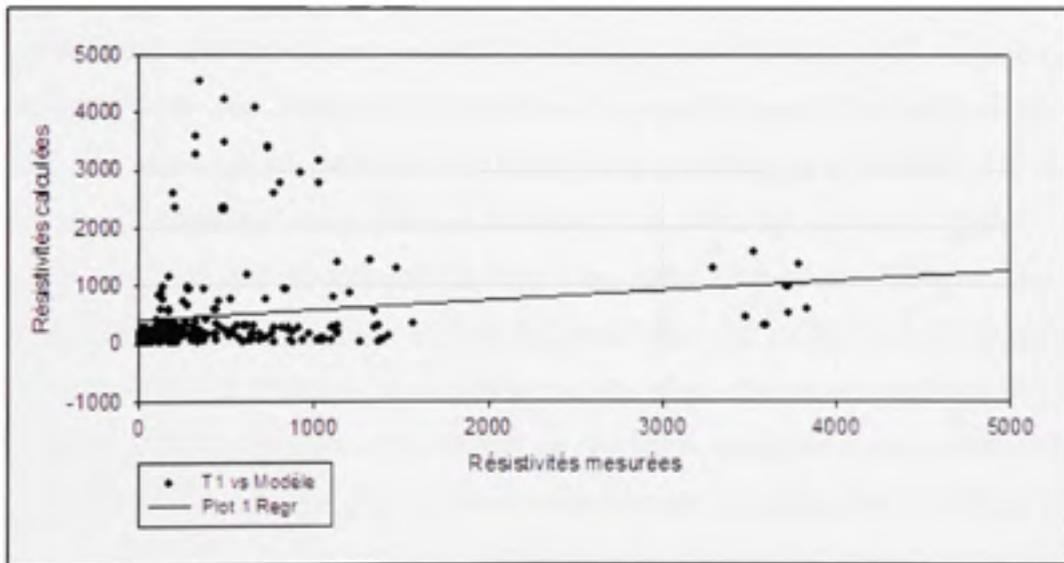


Figure 3.21 Résistivités calculées vs résistivités mesurées.

CHAPITRE 4

CARACTÉRISATION DE L'ÉCOULEMENT DANS LE REMBLAI

4.1 Propriétés hydrauliques des matériaux

4.1.1 Courbes de rétention

La figure 4.1 montre les courbes de rétention obtenues par la méthode d'Arya et Paris et ces mêmes courbes avec une correction pour tenir compte de la fraction grossière du sol. Sur les courbes non corrigées, on constate qu'en dehors d'une courbe (correspondant à l'échantillon TR1-2-1.5, voir tableau 4.1) le faisceau des courbes est condensé et que les points remarquables des courbes (teneur en eau résiduelle, point d'entrée d'air) restent proches. Ceci démontre que les différents échantillons ont sensiblement les mêmes propriétés texturales. Par contre sur les courbes avec correction, on remarque l'influence des éléments grossiers sur le paramètre d'échelle. La présence des éléments grossiers a pour effet de diminuer la teneur en eau du mélange fraction fine –fraction grossière. Compte tenu du fait que la proportion d'éléments grossiers était différente dans les différents échantillons (de 24 à 72 % de graviers), la variation de la teneur en eau s'est faite aussi dans des proportions différentes. En effet, le faisceau des courbes de rétention corrigées devient plus évasé à sa base contrairement à ce qui est observé sur les courbes sans la correction. La teneur en eau à saturation diminue de manière plus ou moins importante selon la proportion des éléments grossiers dans les matériaux.

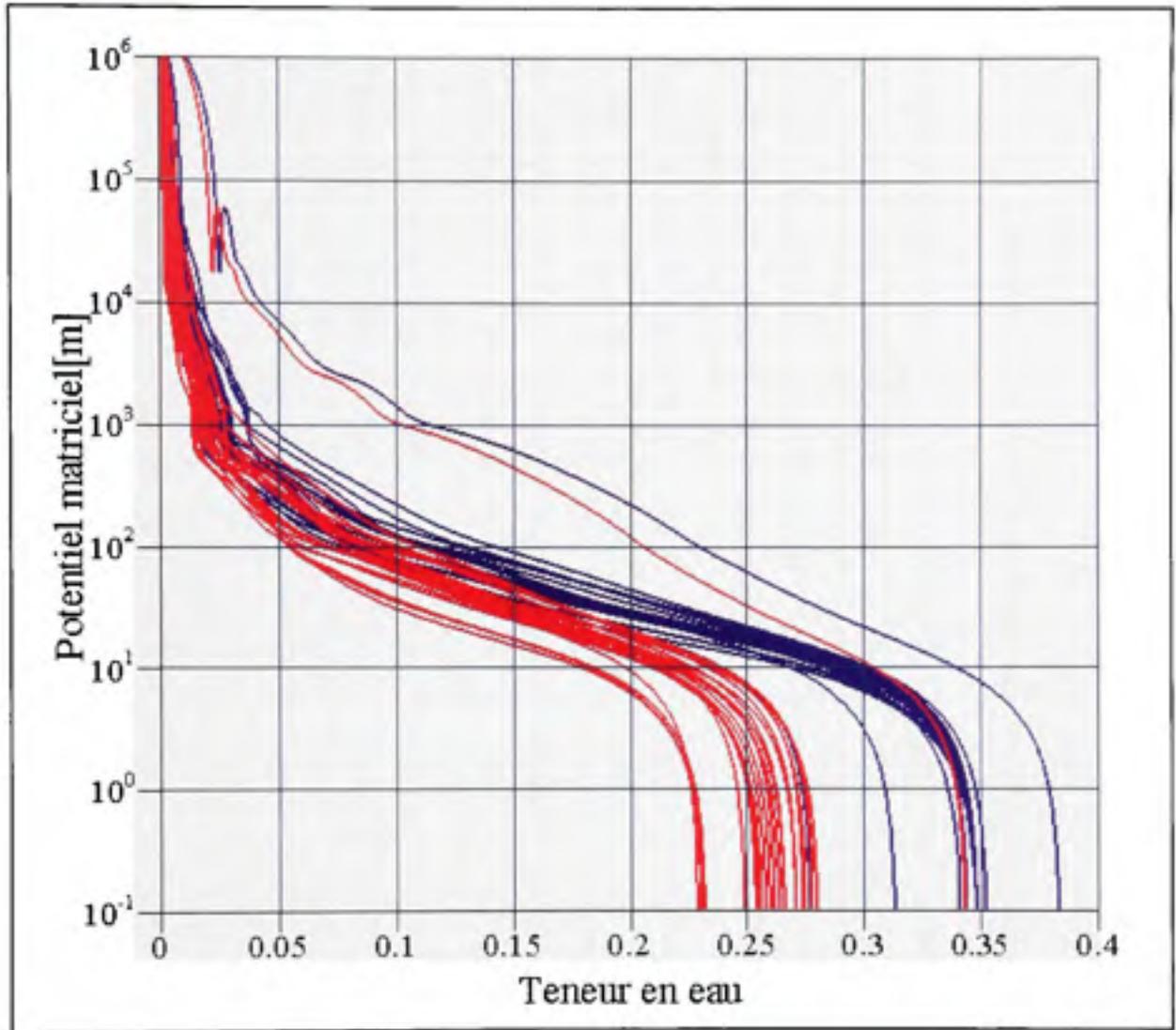


Figure 4.1 Courbes de rétention (Arya-Paris en bleu) et courbes corrigées (en rouge).

4.1.2 Paramètres hydrauliques

Le tableau 4.1 ci-dessous donne les paramètres du modèle de van Genuchten qui ont été obtenus pour les échantillons prélevés sur le site d'étude. Les paramètres ont été déterminés à partir des courbes de rétention corrigées pour tenir compte de la fraction grossière par la méthode décrite au point 2.8.1.

Tableau 4.1 Paramètres hydrauliques des sols prélevés avant et après correction

Echantillon	p_s	Porosité	D_r	D_s	σ	n	$k_{sat}(s)$	θ^s	θ^s	e_s	e_b	k^s (m/s)
TR1-1-1,2	1,650	0,352	0,001	0,352	9,092	1,377	2,21·10 ⁵	0,002	0,180	0,512	0,220	9,01·10 ⁶
TR3-0,5	1,650	0,318	0,002	0,318	5,664	1,515	5,21·10 ⁵	0,001	0,178	0,533	0,217	2,11·10 ⁵
TR2-2-0,5	1,650	0,318	0,003	0,318	8,934	1,651	5,51·10 ⁵	0,001	0,108	0,533	0,121	1,21·10 ⁵
TR2-1-1,2	1,650	0,341	0,000	0,341	47,338	1,237	1,21·10 ⁴	0,002	0,139	0,518	0,162	3,61·10 ⁵
TR2-1-1,8	1,650	0,318	0,002	0,318	5,972	1,529	5,41·10 ⁵	0,001	0,201	0,533	0,252	2,61·10 ⁵
TR2-1-2,6	1,650	0,318	0,002	0,318	6,946	1,513	2,41·10 ⁵	0,001	0,196	0,533	0,245	1,11·10 ⁵
TR2-2-1,7	1,650	0,277	0,001	0,277	6,561	1,467	1,91·10 ⁵	0,001	0,149	0,384	0,175	8,71·10 ⁶
TR2-2-2,1	1,650	0,318	0,005	0,318	6,371	1,645	1,11·10 ⁴	0,002	0,140	0,533	0,163	3,21·10 ⁵
TR3-1,7	1,650	0,318	0,001	0,318	7,409	1,575	1,21·10 ⁴	0,001	0,171	0,533	0,206	4,71·10 ⁵
TR3-1,9	1,650	0,318	0,002	0,318	8,130	1,501	4,31·10 ⁵	0,001	0,178	0,533	0,216	1,81·10 ⁵
TR4-1,9	1,650	0,318	0,002	0,318	7,709	1,659	5,61·10 ⁵	0,001	0,165	0,533	0,198	2,11·10 ⁵
TR4-2,7	1,650	0,318	0,001	0,318	6,971	1,602	5,61·10 ⁵	0,001	0,159	0,533	0,189	2,01·10 ⁵
TR2-2-1	1,650	0,314	0,002	0,314	5,880	1,510	3,71·10 ⁵	0,001	0,155	0,525	0,183	1,31·10 ⁵
TR1-2-1,5	1,650	0,383	0,010	0,383	4,030	1,289	1,11·10 ⁵	0,008	0,289	0,620	0,407	7,51·10 ⁶
TR1-2-2	1,650	0,318	0,004	0,318	8,251	1,421	4,71·10 ⁵	0,003	0,221	0,533	0,284	2,51·10 ⁵
TR2-1-0,5	1,650	0,318	0,003	0,318	6,362	1,620	1,91·10 ⁵	0,001	0,153	0,533	0,181	6,41·10 ⁶
TR2-1-0,7	1,650	0,318	0,003	0,318	9,886	1,642	4,01·10 ⁵	0,001	0,096	0,533	0,106	7,91·10 ⁶
TR3-1,2	1,650	0,318	0,001	0,318	7,377	1,591	8,91·10 ⁵	0,001	0,181	0,533	0,220	3,71·10 ⁵
TR4-0,6	1,650	0,318	0,002	0,318	8,654	1,653	5,71·10 ⁵	0,001	0,119	0,533	0,135	1,41·10 ⁵
TR4-0,8	1,650	0,318	0,001	0,318	7,169	1,675	6,31·10 ⁵	0,001	0,186	0,533	0,229	2,71·10 ⁵

Unité 4

Unité 3

Unité 2

Unité 1

4.2 Modèle hydrostratigraphique

4.2.1 Définition des unités lithologiques et des paramètres hydrauliques

La figure 4.2 montre le modèle hydrostratigraphique tel qu'il a été représenté dans le logiciel HYDRUS 2D. Ce modèle est basé sur les observations faites dans la tranchée 1 (Voir description au chapitre 3.). L'unité 1 correspond à la couche superficielle d'une épaisseur de 20 à 50 cm sur la zone infiltrée. L'unité 2 regroupe les matériaux correspondant aux remblais bruns constitués d'une matrice sableuse avec 5 à 10 % de matières résiduelles. L'unité 3 regroupe les matériaux correspondant aux remblais bruns avec 60 à 80 % de matières résiduelles. Elle forme un dépôt lâche constitué essentiellement de briques et de morceaux de bétons dont les vides sont remplis de sable. L'unité 4 représente le sol naturel constitué d'un sable silteux. L'unité 5 correspond à un remblai gris-brun constitué d'une matrice sableuse avec un peu de graviers. L'unité 5 forme avec l'unité 2, le dépôt plus ou moins compact défini plus haut et que l'on retrouve dans la partie Ouest et centrale du site. L'unité 6 forme une lentille constituée d'argile sableuse. Les rectangles blancs représentent les vestiges d'anciennes constructions telles que dalle, mur etc.

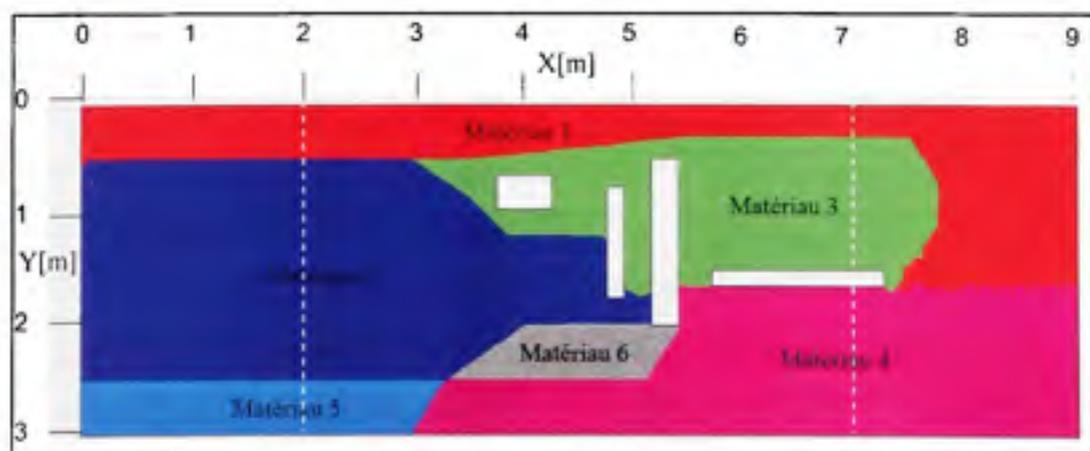


Figure 4.2 Unités lithologiques dans le modèle hydrostratigraphique.

Le tableau 4.2 ci-dessous donne les propriétés hydrauliques des différentes unités du modèle hydrostratigraphique. Ces propriétés sont introduites sous la forme des paramètres du modèle de van Genuchten déterminés au tableau 4.1. À partir de ces paramètres, les courbes de rétention des matériaux sont déterminées par interpolation directement dans le logiciel HYDRUS 2D (voir figure 4.3). L'unité 3 est la conceptualisation par un réseau unique et continu d'écoulement du remblai de briques caractérisé par une double porosité. Ses propriétés macroscopiques doivent refléter en moyenne les caractéristiques de la matrice poreuse et des macropores. Compte tenu de la difficulté à déterminer en laboratoire les propriétés hydrauliques de ce type de matériau (masse trop importante de l'échantillon pour l'analyse granulométrique, lacunes trop larges), les propriétés hydrauliques d'un matériau grossier ont été utilisées tel que suggéré par les auteurs de HYDRUS 2D (www.pc-progress.com/_Forum/default.asp). Cette unité présente la pression d'entrée d'air la moins élevée et les propriétés de rétention les plus faibles. L'unité 4 présente la pression d'entrée d'air la plus élevée et les propriétés de rétention les plus fortes. À saturation, c'est l'unité 3 qui possède la plus forte conductivité hydraulique tandis l'unité 4 présente la plus faible. Entre les comportements hydrodynamiques extrêmes de l'unité 3 et de l'unité 4, les courbes de rétention et de conductivité hydraulique des 4 autres unités représentées montrent des propriétés hydrauliques similaires. On note néanmoins une différence dans les teneurs en eau due à l'importance plus ou moins grande de la fraction grossière.

Tableau 4.2 Paramètres hydrauliques des matériaux définis pour le modèle hydrostratigraphique

Matériau	θ_r	θ_s	α	n	K_s
1	0.003	0.26	8.72	1.92	2.1E-05
2	0.0025	0.28	5.83	1.61	3.82E-05
3	0.001	0.18	10	5	0.001
4	0.035	0.33	4.27	1.32	3.9E-06
5	0.0046	0.26	7.27	1.56	2.98E-05
6	0.003	0.22	8.25	1.42	2.5E-05

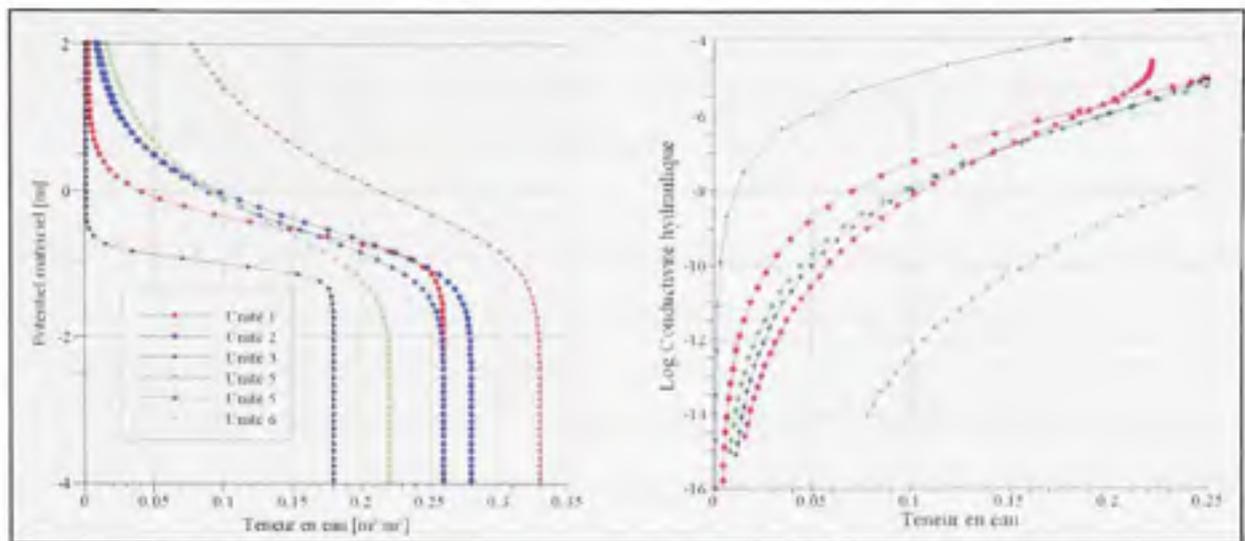


Figure 4.3 Courbes caractéristiques des différents matériaux.

4.3 Caractérisation de l'écoulement dans le remblai

4.3.1 Résultats de la simulation

La figure 4.4 montre le champ initial de teneurs en eau et le champ initial de pressions capillaires. Pour les besoins de représentation, ce dernier est représenté en valeurs positives. Une valeur élevée de la pression capillaire sur la figure correspond donc à une succion élevée. La répartition des pressions capillaires sur la figure reflète la distribution des différentes unités du domaine modélisé et met en évidence son hétérogénéité hydrodynamique. La zone correspondant au remblai de briques présente les pressions capillaires les plus élevées tandis que la zone correspondant au sol naturel composé de silt, présente les plus faibles pressions capillaires et donc de très fortes succions.

Le champ de teneurs en eau après 24h est présentée à la figure 4.5 ci-dessous. La distribution des teneurs en eau apparaît très hétérogène. L'unité 1 présente des teneurs en eau de l'ordre de 0.1 avec une humidité concentrée à son interface avec les couches sous-jacentes. La zone centrale correspondant à l'unité 3 présente quant à elle des teneurs en eau presque nulles. À

côté de cette zone, on remarque une zone plus ou moins étendue avec une teneur en eau de l'ordre de 0.15 correspondant à un écoulement dans l'unité 2. On remarque en outre des zones d'écoulements préférentiels bien visibles (flèches).

L'évolution des champs de teneurs en eau et de pressions capillaires est représentée sur les figures 4.6 et 4.7 ci-dessous. Pendant l'irrigation, les eaux s'infiltrent assez rapidement dans la première couche qui représente les remblais LSG1. À $T = 1\text{h}$, les pressions capillaires dans l'unité 1 ont augmenté rapidement et les coupes du champ de teneur en eau montrent qu'à cet instant, la teneur en eau dans cette couche superficielle est proche de la saturation (voir les coupes du champ de teneurs en eau sur la figure 4.8). À $T = 1.5\text{h}$ les pressions capillaires sont plus élevées dans l'unité 1 que dans l'unité 3 sous-jacente, ce qui permet le passage de l'eau entre les deux unités (Figure 4.6a). À ce même moment il n'y a pas encore d'échange d'eau entre l'unité 1 et l'unité 2. À $T = 3\text{h}$, le champ des pressions capillaires montre que celles-ci se sont équilibrées entre la couche superficielle et le remblai de briques que constitue l'unité 3. Il n'y a plus d'échange d'eau entre ces deux unités et le reste de l'humidité de l'unité 1 est retenue dans cette couche superficielle à la texture plus fine que le remblai de briques et s'accumule à leur interface (Figure 4.7d).

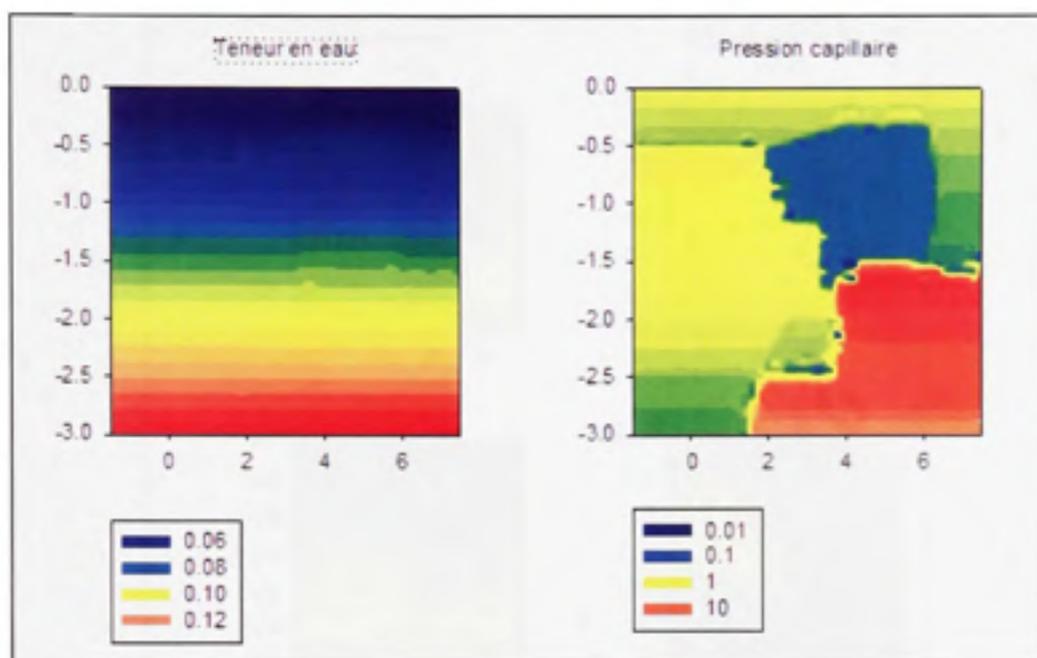


Figure 4.4 Champs de teneurs en eau et de pressions capillaires à T=0h.

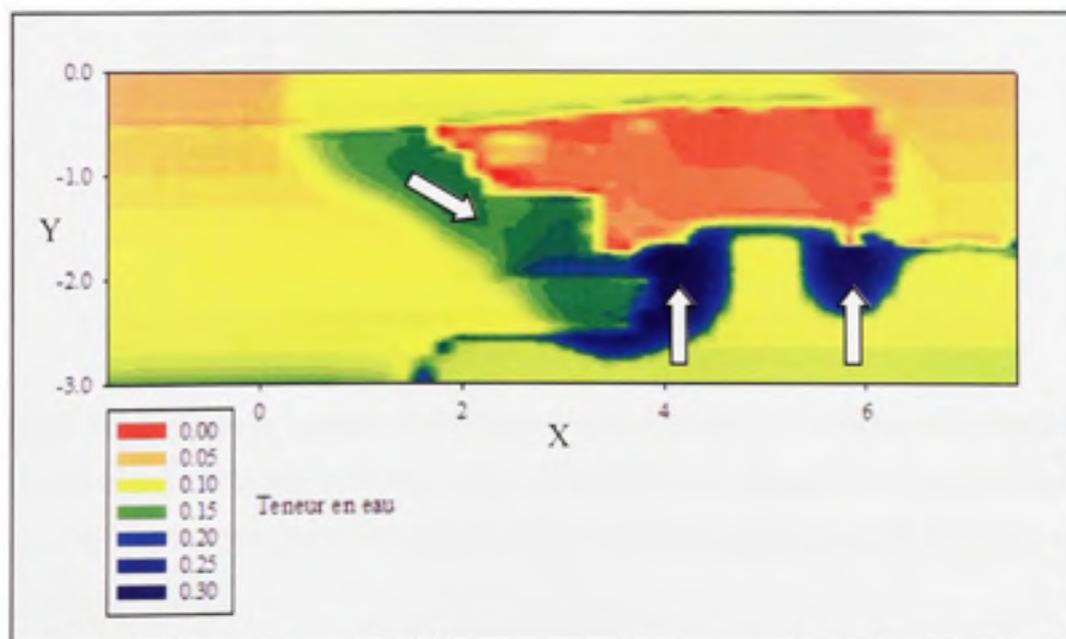


Figure 4.5 Champ de teneurs en eau 24h après l'infiltration.

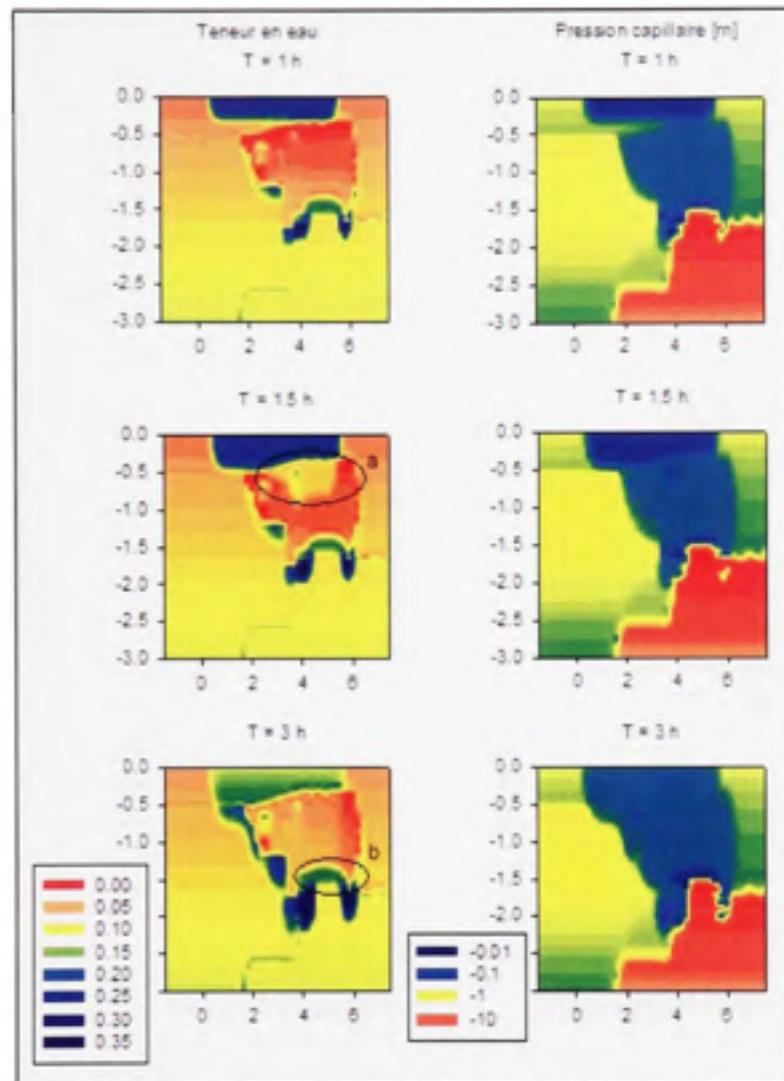


Figure 4.6 Variation des champs de teneurs en eau et de pressions capillaires.

Pendant ce temps dans le remblai de briques, l'eau continue à s'infiltrer et la teneur en eau dans l'unité diminue du fait qu'il n'y a plus d'apport d'eau. Quand l'eau qui s'infiltré arrive au niveau des structures massives (dalle, mur), elle s'accumule jusqu'à former une nappe perchée (Figure 4.6b).

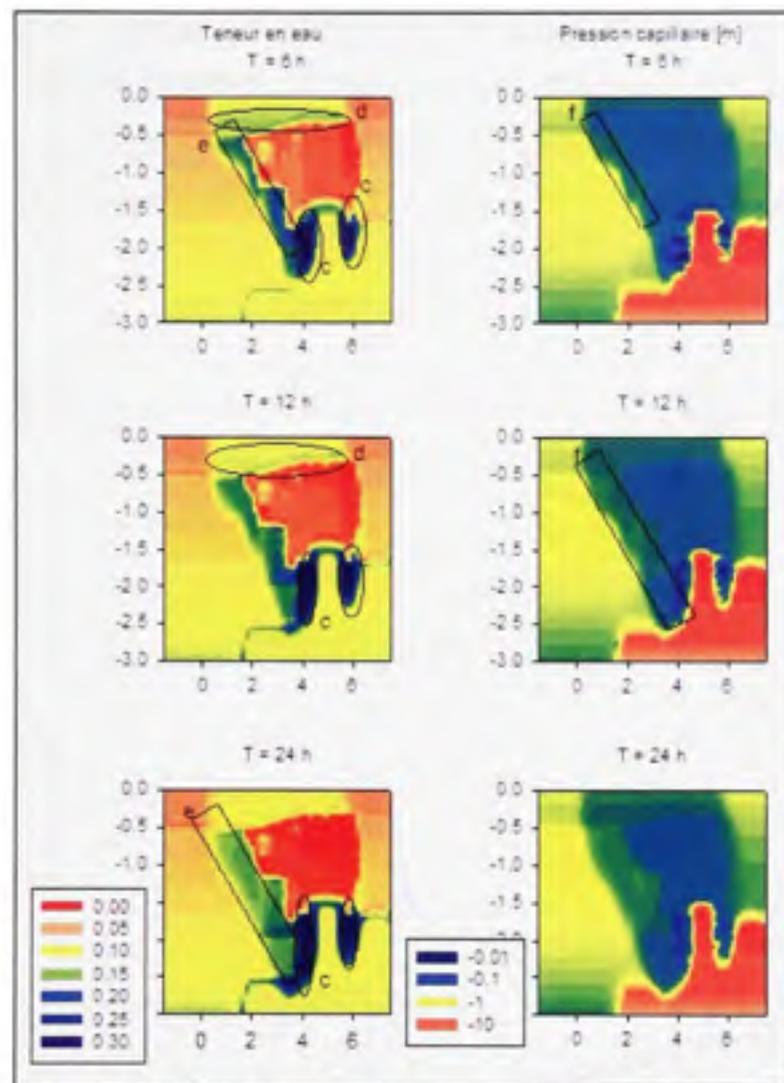


Figure 4.7 Variation des champs de teneurs en eau et de pressions capillaires.

Le champ des pressions capillaires montre une augmentation de celles-ci au-dessus de la dalle. Cette nappe perchée se déverse finalement de part et d'autre de la dalle et s'infiltré plus en profondeur créant ainsi des voies de circulation préférentielle (Figure 4.7c).

A $T = 6h$, l'unité 1 continue à se désaturer mais l'eau s'accumule à sa base (Figure 4.7d) et l'écoulement entre cette unité et l'unité 2 s'amorce (Figure 4.7e). Le champ des pressions capillaires montre que celles-ci sont moins élevées à l'interface entre l'unité 2 et l'unité 3 (Figure 4.7f) tandis qu'elles sont plus élevées dans cette dernière. L'écoulement contourne l'unité 3 et se fait seulement le long de l'interface entre l'unité 2 et l'unité 3.

Au-delà de $T = 12h$, l'écoulement continue à se faire dans l'unité 2 le long de l'interface entre l'unité 2 et l'unité 3. Les coupes du champ de teneur en eau montre que l'écoulement se fait dans l'unité 2 (voir figures 4.8 et 4.9). Sur la figure 4.8, le chevauchement des courbes à $T = 3h$ et à $T = 24h$, montre qu'au bout de 3 heures, il n'y avait plus d'écoulement dans l'unité 3.

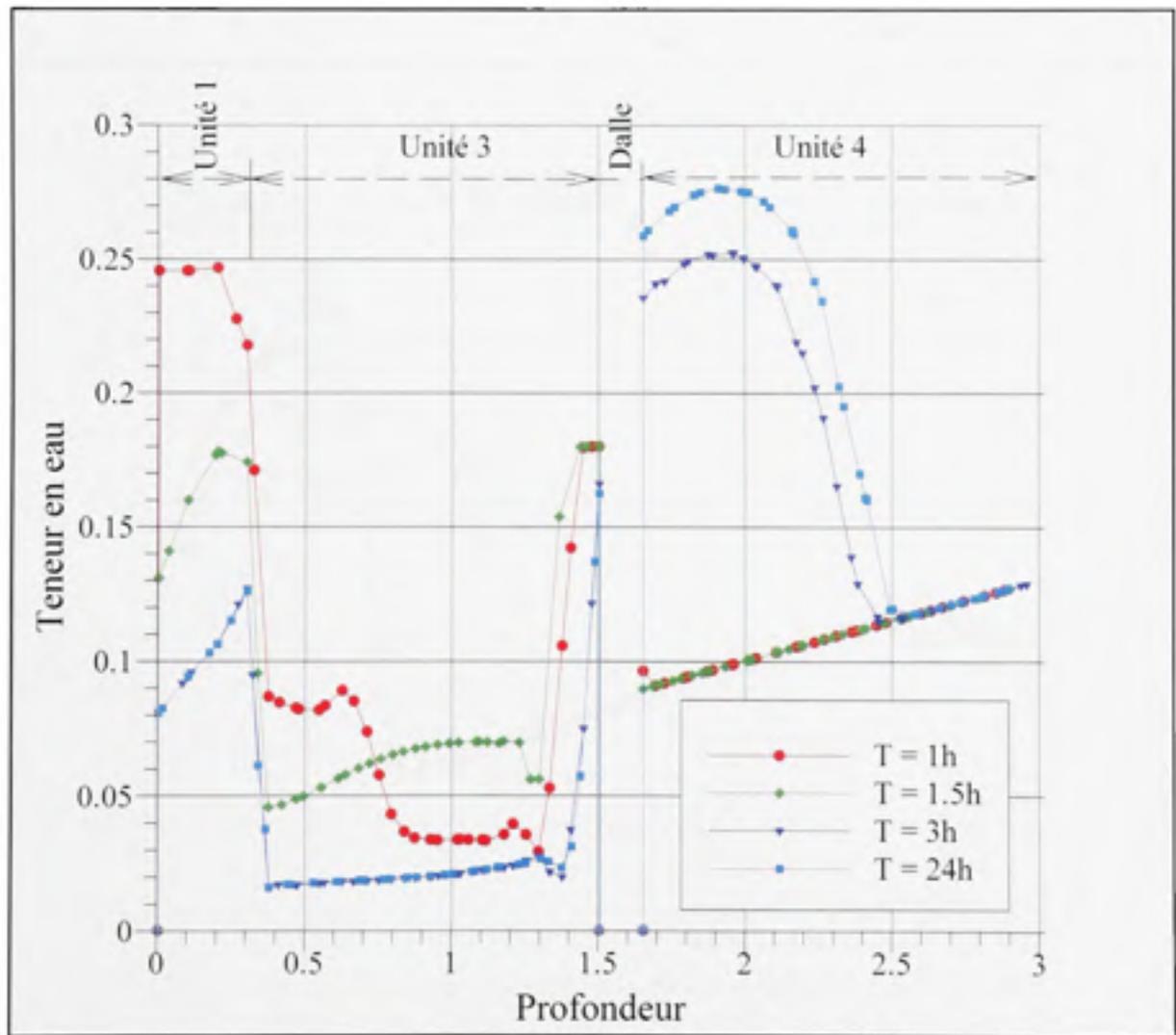


Figure 4.8 Profil de teneurs en eau à X = 4.5m.

La comparaison des coupes des figure 4.7 et 4.8 montre les eaux infiltrées atteignent une plus grande profondeur. Dans le cas de la figure 4.7, l'écoulement dans l'unité 3 constituée de matériaux grossiers est plus rapide. À $T = 24\text{h}$, l'infiltration a atteint une profondeur de 2.5m. Pour la figure 4.8, l'écoulement se fait dans les unités 1, 2 et 4 constitué d'une matrice silteuse. Les eaux infiltrées s'y écoulement plus lentement et à $T = 24\text{h}$, l'infiltration a atteint une profondeur de 1.5m.

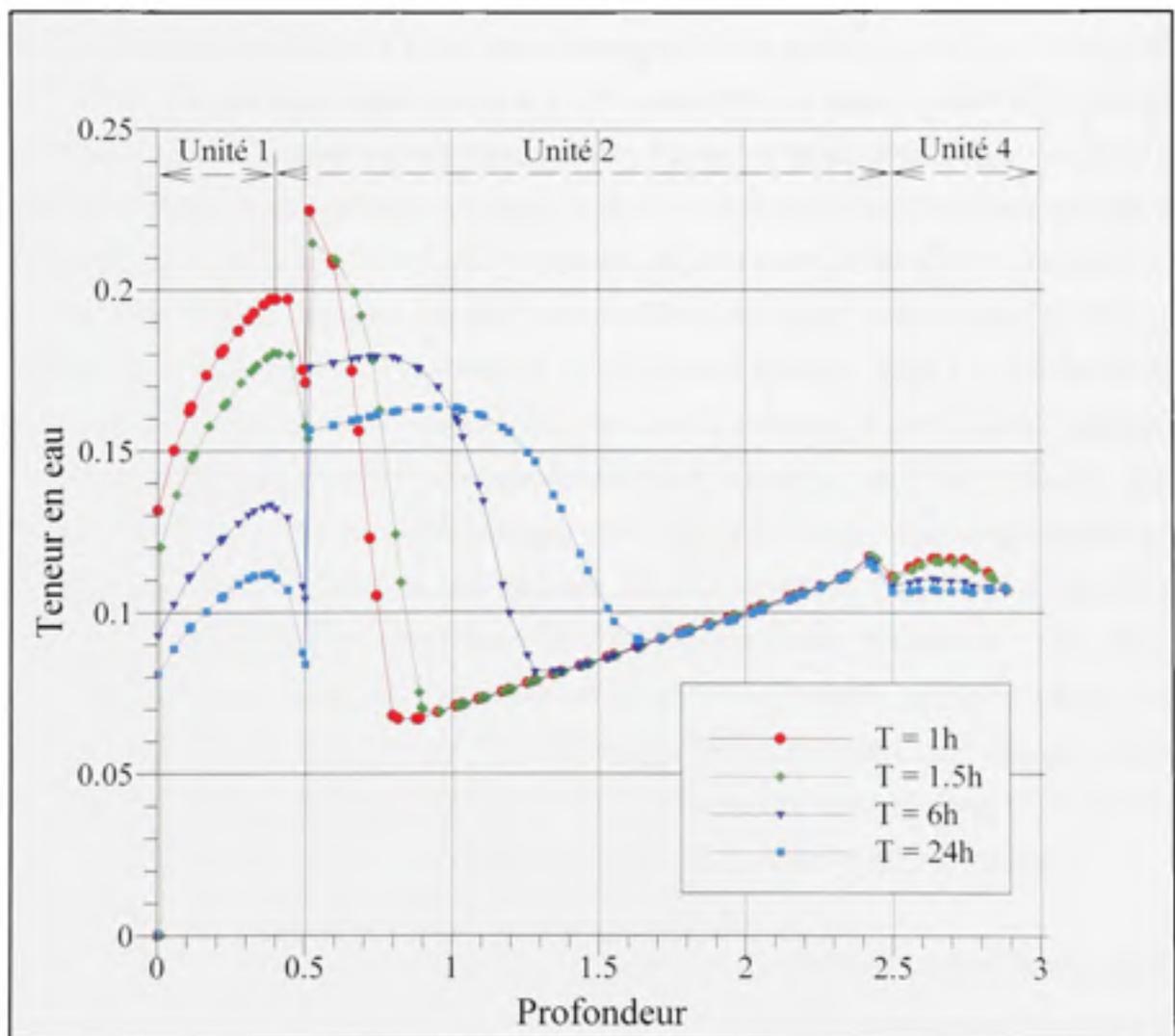


Figure 4.9 Profil de teneurs en eau à X = 1.5m.

4.4 Facteurs à la base de l'hétérogénéité hydrodynamique de l'écoulement

Lors d'une infiltration, plusieurs types d'hétérogénéités ont un effet dynamique sur l'écoulement. La discussion qui suit commente le contrôle sur l'écoulement que ces différents types d'hétérogénéités ont exercé.

4.4.1 Stratification du sol

Dans le domaine modélisé, on a des séquences matériau fin-matériau grossier et vice-versa. Dans le cas des unités 1 (remblai de silt et pierre concassée) et l'unité 3 (remblai de briques), on a une séquence matériau fin-matériau grossier. Pendant la phase d'irrigation la teneur en eau dans l'unité 1 atteint presque la saturation ($\theta_{sat} = 0,28$) comme le montre le graphique de la figure 4.6, où on note qu'à la fin de l'irrigation et juste avant le début de la redistribution (courbe $\theta_{0\text{ h}}$), la teneur en eau est d'environ 0,25 dans les 0,3 mètres (unité 1). Pendant la phase de la redistribution, l'écoulement est limité dans l'unité 3 suite à la différence des propriétés capillaires entre les unités 1 et 3: on est en présence d'une barrière capillaire. L'eau est retenue dans l'unité 1 parce que les forces capillaires γ sont plus élevées que dans l'unité 3 (Voir figure 4.8). Le profil de teneur en eau après 1,5 heures de drainage montre que la teneur en eau continue de diminuer. En outre, on note sur la même figure 4.8 une teneur en eau plus élevée à l'interface entre l'unité 1 et l'unité 3 (à 0,3 m de profondeur). Ceci dénote une accumulation de l'eau à cette interface due à l'effet de la barrière capillaire. Sur les deux autres profils ($\theta_{3\text{ h}}$ et $\theta_{24\text{ h}}$) on note la même accumulation. De plus on constate que les deux profils se superposent entre $X = 0\text{ m}$ et $X = 0,3\text{ m}$ (unité 1) et entre $X = 0,3\text{ m}$ et $X = 1,5\text{ m}$ (unité 3), signe qu'il n'y a plus d'échange d'eau entre l'unité 1 et l'unité 3.

Les structures massives comme la dalle ou le mur constituent un autre type d'hétérogénéité que l'on rencontre dans le domaine. Ces structures sont considérées non poreuses et ont été représentées comme des limites internes dans le domaine modélisé et une condition de non flux a été assignée sur leurs frontières. Ces structures constituent des barrières physiques à l'écoulement. Quand l'eau qui s'infiltré arrive au niveau de ces structures, elle s'accumule

jusqu'à former une nappe perchée qui se déverse finalement plus en profondeur créant ainsi des voies de circulation préférentielle (Voir figure 4.10). On voit sur la figure 4.10 la distribution de la teneur en eau avec le champ de vitesses en filigrane. Ces écoulements s'apparentent aux écoulements préférentiels appelés «funneled flow» ou écoulement en entonnoir (Hendrickx et Flury, 2001; Heilig, 2003). Ce type d'écoulement apparaît lorsqu'il se forme une barrière capillaire à l'interface entre un matériau à texture fine et un matériau à texture grossière. En conditions non saturée, lorsqu'un matériau fin surmonte un matériau grossier les forces capillaires étant plus élevées dans le matériau à texture fine, ces dernières peuvent empêcher le passage de l'écoulement dans le matériau grossier sous-jacent. Un écoulement à forte composante latérale et concentré dans le matériau à texture fine est ainsi engendré. Dans le cas de la figure 4.10 les barrières sont physiques et non capillaires mais engendrent néanmoins des écoulements latéraux qui se déversent en écoulements concentrés en colonnes aux extrémités de ces structures.

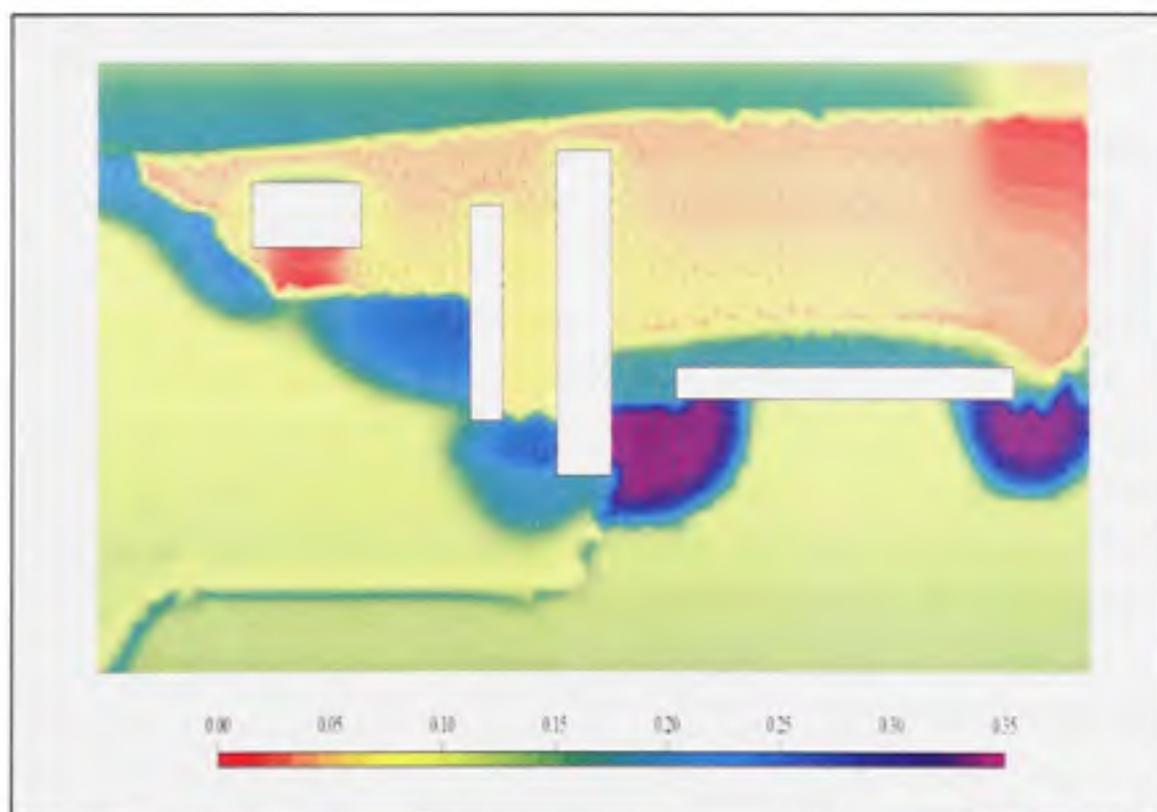


Figure 4.10 Effets des structures massives sur l'écoulement.

4.4.2 Effet des éléments grossiers

Les éléments grossiers présents dans le sol sont par convention les éléments dont les dimensions sont supérieures à 2 mm. En étudiant des mélanges de sols argileux et limoneux avec du verre pilé (< 6 mm) à différentes proportions, Fiès et al. (2002) ont montré l'interaction entre les éléments grossiers et la terre fine ainsi que les conséquences de cette distribution bimodale de la porosité sur les capacités de rétention d'un sol. La porosité totale du sol est divisée en deux, une porosité fine et une porosité due aux lacunes grossières. L'incorporation des éléments grossiers au sol se traduit dans tous les cas par une diminution des capacités de rétention de l'eau du sol.

L'effet de ces éléments grossiers n'a pas été directement montré par la modélisation mais il en a été tenu compte à travers les propriétés des matériaux représentés dans le modèle. L'influence des ces éléments sur les courbes de rétention et la conductivité à saturation des différents échantillons a été montré plus haut (*Voir* figure 4.1).

Lorsque les éléments grossiers ne sont pas poreux ou le sont moins que la fraction fine, ils diminuent le volume de pores par unité de volume de sol en place. Avec la diminution de la capacité de rétention en eau du sol, les eaux d'infiltration seront plus facilement entraîner en profondeur. Suivant leur pourcentage au sein d'un horizon de sol, ces éléments peuvent contrôler l'écoulement en augmentant ou en diminuant la vitesse du front d'infiltration selon qu'ils sont poreux ou non poreux. Au cours d'une infiltration, la vitesse du front d'infiltration est plus élevée au niveau d'un élément grossier non poreux et diminue après que le front d'infiltration ait dépassé l'élément grossier non-poreux. Par contre, en présence d'éléments grossiers poreux, la vitesse du front d'infiltration diminue au niveau de ces éléments, ces derniers se remplissant en même temps que le sol plus fin (Hénin, 1977). Dans le cas des éléments grossiers compacts, il faut noter aussi qu'ils diminuent la section utile d'écoulement et augmentent sa tortuosité (Gras, 1988).

Dans le second cas, les structures de plus grande dimension comme le mur et la dalle contrôlent l'écoulement en détournant ce dernier et en engendrant un écoulement rapide sur leurs parois (fig.4.9). Dans le cas des structures plus larges, on note aussi la formation d'une nappe perchée qui se déversent de part et d'autre de la dalle en deux écoulements préférentiels.

4.5 Typologie des écoulements

Les écoulements surviennent à différentes échelles et les moyens de détection de ces derniers diffèrent. Quatre des 5 types d'écoulements préférentiels définis par Nieber (2001) se produisent à des échelles correspondant à l'échelle mésoscopique telle que définie au premier chapitre de ce travail. La discussion ci-dessus a montré que l'hétérogénéité de l'écoulement dans le remblai est due à sa très grande hétérogénéité structurale. On peut donc dire que le mécanisme principal à la base de l'hétérogénéité de l'écoulement est l'« heterogeneity driven-flow ». Ceci se matérialise par des écoulements préférentiels de type « funneled flow » et des écoulements rapides dus à la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques du remblai. L'écoulement en entonnoir se traduit par une redirection latérale de l'écoulement par les structures massives du remblai suivie par une concentration de l'écoulement en colonnes. Les écoulements rapides s'observent dans l'unité 3 caractérisée par des propriétés de rétention faibles et une très grande conductivité hydraulique.

L'écoulement instable se traduit par la non uniformité du front d'infiltration sous la forme de digitations en avant de celui-ci. Si l'écoulement en entonnoir peut être représenté par l'équation de Darcy-Buckingham en milieu non saturé (ou équation de Richards) par contre les écoulements instables requièrent des modèles qui prennent en compte les phénomènes tels que la double porosité et la double perméabilité du milieu, les effets d'eau mobile et d'eau immobile etc. Simunek et al (2003) fait une revue et compare les modèles décrivant les écoulements préférentiels et les écoulements instables. Le logiciel utilisé pour simuler l'infiltration utilise l'équation de Richards pour représenter les écoulements. Les seuls écoulements qui pouvaient donc être mis en évidence sont les « funneled flow » bien que la

présence d'autres types d'écoulements préférentiels soit plus que probable compte tenu de la configuration du modèle hydrostratigraphique et des phénomènes en présence. C'est le cas des écoulements instables. Le « gravity driven instable flow » et le « oscillatory instable flow » selon la classification de Nieber. En effet, au cours d'une redistribution de l'écoulement après une infiltration, cette dernière a tendance à produire un gradient de potentiel matriciel inverse, plus négatif en surface, ce qui est propice à l'établissement d'un écoulement instable (Jury et Horton, 2004). De plus d'autres phénomènes peuvent engendrer ces écoulements instables tels que la présence de matériau à texture grossière ou la stratification du sol.

Quant à l'écoulement dans les macropores, les équations sur les transferts hydriques dans les sols ont été formulées avec l'hypothèse que ces milieux poreux sont homogènes. Mais en réalité les sols peuvent renfermer des lacunes formées par la faune du sol, les racines des plantes, les fissures et autres conduits naturels. Dans ce type de sols, la loi de Darcy-Buckingham peut être prise en défaut. En effet, on constate que lorsque les sols présentent une macroporosité, l'écoulement ne se fait pas de façon uniforme à travers toute la matrice poreuse mais présente des écoulements rapides à travers des voies de circulations préférentielles correspondant à une fraction de la porosité totale du volume de sol considéré. Ceci a comme conséquence qu'une partie de l'eau et de solutés dissous ainsi que les particules en suspension dans l'eau court-circuitent une part importante du volume de la matrice poreuse (Beven et Germann, 1982).

CONCLUSION

L'étude que nous avons présentée ici avait pour but de montrer le potentiel de la géophysique combinée à la modélisation hydrogéologique dans la caractérisation de l'écoulement dans des matériaux anthropiques en l'occurrence les remblais urbains. L'étude a porté sur le monitoring de l'infiltration dans un remblai urbain caractérisé par une très forte hétérogénéité. Une infiltration a été réalisée et des mesures de résistivité effectuées à différents intervalles dans le but de suivre l'évolution des teneurs en eau. Avant l'irrigation, une prospection du site par résistivité électrique a eu lieu. Par la suite deux autres séries de mesures ont été réalisées : immédiatement après irrigation et 24 heures après. Ceci a permis l'obtention de blocs de résistivités électriques 3D. Une inversion individuelle de chaque série de mesures et une inversion simultanée de toutes les séries (inversion 4D) de mesures ont été effectuées. L'inversion 4D de ces données de résistivité a permis d'obtenir des résultats moins affectés par des artefacts dus au processus numérique d'inversion contrairement à l'inversion individuelle. Les mesures de résistivité ont montré une diminution des résistivités que l'on attribue directement à l'augmentation de l'humidité du sol suite à l'infiltration. Cette augmentation de l'humidité du sol a été confirmée par des mesures des teneurs en eau prises en quelques points sur la zone irriguée. Les cartes de résistivité montrent un écoulement non uniforme. Un écoulement préférentiel est en outre remarquable au milieu de la zone investiguée.

La combinaison des mesures de résistivité, des observations directes dans des tranchées creusées sur le site ainsi qu'une modélisation géophysique a permis de caractériser la structure du remblai. Par la suite, un modèle hydrostratigraphique a pu être défini pour l'étude de l'écoulement. La modélisation hydrogéologique de l'écoulement a permis de mettre en évidence l'effet de l'hétérogénéité sur l'écoulement. Cet effet de l'hétérogénéité d'un point de vue hydrodynamique se traduit par des phénomènes de barrières capillaires et d'écoulements préférentiels.

Des études futures sont cependant nécessaires pour améliorer notre compréhension de l'hydrodynamique des milieux très hétérogènes. Celles-ci pourront s'orienter dans le sens du couplage de plusieurs méthodes géophysiques (Résistivité électrique, radar géologique, méthodes électromagnétiques) pour fin de comparaison et de validation et de la réduction des limitations rencontrées au cours de cette étude. C'est le cas notamment de la vitesse d'acquisition des données en rapport avec l'appareillage utilisé. En effet pour le nombre et la configuration d'électrodes utilisées, un ensemble de mesures nécessitait environ 4 heures. Ce qui peut être long dans le cas d'écoulements très rapides. Il se produit donc une perte d'information entre le début et la fin des mesures. Un temps d'échantillonnage plus court apporterait sans doute un surplus d'information sur l'évolution de l'écoulement dans la zone non saturée du sol. Une autre limitation est dû au manque de précision des modèles qui relient la résistivité à la teneur en eau à cause notamment de la méconnaissance du mode de variation de la conductivité de surface en fonction de la teneur en eau. Cette difficulté peut être contournée en établissant une relation sur terrain entre la résistivité électrique et la teneur en eau. Il sera ainsi possible d'inférer une spatialisation plus précise de la teneur en eau à partir de la distribution de la résistivité. Ceci permettra par exemple une implémentation des conditions initiales plus proche de la réalité dans le modèle hydrogéologique. Enfin, une autre limitation était due à la sous-représentation de l'hétérogénéité réelle du remblai dans le modèle hydrogéologique. Par exemple le remblai de briques a été représenté comme une unité homogène et l'écoulement a été modélisé par l'équation de Richards. Le remblai de briques possède en réalité une porosité de matrice et une autre due aux lacunes et macropores. Ceci implique des cinétiques différentes dans le même milieu. Afin de représenter mathématiquement de manière plus réaliste les processus d'écoulement en présence de ce type d'hétérogénéités, un modèle à double porosité pourrait être utilisé ou un modèle d'ondes cinématiques pour simuler l'écoulement dans les lacunes et macropores.

BIBLIOGRAPHIE

- Archie G.E.1942. *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*. Petroleum Technology, T.P. 1422.
- Arya L.M. et Paris J.F. 1981. *Physicoempirical Model to Predict the Soil Moisture Characteristic from Particle-size Distribution and Bulk Density Data*. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, p. 1023-1030.
- Asseline J. 1997. *Le simulateur de pluie en 1997*. En ligne. http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/bre/010011104.pdf. Consulté le 7/08/2008.
- Avendano F. 1999. *Utilisation d'un simulateur de pluie pour la conception d'un banc d'essai des processus hydrologiques et études d'érosion et d'infiltration*. Mémoire de fin d'étude. École de technologie Supérieure, Montréal, Canada.
- Babel M.S., Loof R. et Das Gupta A. 1995. *Fingered preferential flow in unsaturated homogeneous coarse sands*. Hydrological Sciences Journal 40, p. 1-18.
- Barker R et Moore J. 1998. *The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies*. The leading edge, October 1998, p. 1454-1458.
- Benderriter Y et Scott, J. 1999. *Short time variation of the resistivity in an unsaturated soil: the relationship with rainfall*. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 4, p. 37-49.
- Beven P. et Germann K. 1982. *Macropores and water in soils*. Water resources Research, 18, n°5, p. 1311-1325.
- Binley A., Shaw B. et Henry-Poulter S. 1996. *Flow pathways in porous media: electrical resistance tomography and dye staining image verification*. Meas. Sci. Technol., 7, p. 384-390.
- Binley A., Cassiani G., Middleton R. et Winship P. 2002. *Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging*. Journal of hydrology, 267, 3-4, p. 147-159.
- Boudreault, J-P. et Dubé, J-S. 2005. *Projet pilote sur la caractérisation des remblais hétérogènes urbains*. Americana 2005, Montréal, QC, Canada.
- Bouwer H. et Rice R.C. 1984. *Hydraulic properties of stony Vadose zones*. Groundwater, 22, p. 696-705.
- Brakensiek D.L. et Rawls W.J. 1994. *Soil containing rock fragments: effects on infiltration*. Catena, 23, p.99-110.

- Breyse D. et Kastner R. 2003. *Sols urbains*. Paris : Hermès Science Publications, 462 p.
- Butcher B., Hinz C., Flury M. et Flüeler H. 1995. *Heterogeneous flow and solute transport in an unsaturated stony soil monolith*. Soil Sci. Soc. Am. J., 59, p.14-21.
- Calvet R. 2003. *Le sol : propriétés et fonctions. T2*. Paris : Éditions France Agricole, 511 p.
- Chambers J.E., Kuras O., Meldrum P.I., Ogilvy R.D. et Hollands J. 2006. *Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic and engineering investigations at a former waste-disposal site*. Geophysics, 71, n°6, p.231-239.
- Chapelier D. 2001. *Prospection électrique de surface*. En ligne. «http://www-ig.unil.ch/cours/pdf/doc_pro/pro_Épdf». Cours online de Géophysique. Université de Lausanne. Consulté le 10/11/2008.
- Chapuis R.P. et Aubertin M. 2003. *On the use of Kozeny-Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils*. Canadian Geotechnic Journal, 40, p.616-628.
- Clothier B.E., White I. et Hamilton G. J. 1981. *Constant-rate rainfall infiltration: Field experiment*. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, p. 245-249.
- Craul, P. 1992. *Urban soils in landscape design*. New-York: John Wiley and Sons, 369 p.
- Dahan O., Macdonald V. et Young M. 2003. *Flexible Time Domain Reflectometry Probe for Deep Vadose Zone Monitoring*. Vadose Zone Journal, 2, p. 270-275.
- Dahlin T. 1996. *2D resistivity surveying for environmental and engineering application*. First Break, 14, n°7, p. 275-283.
- Dahlin, T. 2001. *The development of DC resistivity imaging techniques*. Computers and Geosciences, 27, p. 1019-1029.
- Dicarlo D., Bauters T., Darnault C., Steenhuis T. et Parlange J-Y. 1999. *Lateral expansion of preferential flow paths in sands*. Water Resources Research, 32, n°2, p.427-434.
- El Idrissi A. 1996. *Effet de l'humidité initiale du sol sur le processus de ruissellement à l'échelle de la parcelle et du bassin versant*. Thèse de doctorat, Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgique.
- Fetter C.W. 1999. *Contaminant hydrogeology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, U.S.A.
- Fiés J.C., De Louvigny N. et Chanzy A. 2002. *The role of stones in soil water retention*. European Journal of Soil Science, 53, p. 95-104.

- Ghodrati M., Ernst F.F et Jury W. 1990a. *Effective design for small flood-irrigated field plots*, Journal of Contaminant Hydrology 4, p. 207-226.
- Ghodrati M., Ernst F.F et Jury W. 1990b. *Automated spray system for application of solutes to smallfield plots*, Soil Sci. Soc. Am. J., 54, p. 287-290.
- Ghodrati M. et Jury W. 1990c. *A field study using dyes to characterize preferential flow*, Soil Sci. Soc. Am. J., 54, p. 1558-1563.
- Girard M. 2005. *Sols et environnement : cours, exercices et études de cas*. Paris: Dunod. 216 p.
- Glass R.J., Brainard J.R. et Jim Yeh T.-C. 2005. *Infiltration in unsaturated layered fluvial deposit at Rio Bravo: Macroscopic anisotropy and heterogeneous transport*, Vadose Zone Journal, Soil Sci. Soc. Am. J., 5, p. 22-31.
- Goutaland D., Winiarski T., Angulo-Jaramillo R., Lassabatère L., Bièvre G., Buoncristiani J.F, Dubé J.-S., Mesbah A. et Cazalets H. 2007. *Étude hydrogéophysique de la zone non saturée hétérogène d'un bassin d'infiltration d'eau pluviales*. Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées, n°268-269, p.173-192.
- Gras R. 1988. *Physique du sol pour l'aménagement*. Paris : Masson, 587 p.
- Guérin R., Panissod C, Thiry M., Benderitter Y., Tabbagh A. et Huet-Taillanter S.1999. *La friche industrielle de Mortagne-du-Nord (59) – III – Approche méthodologique d'étude géophysique non-destructive des sites pollués par des eaux fortement minéralisées*. Bull. Soc. Géol. France, T. 173, 5, p. 471-477.
- Hagrey S.A. et Michaelsen J. 1999. *Resistivity and percolation study of preferential flow in vadose zone at Bokhorst, Germany*. Geophysics, 64, p. 746-753.
- Hagrey S.A., Schubert-Klempnauer T., Wachsmuth D. et Michaelsen J.1999. *Preferential flow: first results of a full- scale flow model*, Geophys. J. Int. 138, p. 643-654.
- Hanke M., Perry D., Kung K-J. et Bubenzer G. 2004. *A low-intensity, high-uniformity water application system*, Soil Science Society of America Journal, 68, p.1833-1837.
- Heilig A., Steenhuis T., Walter M. et Herbert M. 2003. *Funneled flow mechanisms in layered soil: field investigations*, Journal of hydrology, 279, p.210-223.
- Hendrickx J. et Flury M. 2001. *Uniform and preferential flow mechanism in the vadose zone*. En ligne. «<http://www.nap.edu/catalog/10102.html>». Consulté le 20 septembre 2009.
- Hénin S. 1977. *Cours de physique du sol : l'eau et le sol – les propriétés mécaniques - la chaleur et le sol*. Éditest, Bruxelles, Belgique, 221p.

- Hillel D. 1998. *Environmental soil physics*. San Diego : Academic Press. 771 p.
- Hirata R., Stimson J., Varnier C. 2006. *Urban hydrogeology in developing countries: Chronicle of a foreseen crisis*, International Symposium on Groundwater Sustainability, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain.
- Horn R., Taubner H., Wuttke M. et Baumgartl T. 1994. *Soil physical properties related to soil structure*. Soil and Tillage research, 30, p.187-216.
- Jury W. et Horton R. 2004. *Soil Physics*. John Wiley and Sons, 370 p.
- Kachanoski R.G., Pringle E. et Ward A. 1992. *Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry*, Soil Sci. Soc. Am. J. 56, p.47-52.
- Kemna A., Vanderborght J., Kulesa B. et Vereecken H. *Imaging and characterization of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models*, Journal of hydrology, 267, p.125-146.
- Khaleel R. et Relyea J.F. 1997. *Correcting laboratory-measured retention data for gravels*. Water Resources Research, 33, n°8, p.1875-1878.
- Kim G.J., Chon C. et Lee J. 2004. *Effect of structure and texture on infiltration flow pattern during flood irrigation*. Environmental Geology 46, p. 962-969.
- Kim J-H., Myeong-Jong Yi, Park S.-G., Yi M.-J. et Kim J.-G. 2009. *4-D inversion of geophysical monitoring data acquired over dynamically changing earth model*. Journal of Applied Geophysics 68, n°4, p. 522-532.
- Kutilek M. et Nielsen D. 1994. *Soil hydrology*. Cremlingen-Destedt, GW : Catena Verlag, 370 p.
- Lesmes D.P. et Friedmann S.P.2005. *Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils*. Hydrogeophysics, p. 87-128.
- Lefebvre R. 2000. *Écoulement multiphase en milieux poreux*. Notes de cours, 4^{ème} édition, Université Laval, INRS-Géoresources, Québec.
- Liu Y., Steenhuis T. et Parlange J-Y, 1994. *Formation and persistence of fingered flow fields in coarse grained soils under different moisture contents*. Journal of hydrology, 159, p. 187-195.
- Loke M.H. et Barker R.D.1996a. *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method*. Geophysical Prospecting 44, p. 131-152.

- Loke M.H. et Barker R.D.1996b. *Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion*, Geophysical Prospecting 44, p. 499-523.
- Loke M.H. 2004. *Tutorial:2D and 3Delectrical imaging surveys*. En ligne. http://www-geo.phys.ualberta.ca/~unsworth/UA-classes/223/loke_course_notes.pdf. Consulté le 10/11/2008.
- Meyer L.D. et McCune D.L. 1958. *Rainfall simulator for runoff plots*, Agricultural engineering, p. 644-648.
- Meyer L.D. 1994. *Rainfall simulators for erosion research*. in Soil erosion research methods. Lal R.(ed). Soil and water conservation society.
- Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D. et Tabbagh A.2003. *Spatial and temporal monitoring of soil water content with a irrigated corn crop cover using surface resistivity tomography*, Water Resources Research 35, n°5, p. 1138-1158.
- Mualem Y. et Friedman S.P. 1991. *Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil*. Water Resources Research, 27, n°10, p.2771-2777.
- Musy A. et Soutter M. 1991. *Physique du sol*. Lausanne : Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 335 p.
- Nieber J. 2001. *The relation of preferential flow to water quality, and its theoretical and experimental quantification*. Preferential flow water; Movement and chemical transport in the environment. ASAE, Honolulu, Hawaii, USA, Proc. 2nd Intl. Symp., p. 1-10.
- Oldenburg, D. et Li, Y. 1999. *Estimating depth of investigation in DC resistivity and IP surveys*, Geophysics 64, p. 403.
- Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture. 1999. *Base de référence mondiale pour les ressources en sols*. Rapport sur les ressources en sols du monde. Rome, Italie.
- Park S. 1998. *Fluid migration in the vadose zone from 3-D inversion of resistivity monitoring data*, Geophysics, 63, n°1, p. 41-51.
- Parkin G., Kachanoski G., Elrick D. et Gibson G.1995. *Unsaturated hydraulic conductivity measured by time domain reflectometry under a rainfall simulator*. Water resources research, 31, n°3, p. 447-454.
- Pidlisecky, A., Haber, E. et Knight, R.2007. *RESINV3MD: a 3D resistivity inversion package*, Geophysics 72, n°2, p. H1-H10.

- Quéformat Itée. (2004a). *Rapport de caractérisation environnementale Phase I : Développement projeté de l'École de technologie supérieure*. Longueuil.
- Quéformat Itée. (2004b). *Rapport de caractérisation environnementale Phase II : Développement projeté de l'École de technologie supérieure*. Longueuil.
- Rhoades J.D., Raats P. et Prather R.J. 1976. *Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity*. Soil. Sci. Soc. Am. J., 40, p. 652-655.
- Rossiter, D.G. et Burghardt, W. 2003. *Classification of urban & industrial soils in the World Reference Base for Soil Resources: Working Document*. En ligne. «<http://www.itc.nl/~rossiter/Docs/SUITMA/Vorschlag.pdf>». Consulté le 2 avril 2010.
- Saléhi F., Pesant A.R., Bérard A. et Lagacé R. 1993. *Preliminary estimates of the erodibility of ten Quebec Eastern townships soil series*. Canadian Agricultural Engineering, July/August/September, p.157-164.
- Samouëlian, A. Cousin, I. Tabbagh, A. Bruand, A et Richard, G.2005. *Electrical resistivity survey in soil science: a review*. Soil and Tillage Research 83, p. 173-193.
- Samouëlian A.2004. *Analyse tridimensionnelle non destructive de la fissuration d'un sol cultivé à partir des mesures de résistivité électrique*. Thèse de doctorat, INRA, Orléans. France.
- Sharma P.V. 1997. *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 500 p.
- Si B., Kachanoski G.,Zhang F., Parkin G. et Elrick D. 1999. *Measurement of hydraulic properties during constant flux infiltration: Field average*. Soil Science society of America Journal. 63, p.793-799.
- Simunek J. et van Genuchten M.Th. 1999. *The hydrus 2D code for simulating the two-dimensional movement of water, heat and multiple solute in variably-saturated porous media*. U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California.
- Simunek J., Jarvis N., van Genuchten M. et Gardenas A. 2003. *Review and comparison of models describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone*. Journal of hydrology, 272, p. 14-35.
- Slatt R.M.2006. *Stratigraphic Reservoir Characterization for Petroleum Geologists, Geophysicists and Engineers*. Amsterdam: Elsevier, 473 p.

- Tabbagh, A., Dabas, M., Hesse, A. et Panissod, C. 2000. *Soil resistivity: a non-invasive tool to map soil structure horizonation*. Geoderma 97, p. 393-404.
- Topp, G.C., Davis, J.L. et Annan, A.P.(1980). *Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines*. Water Resources Research 16, p. 574-582.
- Topp, G.C. et Davis, J.L.(1985). *Time-domain reflectometry (TDR) and its application to irrigation scheduling*. Advances in Irrigation, volume 3, p. 107-127.
- Topp G.C. 2003. *State of the of measuring soil water content*. Hydrological Process, 17, p. 2993-2996.
- van Genuchten M.TH. 1980. *A closed-form equation for predicting hydraulic conductivity for unsaturated soils*. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, p. 892-898.
- van Genuchten M.TH., Leij F.J. et Yates S.R. 1991. *The RETC code for quantifying the hydraulic fonctions of unsaturated soils*. En ligne. «http://afsrweb.usda.gov/SP2UserFiles/Place/53102000/pdf_pubs/P1228.pdf». Consulté le 16 décembre 2008.
- Wang K., Zhang R. et Yasuda H. 2006. *Characterizing heterogeneity of soil water flow by dye infiltration experiments*. En ligne. «www.elsevier.com/locate/jhydrol». Consulté le 10 juin 2010.
- Waxman M.H. 1968. *Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands*. Soc. Pet. Eng. J., 8, p. 107-122.
- Wierenga P.J., Hills, R.G. et Hudson, D.B. 1991. *The Las Cruces trench site: Characterization, experimental results, and one-dimensional flow predictions*. Water resources research 27, n°10, p. 2695-2705.
- Wisén R., Linders F. et Dahlin T. 2006. *2D and 3D Resistivity imaging in an investigation of boulder occurrence and soil depth in glacial till*. Near Surface 2006 – the 12th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics of the Near Surface Geoscience, Helsinki, Finland.
- Yi M-J., Kim, J.H. Song Y., Cho S-J., Chung S-H. et Su J-H. 2001. *Three-dimensional imaging of subsurface structures using resistivity data*. Geophysical Prospecting 49, p. 483-497.
- Yi, M-J, Kim, J.H. et Son, J.S. 2008. *4-D Inversion of 3-D Resistivity Monitoring Data from LNG Storage Pilot Plant*. Near surface 2008, 14th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Krakow, Poland.

- Zhou Q.Y., Shimada, J. et Sato, A. 2001. *Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography*. Water resources research 37, n°2, p. 273-285.
- Zhou Q.Y., Shimada, J. et Sato, A. 2002. *Temporal variations of the three-dimensional rainfall infiltration process in heterogeneous soil*. Water resources research 38, n°4, p. 1-16.