N°d'ordre NNT : 2016LYSET012

THESE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LYON

Opérée au sein de
L'Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat (ENTPE)

En cotutelle avec
L'Université Fédérale de Pernambouc (UFPE)

Ecole Doctorale N° 206
Ecole Doctorale Chimie de Lyon

Spécialité / discipline de doctorat :

Soutenue publiquement le 14/12/2016, par :

Artur Paiva Coutinho

Importance de l'hétérogénéité structurale de la zone non saturée pour la modélisation de l'écoulement à méso-échelle

---

Devant le jury composé de :

Marmonier, Pierre, Professeur UCBL, UCBL	Président
Montenegro, Suzana, Professeur UFPE, UFPE	Rapporteure
Martins, Jean, HDR, DR CNRS, LTHE	Rapporteur
Bechet, Béatrice, Docteur, CR MEEM, IFSTTAR	Examinatrice
Winiarski, Thierry, HDR, DR MEEM, ENTPE	Examinateur
Angulo Jaramillo, Rafael, HDR, CR CNRS, ENTPE	Directeur de thèse
Antonino, Antonio Celso Dantas, Professeur UFPE, UFPE	co-Directeur de thèse

SOMMAIRE DU DOCUMENT

LISTE DES FIGURES	3
LISTE DES TABLEAUX	7
RESUMES COURTS	9
RESUME LONG EN FRANÇAIS	11
ANNEXES	41
MANUSCRIT EN PORTUGAIS	89
FOLIO ADMINISTRATIF	259

LISTE DE FIGURES[1]

Figure 1. Triangle de texture du sol de l'USDA 35

Figure 2. Courbes de rétention d'eau pour différents types de sols 39

Figure 3. Algorithme pour l'estimation des paramètres de forme avec la méthode BEST 48

Figure 4. Algorithme pour l'estimation des paramètres de forme avec la méthode BEST 49

Figure 5. Techniques alternatives d'infiltration dans la zone non saturée 58

Figure 6. Échelles d'observation des processus de transfert d'eau dans le sous-sol Klingbeil *et al*.., 1999 62

Figure 7. Observation de la porosité à différentes échelles d'observation 63

Figure 8. Différentes échelles d'observation pour un milieu bimodal 64

Figure 9. Interprétation du phénomène de barrière capillaire à partir des courbes de rétention et des courbes de conductivité hydraulique 68

Figure 10. Types de phénomènes ou caractéristiques qui peuvent conduire à un écoulement préférentiel 69

Figure 11. Variation de la permittivité électrique par rapport au potentiel matriciel pour un sol constitué à 100% de sable, de limon et d'argile. Les paramètres du modèle de van Genutchen (1980) estimés avec Roseta - Hydrus 1D 85

Figure 12. Bassin d'infiltration Django Reinhardt – Lyon- France 93

Figure 13. Représentation schématique, description et granulométrie pour le code Miall concernant les principaux lithofaciès présents sous l'infiltration bassin Django Reinhardt 95

Figure 14. Radar géologique utilisé dans cette étude. Système constitué d'une unité émetteur-récepteur connectée à l'unité d'acquisition et vidéo via un câble : a) Antenne de 100MHz ; b) antenne de 200MHz 96

Figure 15. Étapes pour la modélisation des processus de transfert de l'eau à l'échelle du terrain à partir de la généralisation d'une méthode géophysique 99

Figure 16. a) Étapes pour la modélisation des processus de transfert de l'eau à l'échelle du terrain à partir de la généralisation d'une méthode géophysique ; b) Caractérisation géophysique par GPR ; c) Interprétation des principales unités structurelles 100

Figure 17. Lecture des signaux radar pour l'interprétation radar-gramme des lithofaciès 101

Figure 18. Modèle pseudo 3D construit à l'aide du logiciel Radan 3D. Intersection entre une coupe longitudinale et une coupe transversale 101

Figure 19. L'interprétation d'une structure avec de multiples sections parallèles 102

[1] Les pages des listes des figures et tableaux font référence à la pagination du manuscrit en portugais

Figura 20. a) Caractéristiques géologiques de l'est de la ville de Lyon ; b) Emplacement du site d'étude dans le district de Chassieu. Le Bassin d'infiltration Django Reinhardt se situe sur un dépôt fluvioglaciaire avec une épaisseur de la zone non saturée de 13m c) Mise en place du système de coordonnées rectangulaires utilisées pour l'acquisition GPR 108

Figure 21. a) Section représentative de l'acquisition avec l'antenne GPR de 200 MHz. Présence des réflecteurs principaux GPR ; b) Interprétation des principaux lithofaciès (Sx : sable, Gcm : sable et gravier, Gcm,b : sable et gravier bimodal) 109

Figure 22. Représentation schématique des 5 sections lithologiques étudiées ; La1 : matériaux majoritaires (Gcm,b : sable et gravier, granulométrie bimodale) ; La2 : couche de surface (Gcm : gravier sableux) ; Le,i : inclusions de sable (Sx) ; Xi : abscisse du centre de gravité de l'inclusion i ; Li : inclusion longueur maximale i (i = 1 a n, où n est nombre d'inclusions) 110

Figure 23. Image brute GPR. Traitement 200MHz 113

Figure 24. Image GPR pour le traitement de la normalisation en distance. Traitement avec l'antenne de 200MHz 114

Figure 25. Section GPR après application du traitement 'Correct Position and Backgrond Removal'. Traitement avec l'antenne de fréquence 200MHz 114

Figure 26. Section GPR après application du traitement de migration. Traitement à 200MHZ. a) traitement de la section sans migration ; b) migration avec V = 0,133 m/s 115

Figure 27. Section GPR finale après application du traitement Range gain. Image obtenue avec une fréquence de 100MHz. a) Image sans appliquer le traitement du range gain ; b) Image avec l'application du traitement du range gain 116

Figure 28. Radar-grammes réalisés le long d'une même section en utilisant une antenne de 100 MHz (ci-dessous) et de 200 MHz (ci-dessus) 117

Figure 29. Système de coordonnés utilisé pour l'application de l'antenne de fréquence 200 MHz 118

Figure 30. Image GPR obtenue à partir d'une acquisition avec l'antenne d'une fréquence de 200 MHz. Section traitée (en haut) et interprétée (ci-dessous) 119

Figure 31. Image GPR obtenue à partir d'une acquisition avec l'antenne d'une fréquence de 200 MHz. Section traitée (en haut) et interprétée (ci-dessous) 121

Figure 32. Image GPR obtenue à partir d'une acquisition avec l'antenne d'une fréquence de 200 MHz. Section traitée (en haut) et interprétée (ci-dessous) 122

Figure 33. Image GPR obtenue à partir d'une acquisition avec l'antenne d'une fréquence de 200 MHz. Section traitée (en haut) et interprétée (ci-dessous) 123

Figure 34. Interprétation du modèle stratigraphique faite à partir d'images obtenues et interprétées avec l'antenne de 200 MHz 124

Figure 35. Représentation spatiale des faciès géophysiques : modèle pseudo-3D. Modèle pseudo 3D obtenu à partir de l'interprétation de radar-grammes obtenus avec une antenne 200MHz 125

Figure 36. Image GPR initialement obtenue avec antenne GPR. Traitement en considérant une propagation de la vitesse des ondes électromagnétiques de 0,1 m/s 126

Figure 37. Mesure de la profondeur de la nappe d'eau dans le bassin d'infiltration Django Reinhardt 127

Figure 38. Image GPR obtenue avec antenne GPR de fréquence 100 MHz. Correction avec la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique de 0,133 m/s 127

Figure 39. Contrastes de propriétés diélectriques entre les zones de sol sec, la frange capillaire et la zone saturée en eau. Adapté de Reynolds (1997) 128

Figure 40. Evolution de la teneur en eau dans le sol au sein de trois sections pendant la phase de drainage 131

Figure 41. a) Flux de drainage cumulé en condition limite inférieure, à une profondeur de 4m b) débit de drainage au niveau de la condition limite inférieure ; c) charge hydraulique en surface ; d) charge hydraulique au niveau de la condition limite inférieure 134

Figure 42. Evolution de la teneur en eau dans les trois sections soumises à un événement pluvieux 136

Figure 43. a) Flux de drainage cumulé en condition limite inférieure à une profondeur de 4m ; b) débit en condition limite inférieure ; c) charge hydraulique en surface ; d) charge hydraulique en condition limite inférieure 138

Figure 44. Résultats numériques pour toutes les sections pour une chronique météorologique complète (a ou b) ; a) variation de la pression en surface; b) variation de pression en condition limite inférieure (profondeur de 4 mètres); c) flux cumulé infiltré en surface; d) flux de drainage en condition limite inférieure; e) détail pour un événement pluvieux spécifique en surface ; f) détail pour le même événement pluvieux en condition limite inférieure 141

Figure 45. a) Section GPR 24 - Image GPR traitée et obtenue à partir d'une acquisition à 200MHz ; b) Section GPR 24 - Image GPR traitée et obtenue à partir d'une acquisition à 100MHz. Stratification Gcm en vert et inclusions de sable en jaune 145

Figure 46. a) Section GPR 24 - Image GPR traitée et obtenue à partir d'une acquisition à 100MHz ; b) Section GPR 24 - Image GPR traitée et interprétée obtenu à partir d'une acquisition à 100MHz. Stratification Gcm en vert et inclusions de sable en jaune 146

Figure 47. Potentiel de pression en surface obtenue par modélisation en considérant deux images GPR obtenues avec une antenne de 100MHz et une antenne de 200MHz. 147

Figure 48. Potentiel de pression en condition limite inférieure obtenue par modélisation en considérant deux images GPR obtenues avec une antenne de 100MHz et une antenne de 200MHz 148

Figure 49. Flux de drainage cumulé en condition limite inférieure en fonction des sections décrites par GPR avec une antenne de 100 MHz et de 200 MHz 148

Figure 50. Potentiel de pression pour la section 24 et une profondeur de 2 mètres. Section 24 obtenue avec une fréquence de 100MHz et 200MHz 149

Figure 51. a) Section GPR 13- Image GPR traitée et obtenue à partir d'une acquisition à 200MHz ; b) Section GPR 13 – Image GPR interprétée et obtenue à partir d'une acquisition à 200MHz. Stratification Gcm en vert et inclusions de sable en jaune 150

Figure 52. a) Section GPR 13- Image GPR traitée et obtenue à partir d'une acquisition à 100MHz ; b) Section GPR 13 – Image GPR interprétée et obtenue à partir d'une acquisition à 100MHz. Stratification Gcm en vert et inclusions de sable en jaune 151

Figure 53. Potentiel de pression en surface obtenu par simulation numérique pour une même section GPR avec deux antennes de 100 MHz et 200 MHz (Section 13) 152

Figure 54. Potentiel de pression en condition limite inférieure obtenu par simulation numérique pour une même section GPR avec deux antennes de 100 MHz et 200 MHz (Section 13) 152

Figure 55. Flux de drainage cumulé. Différences de résultats pour une section prospectée avec différentes antennes. Section 13 153

Figure 56. Potentiel de pression en condition limite inférieure (profondeur de 2 mètres) Différences de résultats pour une section prospectée avec différentes antennes. Section 24 obtenue avec une fréquence de 100MHz et 200MHz 153

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux 1 - Classification des sols, selon la Société internationale des sciences du sol (USDA,1993) 34

Tableaux 2 - Profondeur théorique de la pénétration et de la résolution verticale moyenne pour certains types d'antennes GPR 79

Tableaux 3 - Constante diélectrique relative, vitesse et conductivité électrique pour certains matériaux. Reynolds (1997) 83

Tableaux 4 - Traitement des images Radar 89

Tableaux 5 - Nombres de sections transversales et longitudinales par antenne 96

Tableaux 6 – Paramètres hydrodynamiques des hydrofaciès (Gcm, Gcm,b et S-x), Goutaland et al. (2008) et Goutaland (2008) 103

Tableaux 7 - Indicateurs structurels et architecturaux pour les sections étudiées 129

Tableaux 8 - Correspondance entre indicateurs architecturaux et variables d'écoulement pour les sections lithologiques 144

Tableaux 9 - Indicateurs structurels pour les sections GPR traités avec différentes antennes 154

Tableaux II 1- Code de classification des lithofaciès proposé par Miall (1978) 61

Tableaux II 2- Caractéristiques du bassin infiltration Django Reinhardt 94

RESUMES COURTS

Résumé Français

La compréhension des écoulements préférentiels dans la zone non saturée en fond de bassins d'infiltration est une condition préalable à une gestion optimale de ces ouvrages. Le basin d'infiltration étudié repose sur un dépôt fluvioglaciaire hétérogène constitué d'un lithofaciès majoritaire contenant des lentilles de sable et de gravier. Une étude géophysique (radar) a permis de caractériser cette hétérogénéité sédimentologique le long de radar-grammes (sections de quelques mètres de profondeurs et de plusieurs dizaines de mètre de long). Les écoulements ont été modélisés pour toutes ces sections ainsi qu'une section fictive remplie uniquement du lithofaciès majoritaire (témoin) et pour divers évènements pluvieux type incluant une chronique météorologique complète. Les résultats montrent clairement que l'hétérogénéité lithologique a un effet significatif sur l'écoulement avec la mise en place d'écoulements hétérogènes du fait de phénomènes de barrière capillaire au niveau des lentilles de sable et de gravier en non-saturé. Cet effet se répercute sur les chemins de l'eau dans le dépôt et sur les flux en surface (infiltration et ruissellement). Les résultats montrent aussi que cet effet dépend fortement de la section considérée. La variabilité spatiale de l'hétérogénéité lithologique induit donc une variabilité spatiale des écoulements préférentiels. Certains paramètres architecturaux et géométriques relatifs à l'hétérogénéité lithologique ont été proposés pour expliquer l'effet de l'hétérogénéité lithologique sur les écoulements préférentiels, de sorte à proposer une première tentative de modélisation des écoulements à méso-échelle.

Mots clés : Hétérogénéité lithologique, Radar géologique, Indicateurs architecturaux et structurels, Modélisation numérique, Zone vadose, Ecoulements préférentiels

---

English

Understanding preferential flows in the vadose zone is a prerequisite for a proper management of infiltration basins. The studied infiltration basin lies on a strongly heterogeneous glaciofluvial deposit made of a predominant lithofacies that embeds lenses of sand and gravel. Geophysics (GPR) were used to characterize the lithological heterogeneity along radar-grammes (sections few meters deep and dozens of meters long). Flow was modelled for all these sections and compared to a synthetic section filled only with the predominant lithofacies (control). Numerical results show that, under unsaturated conditions, the lithological

heterogeneity has a strong impact on flow with the establishment of preferential flows induced by capillary-barrier effects in the vicinity of lenses of sand and gravel. These effects have also consequences on water fluxes at surface (infiltration and runoff) and depend strongly on the section considered for numerical modelling. It can thus be concluded that the spatial variability of lithological heterogeneity induces a spatial variability of preferential flow. Geometrical and architectural parameters were defined to quantity lithological heterogeneity and link it to preferential flows, with the aim to propose a first step towards modelling flow in the basin at the meso-scale.

Key-words: lithological heterogeneity, Ground Penetrating Radar, architectural and structural indicators, numerical modelling, vadose zone, preferential flows

Importance de l'hétérogénéité structurale de la zone non saturée pour la modélisation de l'écoulement à méso-échelle

Par

Artur Paiva Coutinho

RESUME LONG EN FRANÇAIS

Sommaire du résumé long en français

INTRODUCTION *15*

QUESTIONS SCIENTIFIQUES *18*

REVUE DE LA LITTÉRATURE *19*

DETERMINATION DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ LITHOLOGIQUE *21*

Acquisition des images et premiers réglages 22

Traitement des images 23

Obtention d'un volume 3D 25

DES HETEROGENEITES LITHOLOGIQUES AUX MODELISATIONS DE L'ECOULEMENT *26*

Description du site d'étude 26

Caractérisation sédimentologique 27

Modélisation du transfert de l'eau 28

RÉSULTATS ET DISCUTIONS *29*

Caractérisation architecturale des sections 29

Modélisation de la redistribution de l'eau au cours du drainage 31

Modélisation de l'infiltration de l'eau lors de pluies 33

Chronique météorologique complète 35

Lien entre indicateurs géométriques et flux d'eau 36

CONCLUSIONS *38*

INTRODUCTION

Actuellement, la majorité des personnes vivent en milieu urbain. Comme conséquence de la concentration des populations en milieu urbain, on observe un changement de l'environnement notamment en lien avec la construction des ouvrages qui modifient le cycle naturel de l'eau en ville. La caractéristique la plus évidente de l'urbanisation est l'augmentation des surfaces imperméables. Les modifications de la morphologie du sol naturel du fait de la compaction, du recouvrement par des trottoirs, de la construction de maisons résidentielles, de bâtiments commerciaux et industrielles ainsi que toutes les modifications en subsurface résultant des ouvrages souterrains (tunnels, tuyaux pour les réseaux de drainage, d'eau potable et d'eaux usées et pluviales) impactent le cycle de l'eau et modifient les composantes du flux naturel de l'eau. Ainsi, en surface, un processus comme le ruissellement est accentué et l'infiltration, a contrario, réduite.

L'anthropisation du milieu urbain apporte aussi des changements de qualité des eaux pluviales urbaines. Les sols urbains sont pollués du fait des différentes activités industrielles et urbaines qui apportent plusieurs types de contaminants en concentrations dès fois plus élevées que la capacité d'adsorption et de rétention du sol. Les principaux polluants sont les métaux lourds, les produits dérivés du pétrole et certains polluants organiques. La concentration élevée de contaminants dans les régions urbaines constitue un risque de dégradation des nappes phréatiques, des sols et de la zone non saturée dans son ensemble, de la surface du sol jusqu'à la nappe.

Pour rétablir le cycle naturel de l'eau dans la ville, des techniques alternatives ont été développées. Ces techniques, en réponse au « tout tuyau », sont déjà beaucoup utilisées dans les pays développés et sont de plus en plus utilisées dans les pays émergents. Le but de ces techniques alternatives, aussi appelées techniques compensatoires, consiste à favoriser l'infiltration des eaux pluviales (eaux ruisselées sur les surfaces urbaines) et/ou à stocker les eaux pluviales dans un double but de diminuer les débits dans les réseaux en aval et de permettre la recharge de la nappe localement sous les ouvrages d'infiltration. Dans le cas de l'infiltration, se pose la question de la fonction « épuration » du sol et l'effet sur le milieu récepteur de la qualité des eaux infiltrées. Les techniques alternatives les plus utilisées sont les tranchées d'infiltration, les puits d'infiltration, les parkings filtrants, les jardins de pluie, qui sont des dispositifs de petite taille, ainsi que des ouvrages de plus grande taille tels que les bassins de

rétention et d'infiltration. Pour concevoir ces ouvrages, notamment les ouvrages d'infiltration, il est nécessaire de procéder à une caractérisation détaillée de la zone non saturée sous-jacente. En effet, il faut s'assurer à la fois de l'infiltrabilité du site tout en s'assurant de la minimisation du risque environnemental et sanitaire associé à l'infiltration des eaux pluviales. Des méthodes de caractérisation lithologiques et hydrodynamiques de la zone non saturée sont alors nécessaires pour déterminer les endroits optimaux et les dimensions adéquates des ouvrages d'infiltration.

La conception de ces ouvrages d'infiltration est fondée sur l'hypothèse d'homogénéité du sous-sol. Autrement dit, les hétérogénéités structurales à l'échelle d'ouvrage sont négligées. Cependant, en réalité, le sous-sol est hétérogène et constitué de plusieurs couches ou plusieurs matériaux, organisés en arrangements géométriques variables. Ces matériaux sont potentiellement différents du fait de leur histoire (par ex. leur histoire de sédimentation), et possèdent différentes textures et structures ; ils peuvent même présenter une micro-hétérogénéité intrinsèque (hétérogénéités texturale et structurale au sein même des matériaux prenant la forme de macropores, fissures ou micro-agrégats, etc.). De cette hétérogénéité lithologique en résulte alors une hétérogénéité hydrodynamique.

Le concept d'hétérogénéité est très lié à l'échelle d'observation. La littérature caractérise les échelles comme microscopique, mésoscopique, mégacospique et gigacospique. A l'échelle du bassin versant, les hétérogénéités lithologiques locales peuvent paraître négligeables. Cependant, à l'échelle d'un ouvrage (un barrage souterrain, un puits d'injection d'eau, un bassin d'infiltration), les éléments architecturaux présents dans le sous-sol, ainsi que l'hétérogénéité intrinsèque (macropores, etc.) et ses répercussions sur les flux doivent être pris en compte dans un contexte de compréhension des flux d'eau. Ces hétérogénéités peuvent être naturelles ou artificielles. L'hétérogénéité naturelle résulte de processus de formation géologique (processus de transport, sédimentation et dépôt) ou pédogénèse. La présence de divers matériaux artificiels (terre rajoutée, matériaux drainant, remblais) ou le traitement des horizons du sol en surface (par terrassement au moment de la construction de l'ouvrage) peuvent être à l'origine de la présence de matériaux anthropisés et donc de la formation de technosols.

Pour le cas des formations d'origine fluvioglacière, l'hétérogénéité lithologique prend la forme d'unités lithologiques contrastées avec superposition de divers matériaux avec des granulométries contrastées. Dans d'autres cas, l'hétérogénéité lithologique peut prendre la

forme de formations géologiques sédimentaires stratifiées (argiles et sables) résultant de l'avance et du recul de la mer dans les formations fluviomarines. Les hétérogénéités artificielles sont celles construites par l'action de l'homme pour diverses finalités et champs d'applications couverts par l'ingénierie. A titre d'exemple, les parkings filtrants sont construits à partir du remplacement du sol par des structures comprenant des couches de sables, géotextiles drainants, graviers et revêtements en béton poreux. Dans ce cas, l'hétérogénéité de la structure résulte intrinsèquement de son design.

La quantification et la caractérisation des hétérogénéités artificielles liées à des ouvrages, dont on connait le dimensionnement, pose moins de problème méthodologique que la quantification et qualification des hétérogénéités naturelles, qui sont par essence inconnues. Cependant, au-delà du problème de quantification de l'hétérogénéité du sous-sol, de sa nature naturelle ou anthropique, il est nécessaire de comprendre comment prendre en compte ces hétérogénéités pour mieux modéliser et prévoir le comportement hydraulique des ouvrages.

Pour quantifier ces hétérogénéités structurales, il faut avoir différentes techniques d'investigation géologique. Ces techniques de prospection peuvent être destructives comme les carottages, les tranchées d'observations, et non destructives comme la tomographie par résistivité électrique, la sismique réflexion et la sismique réfraction. Parmi les techniques les plus utilisés, le radar géologique ou, en anglais, Ground Penetrating Radar – GPR, présente l'avantage d'être une technique non invasive. Le GPR permet d'obtenir une image électromagnétique du sous-sol. L'image obtenue avec le GPR a une résolution et une profondeur maximum d'investigation qui dépend de la fréquence des ondes radar utilisées (et donc des caractéristiques de l'antenne utilisée). L'image de résistivité électromagnétique obtenue par le GPR permet une estimation de l'hétérogénéité avec une précision qui dépend de la méthodologie et protocoles d'investigation. En effet, l'utilisation d'une antenne à grande fréquence permet de gagner en résolution mais en perdant en profondeur d'investigation. Au contraire, l'utilisation d'une antenne à faible fréquence, implique une image avec profondeur d'investigation plus importante mais avec moins de résolution que dans le cas précédent. Aussi les différents types d'informations obtenues avec le GPR en fonction des différentes antennes donnent différentes échelles de résolution et donc des informations différentes et complémentaires. Il est donc important de prendre en compte ces différences lorsque le but est la caractérisation géologique de la zone non saturée d'un ouvrage en vue de l'évaluation de son comportement hydrodynamique.

Le but scientifique de cette thèse est d'étudier l'effet de l'hétérogénéité structurale du sous-sol sur le transfert d'eau à l'aide d'une méthodologie non invasive. En particulier sera étudié l'effet du degré de précision de la description lithologique sur les transferts d'eau dans un cas d'infiltration d'eau en fond d'un bassin d'infiltration. Une méthodologie de caractérisation est proposée à partir du GPR. Ensuite, cette méthode est appliquée à un site d'étude pour caractériser la lithologie et modéliser les écoulements dans la zone non saturée. Le site d'étude est le bassin d'infiltration d'eaux pluviales en zone péri-urbaine de Lyon : Bassin d'infiltration Django Reinhardt.

QUESTIONS SCIENTIFIQUES

La question principale est relative au rôle des hétérogénéités structurales du sous-sol sur le transfert d'eau et en particulier sur les composantes du cycle de l'eau que sont l'infiltration et l' ruissellement ou l'accumulation en surface. Cette question est traitée dans le contexte de bassin d'infiltration comme ouvrage modèle faisant partie des techniques alternatives de gestion des eaux pluviales. A partir de cette question, des objectifs scientifiques plus précis sont définis, à savoir :

- Proposer un modèle stratigraphique 2D et 3D du sous-sol à l'échelle d'un ouvrage et l'appliquer au bassin d'infiltration Django Reinhardt.
- Proposer une méthodologie non destructive pour caractériser les hétérogénéités structurales du sol.
- Etudier les écoulements préférentiels résultant de l'hétérogénéité structurale du sol et leur répercussion sur les chemins de l'eau dans le sol et le cycle de l'eau à l'échelle de l'ouvrage (ou d'une section sous-jacente au sol).
- Décliner cette influence :
    - en fonction de la typologie des hétérogénéités (stratification ou inclusions larges versus petites inclusions),
    - en fonction des échelles considérées et du degré de précision de description des hétérogénéités (description fine versus description macroscopique),
    - en fonctions des conditions hydrauliques et hydriques imposées à l'ouvrage en relation avec divers types d'évènements pluvieux et/ou de chroniques météorologiques.

La méthodologie de ce travail a été définie pour répondre à ces questions et produire les résultats présentés dans le mémoire de thèse accompagnant ce rapport. Le présent résumé en français insiste sur les points essentiels de la thèse écrite en portugais. Ce résumé présente les chapitres suivants du rapport long : une partie décrivant l'importance des hétérogénéités structurales du sous-sol sur le transfert des eaux pluviales à méso-échelle ; un chapitre sur les concepts classiques des écoulements en zone non saturée, une présentation des techniques de prospection non destructive des sols et en particulier l'emploi du GPR : une partie sur la description du site d'étude et divers autres aspects expérimentaux de conduite des prospections GPR ainsi que les méthodes numériques associées à la modélisation des écoulements dans ces systèmes hétérogènes ; un chapitre sur les résultats des prospections GPR et des modélisations associées pour divers scénarios d'hétérogénéité lithologiques observées et pour différentes sollicitation hydriques ; et finalement, une partie conclusion et perspectives.

REVUE DE LA LITTÉRATURE

La structure du sol traduit la façon dont les particules du sol sont disposées les unes par rapport aux autres (Hillel, 1998). Selon le type de sol, la structure peut induire des écoulements préférentiels (Radcliffe et Šimŭnek, 2010). Les écoulements préférentiels correspondent aux mécanismes qui induisent un mouvement rapide de l'eau, souvent déconnectés des mouvements d'eaux matriciels plus lents. Ils sont dus à la présence des macropores, des fractures ou autres vides et pores ou macropores biologiques où, l'eau se propage alors avec une vitesse plus grande que l'eau matricielle.

Les écoulements préférentiels sont classés en trois types : les écoulements au sein de conduits physiques, les digitations dues aux instabilités hydrodynamiques et les flux latéraux (Hillel, 1998).

Les écoulements au sein des conduits sont des flux à travers des macropores, des bio-pores ou des fissures de retrait (Allaire et al., 2009). Le cheminement préférentiel de l'eau dans ce système macroporal est directement lié à la taille et au degré de continuité des pores du sol. L'eau est transférée à une profondeur plus grande que celle prévue par les concepts d'écoulements classiques. Ce type d'écoulement n'obéit pas aux équations de Darcy et de Richards. Pour décrire ce type d'écoulement, on utilise souvent des modèles à double-porosité,

double-perméabilité, multi-porosité ou multi perméabilité (Gerke and van Genuchten, 2003) voire d'autres modèles incluant des lois plus complexes (e.g. Lewandoswka et al., 2005).

Les digitations sont dues à l'instabilité du front d'humidification à l'interface entre un matériau fin placé au-dessus d'un matériau plus grossier (Rawls et al., 1993). En effet, la différence de taille des grains des deux milieux conduit alors à une différence de la conductivité hydraulique et de la capacité de rétention d'eau. Quand le front d'humidification atteint l'interface entre les deux matériaux, le potentiel de rétention d'eau du matériau fin est plus élevé que celui du matériau grossier au-dessous. Par conséquent, l'eau ne parvient pas à entrer dans ce dernier et le front d'humidification s'arrête à l'interface. Ce phénomène, appelé barrière capillaire, provoque une accumulation d'eau à l'interface induisant une augmentation du potentiel matriciel (Walter et al., 2000). L'eau ne commence à pénétrer le milieu que lorsque le potentiel de pression à l'interface atteint la pression d'entrée du matériau grossier. L'eau stockée temporairement dans le matériau fin est progressivement infiltrée dans les strates sous-jacentes ou évacuée par évaporation, transpiration ou drainage latéral. Par conséquent, ce type de rétention de l'eau est appelé stockage-libération. L'effet de barrière capillaire sur la rétention de l'eau a été bien documenté dans la littérature et est décrit dans la revue de littérature du manuscrit portugais (Alfenes *et al.,* 2004 ; Predelus *et al*., 2014 ; Ross, 1990 ; Walter, *et al*.,2000 ; Kampf *et al*.,2003 ; Bien *et al*, 2013).

Les flux latéraux se produisent dans les sols stratifiés, lorsque l'eau coule latéralement le long d'une inclinaison de l'interface entre deux matériaux (Walter et al., 2000). L'écoulement latéral se produit à l'interface où la conductivité hydraulique de la couche sous-jacente est plus faible que la vitesse d'écoulement de la couche au-dessus. Lorsque le front d'infiltration atteint l'interface, la couche de dessus se sature rapidement. En effet, la faible conductivité hydraulique de la couche sous-jacente limite le débit de percée de l'interface. Ceci entraine une accumulation d'eau en dessus de cette interface et dévie donc le flux le long de celle-ci. D'une autre manière, le flux latéral se produit de manière analogue au cas d'un matériau fin placé sur un matériau grossier (cf. cas précédent des digitations dues à l'instabilité hydrodynamique), à la différence qu'ici l'interface entre les matériaux est en pente. Dans ce cas, l'effet de barrière capillaire restreint les flux verticaux et force l'eau à se déplacer latéralement le long de l'interface.

La percée de l'écoulement à travers de l'interface entre deux couches a lieu lorsque la pression capillaire du matériau fin atteint la valeur d'entrée d'eau. Ce processus distingue trois zones particulières : une déviation de l'écoulement en amont de la pente, une percée partielle et une percée complète en aval de la pente (Ross, 1990). La déviation par capillarité correspond à un processus qui veut que l'eau s'écoule le long de l'interface sans pénétrer la couche de dessous. En plus de la dépendance des propriétés hydrodynamiques des deux matériaux, la longueur de cette zone dépend fortement de la vitesse d'infiltration (ou du débit imposé en amont) et de l'inclinaison de l'interface. Une percée partielle se produit ensuite lorsque la pression capillaire devient suffisamment importante pour la pénétration de l'eau dans la couche sous-jacente. Dans cette zone, il y a encore une partie de l'eau qui s'écoule latéralement le long de l'interface et la pression capillaire continue à augmenter vers l'aval. Enfin, lorsque la pression capillaire atteint la valeur de percée à l'interface, l'eau pénètre dans la couche sous-jacente ; cette zone devient la zone de percée complète.

La revue de la littérature montre bien que l'hétérogénéité lithologique et l'architecture des dépôts peuvent a priori jouer un rôle important sur les écoulements. Pour prédire ce rôle, il faut en premier lieu décrire les caractéristiques lithologiques des dépôts, associer à chacun des lithofaciès des propriétés hydrodynamiques et ensuite modéliser l'écoulement au sein du dépôt dans sa globalité. Nous nous sommes donc attachés à étudier la détermination des hétérogénéités lithologiques et nous proposons une méthodologie basée sur la modélisation numérique pour étudier l'impact d'une telle hétérogénéité sur les écoulements et à l'échelle d'un bassin d'infiltration.

DETERMINATION DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ LITHOLOGIQUE

Dans cette partie, on illustre comment l'utilisation du radar (GPR) peut servir à la caractérisation de l'hétérogénéité lithologique de formations géologiques hétérogènes. Notamment, la question est posée du degré de précision nécessaire à acquérir pour simuler correctement les écoulements dans ces formations géologiques. Ainsi, on compare les résultats obtenus entre deux antennes radar avec deux fréquences différentes et donc deux précisions différentes en termes de description géologique. Cette méthodologie peut s'appliquer à un grand

nombre de sites d'étude. Elle est explicitée pour le cas particulier du bassin d'infiltration Django Reinhardt.

Acquisition des images et premiers réglages

La Figure 36 montre l'image radar initialement obtenue avec l'antenne de 100 MHz. L'image a un long réflecteur horizontal et continu sur toute la longueur de la section, à une profondeur de 8,0 m (Figure 36). Des investigations ont été menées pour comprendre la nature de ce réflecteur. La première hypothèse consistait à considérer qu'il s'agit du toit de la nappe phréatique. Cependant la mesure de la profondeur exacte de la zone saturée, avec l'aide d'une sonde piezométrique (Figure 37) a montré que la nappe se trouvait à 10.5 m (Figure 38). Une fois la nappe repérée, des tests de sensibilité ont été conduits en faisant varier la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique. La valeur optimale obtenue est de 0.133 m/ns, permettant de mettre le niveau de la nappe au niveau du réflecteur repéré. Ce résultat est en accord avec la littérature sur la propagation relative des ondes radar pour les formations de type fluvioglaciaire. Dans le même site d'étude, Goutaland (2008) a trouvé des vitesses dans l'intervalle 0.109 à 0.133 m/ns. Beres et al. (1999), en utilisant la technique CMP, a aussi déterminé des valeurs de vitesse de propagation dans l'intervalle 0.101 à 0.142 m/ns. Ces résultats montrent la sensibilité de la prospection GPR vis-à-vis du degré de saturation du sous-sol et l'importance de repérer la nappe phréatique et de l'ajuster avec le signal GPR. La première estimation de la profondeur de la nappe initialement proposée était de 8 m contre 10.5 m. Cette erreur de 2.5 m pourrait être due à la frange capillaire (saturation d'une partie du sol au-dessus de la nappe par remontée capillaire). En effet, les propriétés diélectriques dépendent du degré de saturation dans la mesure où les propriétés diélectriques de l'air et de l'eau diffèrent. Par exemple, un sable sec aurait une permittivité diélectrique $\varepsilon_r = 10$ contre une valeur proche de 80 pour l'eau seule. La vitesse de propagation des ondes peut ainsi approcher 0.07 m/ns dans un dépôt fluvioglaciaire saturé en eau (Kostic et al. 2005). Reynolds (1997) cite que la profondeur de la nappe phréatique peut ne pas être détecté dans certains cas. Par pouvoir détecter la nappe avec le GPR, il est nécessaire d'avoir un contraste marqué de constant diélectrique relative entre zone saturée et zone non saturée.

Traitement des images

Un premier traitement du signal est réalisé lors de l'acquisition sur le terrain. On essaye cependant d'obtenir un signal radar le plus brut possible pour reproduire au mieux la réalité avant d'appliquer des traitements du signal post-acquisition. Il s'agit d'appliquer un filtre passe bande, que l'on règle dans le but de couper les fréquences inférieures à un quart de la fréquence centrale de l'antenne, et celles deux fois supérieures à la fréquence centrale de l'antenne. Pour augmenter ou diminuer l'amplitude du signal en surface et en profondeur, on applique des gains linéaires en fonction des conditions de terrain le jour de l'enregistrement. De même, on ajuste la fenêtre d'écoute en fonction des conditions du terrain. Enfin, un stacking, c'est-à-dire une moyenne des traces du signal filtré est appliquée pour améliorer le rendu. Toutes les acquisitions ont été réalisées avec un stack égal à 20. Le signal est ensuite traité après mesure à l'aide du logiciel RADAN version 6.6 de GSSI. L'objectif de ce post-traitement est d'enlever certains bruits et biais afin d'obtenir un signal facilement exploitable par la suite. Plusieurs traitements sont donc appliqués, cités ici par ordre chronologique (Figures 23, 24, 25, 26 a et b, 27).

- **La normalisation en distance :** Cette étape permet d'obtenir le même écartement en distance entre deux « Users Marks » (les tops enregistrés au passage d'un nœud sur le terrain), et donc également le même nombre de scans entre les Users Marks. Pour cela, on définit un nombre de scans par mètre (ici 40 scans/m), dépendant de la vitesse de déplacement de l'opérateur. L'hypothèse est que la vitesse de l'opérateur est constante lors de l'acquisition et qu'elle est de l'ordre de 1m/s.
- **La correction de position :** L'ajustement du temps à 0 en supprimant la partie du radargramme, correspondant au temps de déplacement de l'onde dans l'air avant qu'elle ne pénètre dans le sol.
- **Le « background removal » :** Ce traitement permet de supprimer des réflecteurs horizontaux, comme l'écho de surface par exemple, à l'interface air-sol.
- **La migration :** Ce traitement a pour but de supprimer les distorsions géométriques telles que les diffractions, dans le but de donner aux réflecteurs radars une position la plus réaliste possible.
- **Le « Range Gain » :** un gain spécifique est appliqué au signal pour augmenter son amplitude en profondeur, et la diminuer proche de la surface. On obtient alors un

signal plus homogène, ce qui permet de révéler des réflecteurs très peu visibles. Le gain appliqué est un gain de type linéaire. Il faut tout de même être prudent et ne pas amplifier trop le signal sur une partie du radargramme, au risque de révéler des structures ne correspondant pas à des interfaces physiques.

Les radargrammes réalisés le long d'un même profil à l'aide des antennes 100 MHz et 200 MHz sont ainsi traités. Ces images sont illustrées en Figure 28. Pour faciliter la comparaison, les radargrammes sont tous à la même échelle. Il est possible d'identifier la même structure entre la profondeur de 1 m et 3 m dans le profil de 200 MHZ et dans le profil à 100 MHz. Lorsqu'une section est analysée à un endroit donné, il est souvent utile de recouper avec l'information acquise sur des sections avoisinantes ou adjacentes. Ainsi, il est possible de respecter la continuité des structures identifiées d'une section à une autre. Pour ce faire, une manière est de construire des sections pseudo 3D. Le but est de vérifier si, au niveau des intersections, les interfaces sont cohérentes et permettent d'identifier des structures de même matériau et d'épaisseurs équivalentes (Figure 18 et 19). Avec l'objectif d'identifier les couches en trois dimensions, plusieurs sections parallèles peuvent être mises en place et comparées. On peut ainsi identifier la forme pseudo-3D des structures (Figure 19).

La Figure 30 illustre un exemple de données radar traitées et interprétées pour le cas du dépôt fluvioglaciaire étudié. Pour plus de détail, on se réfèrera à la présentation du site d'étude, ci-après. La couche de matériau en surface (Gcm) est formée à partir des sédiments d'origine anthropique déposés en surface du dépôt par le fait d'une activité anthropique (remaniement du sol sur 30-50 cm du sol). Le reste de la section est aussi composée, en grande majorité, par le lithofaciès Gcm,b qui correspond à un mélange de sable/gravier et qui constitue la plus grande partie du dépôt fluvioglaciaire. La présence de ce matériau est caractérisée par la nature des réflecteurs observés (cf. Figure 30). De 3 m jusqu'à 4 m de profondeur, la section présente un signal particulier avec une densité importante de réflecteurs parallèles et courts. Ce type de signal est caractéristique des structures composées par du gravier bimodal Gcm,b. Deux lentilles de sables ont aussi été identifiées, la caractérisation du sable est faite à partir de l'identification des signaux avec une atténuation importante. Dans la section, il est possible d'identifier une première inclusion de sable à 1 m de profondeur, située entre les abscisses x = 0 m et x = 10 m (Figure 30). Une deuxième lentille sableuse est identifiée entre x = 10 m et x = 30 m, à une profondeur plus importante. Cette couche a une épaisseur variable avec une épaisseur maximale au niveau de x = 23 m, au niveau duquel elle rejoint la couche de Gcm situé

en surface. Pour cette section, il n'est pas possible d'identifier et d'interpréter avec précision la nature des réflecteurs au-delà d'une profondeur de 5 m. Cela résulte du phénomène d'atténuation de l'onde électromagnétique. L'antenne de 200 MHz a une profondeur de pénétration théorique de 9 m (Jol et al. 1999). Dans notre cas, on a réussi une pénétration jusqu'à 5 m, ce qui montre la performance de l'antenne de 200 MHz en conditions réelles, où les contrastes d'humidité et de compaction du sous-sol augmentent l'atténuation des réflecteurs.

Les sections traitées, interprétées et illustrées sont aussi illustrées pour une autre section du même site, avec la présence de 4 types de litofacies (Figure 31). De la même manière que la section précédemment illustrée, on trouve à la surface une structure avec réflecteur continu et long, caractérisant le Gcm. La section est aussi composée par une couche de sable qui prédomine sur le premier mètre de la section. Une faible présence des réflecteurs et une atténuation du signal au voisinage de la surface, met en évidence la présence de la couche sableuse. On note aussi la présence du mélange Gcm,b/Gco, correspondant à un mélange entre le lithofaciès Gcm,b et un lithofaciès très grossier (Gco). En fait, des carottages ont montré que le matériaux très grossier Gco forme des lentilles de petites tailles incluses dans le matériau Gcm,b (Goutalant et al., 2008). Ce mélange se caractérise par des signaux obliques avec une pente proche de 14 degrés. En effet, ces couches sont formées à partir de l'alternance du gravier bimodal et du gravier sans matrice. Les réflecteurs inclinés sont une conséquence de la présence du Gco et la partie plus atténué au sein les inclinations indique la présence du Gcm,b. La même méthode d'interprétation a été utilisée pour identifier les lithofaciès de toutes les sections sur le site, dont les sections illustrées dans les Figures 32 et 33.

Obtention d'un volume 3D

Ce type d'image montre qu'on peut définir les matériaux présents sous la surface du sol à l'aide de l'outil Radar. Cependant, les hétérogénéités structurales, rencontrées sur chacun des profils investigués, correspondent à des données ponctuelles en deux dimensions (sections) qui sont insuffisantes pour décrire pleinement l'hétérogénéité sédimentaire à l'échelle de la formation géologique. Aussi, afin de caractériser au mieux cette hétérogénéité et d'évaluer au mieux son effet sur les écoulements dans la zone non-saturée du bassin, nous avons besoin d'une représentation spatiale des multiples lithofaciès du dépôt fluvioglaciaire.

Les profils analysés et représentés en 2 dimensions font apparaître, sur chacun d'entre eux, des faciès géophysiques qui se retrouvent généralement sur les profils adjacents. Il est alors possible de construire par extension latérale le contour 3D des faciès géophysiques. L'ensemble de ces interfaces entre les faciès géophysiques (surface radar dans le cas d'un profil GPR) peut donc être représenté en trois dimensions, par interpolation de ces interfaces entre profils adjacents. Lors de la création du bloc 3D avec l'aide du logiciel Rockworks, des couleurs ont été associées aux facies sur les profils radars (Figure 34) et les résultats sont présentés Figure 35. De plus, la représentation dans l'espace des différents facies fluvioglaciaires rend compte de la relative continuité des hétérogénéités dans l'espace (Figure 24). Le facies Gcm, représenté par la couleur verte, prend la forme d'un horizon d'une épaisseur de 50 cm et se développe sur les premiers 50 cm du bassin. Les structures sableuses (S-x) montrent une structure en chenaux, insérés au sein du lithofaciès majoritaire et ce sur toute l'étendue. Ces paléochenaux résultent des processus de formation du dépôt fluvioglaciaire et correspondent à des structures de remplissage (remplissage de chenal ou de creux d'érosion) correspondant aux macro-formes de dépôt typique des dépôts fluvioglaciaires (Goutaland et al., 2008). Le lithofaciès majoritaire est le Gcm,b. Cependant, des propagations d'alternance de graviers sans matrice et de graviers sableux bimodaux ne peuvent pas être négligées.

L'interprétation tridimensionnelle a permis de mettre en évidence l'architecture du dépôt fluvioglaciaire dans son ensemble et à l'échelle de l'ouvrage d'étude. Cette caractérisation tridimensionnelle des hétérogénéités à l'échelle de l'ouvrage permettra, en outre, d'entamer la modélisation globale des flux d'écoulements en zone non saturée, première étape nécessaire à la modélisation du transfert des contaminants depuis la surface du bassin d'infiltration jusqu'à la nappe phréatique. Cette partie valide donc la méthodologie proposée pour caractériser l'hétérogénéité lithologique de dépôts et formations géologiques superficielles.

DES HETEROGENEITES LITHOLOGIQUES AUX MODELISATIONS DE L'ECOULEMENT

Description du site d'étude

Le site d'étude est le bassin de rétention et d'infiltration Django Reinhardt, situé dans la commune de Chassieu en périphérie de Lyon, France. Cet ouvrage est en fait constitué d'un

bassin de rétention et d'un bassin d'infiltration en série. Le bassin d'infiltration a une surface de 1 ha ; il est creusé dans le dépôt fluvioglaciaire recouvrant la plus grande partie de la région lyonnaise. Des mesures avec le GPR (Ground Pénétration Radar) ont été faites avec les antennes de 100 MHz et 200 MHz. Les propriétés diélectriques du sous-sol ont été déterminées en utilisant la technique CMP décrite en Neal (2000). La vitesse de propagation des ondes électromagnétiques utilisée pour traiter les profils avec l'antenne de 200 MHz a été déterminée par Goutaland et al. (2008).

Caractérisation sédimentologique

L'acquisition d'image GPR a été faite avec l'aide d'une grille d'acquisition couvrant toute la surface du bassin. La grille est composée par 32 lignes longitudinales et 8 lignes transversales. L'espacement entre les lignes est de 5 m. La Figure 29 illustre la grille d'acquisition utilisée pour appliquer le radar géologique.

D'abord, pour faire l'acquisition, un système de coordonnées local a été reconstruit, sur la base des travaux réalisés en 2005 sur le bassin par Goutaland (2008). Chaque point résultant d'intersection des lignes longitudinales et transversales a été repéré en coordonnées par GPS différentiel et les points de carroyage ont été marqués sur le terrain par un drapeau. Une acquisition a été réalisée avec l'antenne de 100 MHz pendant le mois de juin 2013. La technique CMP n'a pas été utilisée pour déterminer la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques, cependant la vitesse d'onde électromagnétique valable pour cette période a été validée par correspondance entre la position réelle de la nappe phréatique et celle mise en évidence avec les radargrammes.

Un premier traitement du signal est réalisé lors de l'acquisition sur le terrain. Il s'agit d'appliquer un filtre passe bande, que l'on règle dans le but de couper les fréquences inférieures à un quart de la fréquence centrale de l'antenne, et celles deux fois supérieures à la fréquence centrale de l'antenne. Pour augmenter ou diminuer l'amplitude du signal en surface et en profondeur, on applique des gains linéaires en fonction des conditions du terrain le jour de l'enregistrement. De même, on ajuste la fenêtre d'écoute en fonction des conditions du terrain. Enfin, un stacking, c'est-à-dire une moyenne des traces, est appliquée pour améliorer le rendu. Toutes nos acquisitions ont été réalisées avec un stack égal à 20. Le signal est ensuite traité après mesure à l'aide du logiciel RADAN version 6.6 de GSSI. L'objectif de ce post-traitement

est d'obtenir un signal facilement exploitable par la suite. Plusieurs traitements sont donc appliqués en accord avec la procédure expliquée plus haut.

Le GPR fournit une image électromagnétique de la réalité, il va donc permettre d'identifier les grandes structures avec l'antenne de 100 MHz et les petites structures avec l'antenne de 200 Mhz, mais sur une profondeur moindre. Plusieurs sections ont été étudiées sur le site et sont présentées en section résultats.

Modélisation du transfert de l'eau

Pour analyser l'influence des hétérogénéités lithologiques sur le transfert de l'eau, des sections des images GPR interprétées ont été retranscrites dans le domaine numérique implémenté dans le logiciel Hydrus (Simunek et al. 2008). Hydrus résout numériquement l'équation de Richards (équation 1) en 3D à l'aide de la méthode des éléments finis.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{i,j}\frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{i,z}\right) \quad (1)$$

Pour les modélisations, nous avons utilisé l'équation de van Genutchen (1980) avec la condition de Mualem (m=1-1/n) pour représenter la courbe de rétention :

$$\theta_{(h)} = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(1 + |\alpha h|^n)^{-m} \quad (2)$$

La courbe de conductivité hydraulique en fonction de la saturation effective est déterminée avec l'équation 3 :

$$K(h) = K_s K_r(h) = K_s S_e^l \left(1 - \left(1 - S_e^{1/m}\right)^m\right)^2 \quad (3)$$

Les propriétés hydrauliques des lithofaciès ont été calculées avec la méthode BEST (Lassabatere et al. 2006) suite à une étude basée sur des essais d'infiltrométrie présentée par Goutaland et al. (2008). Tous les lithofaciès présents dans le dépôt étudié ont été caractérisés préalablement en termes de propriétés hydrodynamiques, et ces dernières ont été validées par comparaison à un large jeu de données obtenues pour des dépôts fluvioglaciaires similaires (Goutalant et al., 2013). Le tableau 6 présente les propriétés des quatre hydrofaciès identifiés dans la zone non saturée du bassin.

RÉSULTATS ET DISCUTIONS

Caractérisation architecturale des sections

Une description sédimentologique du dépôt fluvio-glaciaire a été réalisée à deux échelles texturale et structurale. L'échelle structurale est l'échelle de description des corps sédimentaires, composée des assemblages distinctifs de lithofaciès et correspondant au produit d'un processus ou d'une succession des processus de dépôt (Miall, 1978). Ces éléments sédimentaires sont appelés unités architecturales ou unités sédimentaires (Heinz et al., 2003). L'échelle de texture vise à caractériser les lithofaciès qui sont définis comme des strates uniformes caractérisées par leurs caractéristiques lithologiques distinctives (composition, taille des grains, caractéristiques de sédimentation, et les structures sédimentaires) et correspondant à un événement de dépôt particulier (Miall, 1978).

Les unités sédimentaires et lithofaciès correspondant du dépôt fluvio-glaciaire étudié ont déjà été caractérisés par Goutaland et al. (2008). Ces auteurs ont effectué la description des lithofaciès utilisant le code sédimentologique des Miall (1978) prolongé par Heinz et al. (2003). Selon les résultats obtenus pour une tranchée étudiée par Goutaland et al. (2003) dans le même bassin d'infiltration, nous avons interprété six sections de radar de la grille d'acquisition représenté sur la figure 20 (sections S1 à S6). La figure 21 montre un exemple de l'interprétation du profil radar (S1). L'interprétation proposée a été réalisée en tenant compte des six unités de dépôt proposées par Goutaland et al (2008), à savoir les unités 1, 2, 3, 4, 5 et 6, à partir de la base vers le sommet de la section (Fig. 21.a).

Deux niveaux distincts ont été révélés au cours des quatre premiers mètres du dépôt fluvio-glaciaire (Fig 21.b) :

- Un niveau supérieur (profondeur 0 ~ 0,5 m) correspondant au dépôt de particules à haute énergie de flux, qui est à l'origine de la présence d'un mélange de sable et gravier très hétérométrique (lithofaciès Gcm). Ce niveau comprend l'unité structurale 6.

- Un niveau inférieur (situé à une profondeur > 0,5 m en moyenne) qui correspond à un dépôt de système proglaciaire tressé, conduisant à des structures comme paléochenal et affouillement remplissage (Sx, Gcm et Gcm,b), et progradations de gravier (Gcm,b). Ce niveau comprend les unités structurales 1-5.

Dans ces dernières unités, trois lithofaciès distincts sont présents (Goutaland et al, 2008) : sables moyens (lithofaciès Sx), mélanges de sable et graviers, avec une fraction de gravier hétérométrique dominante (lithofaciès Gcm) ou avec une distribution granulométrique bimodale (Gcm,b). Les mélanges sable et de gravier (Gcm et Gcm,b) constituent les lithofaciès prédominants du dépôt fluvio-glaciaire. Goutaland et al. (2005) ont fourni une interprétation sédimentologique de chaque lithofaciès. Les sables sont des dépôts de régime à faible débit, tandis que les lithofaciès Gcm correspondent à un dépôt de régime à haut débit. Le lithofaciès Gcm,b résulte de la migration des dunes de gravier. Ces considérations permettent de définir les limites de tous les lithofaciès, avec une illustration pour une section spécifique à la figure 21b et une autre illustration pour toutes les sections en figure 22.

De manière à proposer des informations plus quantitatives, les sections étudiées ont été décrites en termes d'hétérogénéité lithologique en utilisant des indicateurs géométriques structurels ou architecturaux suivants. Ces indicateurs ont été définis en accord avec l'architecture des matériaux et ont été divisés en trois éléments génériques étudiés : le lithofaciès prédominant Gcm,b, appelé aussi « lithofacies principal » qui occupe la majeure partie de la section, la couche supérieure (Gcm,b) et des lentilles de sable (Figure 22). Dans ce cas, l'antenne utilisée (200 MHz) n'a pas permis d'isoler les lentilles de gravier (lithofaciès Gco). Pour ces éléments, les indicateurs suivant sont proposés (Figure 22) :

$$\begin{cases} F_M = \dfrac{S_M}{STC} \\ F_{La} = \dfrac{S_{La}}{STC} \\ F_{Le} = \dfrac{\sum_i A_i}{STC} \end{cases} \tag{4a}$$

$$IDC = \frac{\sum_i^n L_i}{L} \tag{4b}$$

$$IDCL = \frac{L_M}{L} \tag{4c}$$

$$L_M = \max\left(L_i\right) \tag{4d}$$

$$x_{GC} = \frac{\sum_{j=1}^{n} x_i A_i}{\sum_{j=1}^{n} A_i}$$

S_M, S_{LA}, Ai se réfèrent à la surface occupée respectivement par le lithofaciès principal, la couche supérieure, la lentille de sable « i ». STC correspond à la superficie totale de la section entière. Li correspond à la longueur de la i-ième lentille de sable, et xi à son abscisse (figure 22). Les indicateurs F_M, F_{La} et F_{Le} représentent ainsi le degré d'occupation surfacique du lithofaciès principal, de la couche supérieure (Figure 22 La) et des lentilles de sable (Figure 22 Le). Les indicateurs IDC et IDCL quantifient le degré d'obstruction de la longueur horizontale par toutes les inclusions ou par la plus grande inclusion, et enfin X_{GC} définit le centre de gravité des lentilles de sable.

En moyenne, la couche supérieure occupe ~ 17 % et les lentilles de sable ~ 21 % de la totalité de la section. Pour la plupart des sections, les degrés d'occupation étaient proches de la moyenne, sauf la section S4 avec de faibles valeurs pour les lentilles de sable et pour la couche supérieure, et sauf pour la section S1 avec un faible degré d'occupation pour les lentilles de sable, ainsi que pour la section S5 avec un degré d'occupation du sable et de la couche supérieure élevé. Les sections ont été classées en fonction de l'emplacement des lentilles de sable (Figure 22). Pour la première section, les lentilles de sable sont soit près de la frontières droite ou gauche, avec un centre de gravité proche du centre (correspondant à $X_{GC} = 13,2 \approx$ 15m). Les sections S2, S3, S4 contiennent toutes les lentilles de sable à proximité de leur bord droit, mais avec une abscisse croissante pour le centre de gravité, correspondant à une augmentation du degré d'obstruction de la longueur totale de la section par le sable. La dernière section, S5, correspond à une obstruction complète de la longueur totale de la section, avec la plus grande valeur de l'indicateur IDC (tableau 7). De toute évidence, les sections présentent des géométries différentes, qui peuvent influencer de manière significative l'écoulement. Nous avons rajouté une section uniforme (uniquement le lithofaciès prédominant), servant de section témoin pour illustrer ce qu'il se serait passé en l'absence de toute hétérogénéité (Figure 40).

Modélisation de la redistribution de l'eau au cours du drainage

Nous avons d'abord modélisé la redistribution de l'eau dans l'ensemble du profil au cours d'un événement de drainage. Tous les profils de sol étaient considérés proches de la saturation au début de l'événement avec une charge hydraulique de -0.01m. Il est clair que la redistribution de l'eau dépend de l'hétérogénéité de la section. Dans la figure 40 l'évolution de la teneur en eau avec le temps est illustrée avec trois profils contrastés : (a) profil uniforme (Section H, Figure 40), (b) le profil hétérogène avec système de couches et les inclusions principalement

sur la gauche (Section S3, figure 40) et, enfin, un profil en couches avec des inclusions réparties au hasard le long de toute la section (section S5, figure 40). Il est clair que dans le profil uniforme, l'eau se draine avec un schéma de type piston avec des lignes isovaleurs horizontales (Figure 40, section H).

Dans les sections hétérogènes, la géométrie des lignes isovaleurs de teneur en eau est impactée par la géométrie des inclusions, ce qui résulte de la présence des cheminements préférentiels et des capacités de rétention d'eau différentiées selon les lithofaciès. Au temps zéro, les fortes teneurs en eau sont essentiellement dans les lentilles de sable et dans la couche supérieure. En effet, au début, tous les lithofaciès sont proches de la saturation et la teneur en eau saturée est plus élevé pour le sable et la couche supérieure (tableau 7, lithofaciès S- x et Gcm, respectivement). La teneur en eau saturée est de 0,274 et 0,359, respectivement pour la couche supérieure et les lentilles de sable, contre 0,186 pour le lithofaciès principal. Ainsi, il semble logique d'obtenir des teneurs en eau plus élevées dans la couche supérieure et les lentilles de sable au début. Pour des temps plus importants, le drainage semble rester le même dans le matériau principal, avec des teneurs en eau semblables à celles obtenues pour la section uniforme. En revanche, le drainage semble ralenti dans les lentilles de sable, avec des teneurs en eau supérieures pendant toute la phase drainage. Pour le dernier temps, 336h, les lentilles de sable stockent clairement l'eau dans les profils hétérogènes S3 et S5 (Figure 40).

Concernant les flux aux limites, en condition limite supérieure, les flux d'eau sont nuls par définition (drainage et pas de flux entrant à la surface). Aux limites inférieures, les flux diminuent avec le temps et tendent vers zéro (figure 41). Les différences entre les sections sont négligeables. Au début du processus (entre 0 et 5h), le débit est un peu plus rapide pour la section homogène (figure 41b). Après dix heures, le débit en condition inférieure de la section homogène diminue plus rapidement et devient légèrement en dessous des taux de flux pour les autres sections. Les conclusions suivantes peuvent être établies sur la base de l'analyse des flux cumulatifs (figure 41a). Au total, la section uniforme contient moins d'eau au départ, en draine moins, le drainage étant un peu plus rapide dans ce cas. La comparaison des différentes sections hétérogènes montre qu'il existe une certaine variabilité dans les flux et les flux cumulés drainés (Figure 41a et b), avec somme toute des différences ténues. Ces résultats montrent que le drainage et la redistribution de l'eau est légèrement influencée par l'hétérogénéité du dépôt.

Enfin, à la surface et à la limite inférieure, la charge hydraulique diminue pour toutes les sections, à la suite du drainage et de la redistribution de l'eau dans le profil. Cette baisse est légèrement plus prononcée pour le cas de la section homogène. Pour la section hétérogène, la pression de l'eau à la surface diminue dans une moindre mesure, en comparaison avec le cas de la section homogène. Cette plus petite baisse de la pression en surface témoigne de la diminution de la perméabilité globale du système pour les sections hétérogènes. Ceci est logique et en accord avec le fait que les profils hétérogènes sont constitués du lithofaciès principal amendé avec deux autres lithofaciès de plus petite perméabilité, en conditions non-saturées.

Modélisation de l'infiltration de l'eau lors de pluies

L'infiltration d'eau a été modélisée pour un événement pluvieux d'intensité moyenne avec application d'une condition atmosphérique et une intensité de précipitation de 0.3438 m/h. L'analyse des profils de teneur en eau illustre les écoulements préférentiels lors de l'infiltration (Figure 42). Pour le profil homogène, le front d'humidification correspond à des lignes horizontales, révélant une infiltration de type piston (données non présentées). L'eau s'infiltre progressivement avec des flux parfaitement verticaux à une même profondeur. Dans le cas de sections hétérogènes, les fronts d'humidification ne sont plus horizontaux. Au cours de l'infiltration, pour les temps compris entre 0 et ~ 3h, les fronts d'humidification sont fortement influencés par la géométrie des inclusions (figure 42). Pour la section S1, l'eau s'infiltre dans le milieu de la section entre les inclusions (figure 42, S1). Pour la section S3, l'eau s'infiltre préférentiellement sur la partie droite, en dehors des inclusions de sable. Et enfin, pour la section S5, la plus compliquée, il n'y a pas d'écoulement préférentiel concentré à un endroit particulier puisque les inclusions sont réparties sur toute la longueur du profil. Mais, les écoulements préférentiels sont plus locaux et l'eau évite inclusions à l'échelle locale. A la fin de l'infiltration, lorsque toute la section est humidifiée, les teneurs en eau varient entre les principaux lithofaciès et les inclusions, du fait de leurs différentes propriétés hydrodynamiques. Les lentilles de sable présentent des teneurs plus élevées en raison de leurs différences de teneur en eau à saturation (tableau 7). Au-dessus des bords de lentilles de sable, la teneur en eau est augmentée (Figure 42, carré en pointillé). Ceci résulte de l'augmentation locale du potentiel de pression au niveau des interfaces entre les lentilles de sable et le lithofacies principal. Cette augmentation révèle une baisse de la conductivité hydraulique du lithofaciès en passant du lithofaciès principal au sable. En fait, dans ces conditions, les lentilles de sable présentent une conductivité hydraulique

inférieure et forcent l'eau à les éviter tout en favorisant l'accumulation d'eau au-dessus. L'augmentation du potentiel de pression et de la teneur en eau au-dessus des lentilles de sable peut être assimilée à la formation de l'aquifère perché. Ces résultats sont en accord avec les travaux antérieurs de Goutaland et al. (2013). Ces résultats montrent clairement que l'hétérogénéité change le mode d'écoulement au cours de l'infiltration et donc les chemins de l'eau.

En surface, l'influence de l'hétérogénéité lithologique sur le potentiel de pression de l'eau est assez petite (figure 43c). Tous les potentiels de pression tendent vers zéro et les différences entre sections homogène et hétérogènes sont assez faibles. Concernant les flux, l'hétérogénéité des sections réduit l'infiltration de l'eau en surface. Dans la section homogène, l'ensemble du flux d'eau appliqué à la surface est infiltré et le flux d'eau entrant dans le profil est égal au flux imposé (figure 43a). Pour les autres sections, le flux d'eau imposé à la surface est complètement infiltré pendant une heure avant d'être réduit, conduisant à une diminution du taux infiltration comme représenté sur la figure 41a. Le tri des sections en fonction des flux infiltrés conduit au classement suivant : $H > S3 > S2 > S1 > S4 \approx S5$.

A une profondeur de 4 m (en condition limite inférieure), les deux grandeurs flux d'eau et potentiels de pression sont influencées par l'hétérogénéité lithologique (Figure 43b et d). Pour la section homogène, le potentiel de pression et le flux augmentent soudainement autour de 2h. Ce temps correspond au temps nécessaire du front d'humidification pour atteindre la limite inférieure. Pour la section homogène, le front d'humectation arrive d'un bloc, comme en témoigne l'augmentation soudaine et radicale à la fois du potentiel de pression et des flux d'eau. A la fin de la simulation, l'ensemble du profil est saturé avec des potentiels de pression proches de zéro et un flux d'eau uniforme dans toute la section (écoulement saturé gravitaire). L'hétérogénéité de la section impacte aussi l'arrivée des fronts d'infiltration en bas des sections. Ces fronts arrivent un peu plus tard, autour de 2,25 à 2,5 h et l'augmentation de la pression de l'eau et des flux d'eau est plus progressive et présente des formes « plus complexes » (figure 43b et d). En fait, ces différences révèlent la coexistence de plusieurs chemins de l'eau dans le milieu hétérogène résultant de l'impact des différentes inclusions sur l'écoulement. Une fois que le front d'humidification a atteint la limite inférieure, l'humidification du profil est alors complète. Les flux d'eau en conditions limites inférieure et supérieure s'égalisent et permettent de définir l'infiltration dans le profil. Les temps d'arrivée des flux d'infiltration peuvent être classés dans l'ordre suivant pour les sections étudiées (Figure 43 b ou d) : $S3 < S2 < S1 = S4 <$

S5. On obtient un classement comparable à celui obtenu concernant le classement des sections selon les taux d'infiltration (Figure 43a). Cela signifie que la vitesse de progression du front d'infiltration dans la section hétérogène est corrélée positivement avec le taux d'infiltration en surface ; ce qui semple logique. En revanche, il n'y a pas de corrélation évidente entre la dispersion autour du temps moyen d'arrivée et le taux d'infiltration en surface.

En bref, l'hétérogénéité lithologique affecte l'infiltration de l'eau dans le sol. Dans les profils étudiés, la couche supérieure et les inclusions entravent l'infiltration, résultant en une augmentation de la quantité d'eau accumulée en surface et en un déplacement plus lent du front d'humidification dans la section. En outre, l'hétérogénéité conditionne plusieurs cheminements de l'eau dans la section. Ceci explique les arrivées successives en condition limite inférieure. Ces résultats montrent comment l'hétérogénéité du sol peut avoir une incidence importante sur l'écoulement durant les phases d'infiltration ou de redistribution de l'eau.

Chronique météorologique complète

Ce paragraphe traite de l'effet de l'hétérogénéité du sol pour une chronique météorologique complète. Les sections étudiées ont été modélisées avec les données météorologiques des 1000 premières heures de l'année 2008. La Figure 44 présente le potentiel de pression de l'eau (4m), les flux cumulés en conditions limite inférieure et supérieure (Figures 44a-d) ainsi que les flux d'eau en condition limite inférieure (Figure 44e-f). Les données météorologiques correspondent à la succession des temps de pluie et des temps secs observés en 2008 à la station météorologique de Lyon Bron.

Pour toutes les sections, les événements pluvieux se traduisent par une augmentation rapide du potentiel de pression, et les phases de drainage par une diminution plus progressive du potentiel de pression d'eau au niveau des conditions limites supérieure et inférieure (Figure 44a et b). On peut noter que la plage de variation du potentiel de pression est plus étendue en condition limite supérieure (Figure 44a) par rapport à la condition limite inférieure (Figure 44b). Le sol peut être considéré comme un tampon et les variations de potentiels de pression et de flux sont plus importantes en surface qu'en profondeur. Les différences entre les sections homogènes et hétérogènes résultent de la succession des effets décrits ci-dessus pour le cas d'un évènement pluvieux et le cas du drainage.

Les flux d'eau cumulés sont illustrés en Figure 44c et d. Tous les épisodes de pluie correspondent à une forte augmentation de l'infiltration cumulée, tandis que le drainage correspond à des plateaux. On peut noter que les formes sont plus nettes pour les infiltrations cumulées en surface (Figure 44c) par rapport à la limite inférieure (Figure 44d). Cela résulte de l'effet tampon du sol et du fait que les mouvements d'eau dans le sol atténuent les variations temporelles de d'écoulement (variation des flux et des potentiels de pression). Les différences entre les volumes d'eau cumulés sont extrêmement faibles pour un temps inférieur à 250 min. Après, les sections peuvent être divisées en plusieurs groupes avec une distinction claire entre la section homogène et les sections hétérogènes. La section homogène permet une infiltration plus élevée que les autres sections. Cela devient évident pour l'événement pluvieux compris entre 260 et 270 min (Figures 44e et f). Pour toutes les sections hétérogènes, sur l'ensemble de la chronique, l'infiltration de l'eau diminue avec le classement suivant des sections : H > S3 > S2 > S1 ≈ S4 > S5. De toute évidence, le comportement de chaque section en termes de potentiel de pression et de flux correspond au comportement observé pour des phases type de drainage et d'infiltration d'eau.

A la fin de la chronique météo, la sommation des effets de l'hétérogénéité sur l'écoulement sur tous les événements pluvieux conduit à des différences significatives en termes de bilan hydrique. Par exemple, le pourcentage de flux cumulé infiltré en surface ou ayant percé en limite inférieure (à 4 m de profondeur) change avec la section considérée. Pour le cas de la section homogène, 95,2 % de l'eau s'infiltre dans le profil avec seulement 4,6 % des eaux ayant ruisselé. Par ailleurs, l'hétérogénéité lithologique augmente le ruissellement et diminue l'infiltration. Ainsi, le classement des sections vis-à-vis du ruissellement, conduit à : H < S3 < S2 < S1 < S4 < S5 avec des valeurs maximales de ruissellement de 17,7 % et une valeur minimale de ruissellement de 11,6 %. Un tel classement est en accord avec les classements obtenus séparément pour les phases de drainage et d'infiltration. De toute évidence, les impacts de l'hétérogénéité du sol affectent le ruissellement à la surface. On montre aussi que l'impact change selon la section considérée. Il faut donc prendre en compte la variabilité spatiale de l'hétérogénéité lithologique pour la modélisation des écoulements.

Lien entre indicateurs géométriques et flux d'eau

Dans les sections précédentes de la thèse, il a été clairement démontré que l'hétérogénéité lithologique change la configuration de l'écoulement au sein du dépôt et en surface, et que cette

dépendance dépend de la section considérée et de la nature de son hétérogénéité lithologique. En conséquence, la caractérisation des propriétés lithologiques d'une seule section et la modélisation correspondante de l'écoulement non saturé ne sont pas suffisants pour la prédiction des flux à l'échelle du bassin d'infiltration. C'est pourtant ce qui est souvent fait dans les études menées par des bureaux d'études (souvent pour des raisons de coûts). Dans ce paragraphe, nous évaluons le lien entre l'impact de l'hétérogénéité sur les flux et les indicateurs présentés ci-dessus, dans le but d'utilisation de ces derniers pour une modélisation numérique à méso-échelle.

On doit préciser que les classements sont présentés pour quelques grandeurs (par exemple ruissellement en surface). Mais des conclusions équivalentes pourraient être tirées de l'analyse des autres grandeurs physiques. En termes de ruissellement en surface, par exemple, on obtient le classement suivant : H < S3 < S2 < S1 < S4 < S5. Ici, nous considérons l'effet de l'hétérogénéité du sol sur l'impédance de l'écoulement. Dans un premier temps, on teste l'indicateur F_{LA}, ce qui correspond approximativement à l'épaisseur de la couche de surface. En effet, physiquement, nous pouvons prendre pour facteur principal explicatif la baisse de conductivité hydraulique de cette couche par rapport au lithofaciès majoritaire. Pourtant, le classement obtenu des sections selon ce critère F_{LA} donne : H < S4 < S3 < S1 < S2 < S5 ; ce qui ne correspond pas aux classements obtenus sur la base de l'analyse des grandeurs d'écoulement et notamment du ruissellement. On peut aussi considérer que les lentilles de sable sont un des facteurs clés. Le classement obtenu avec F_{LE} est donc effectué mais se révèle assez différent de celui des sections selon le ruissellement (tableau 7). La procédure a été répétée pour tous les indicateurs et aucune concordance claire n'a été trouvée. En bref, il n'y a pas de lien direct entre ruissellement et un indicateur particulier. Cela montre que l'écoulement et les flux ne peuvent être corrélés à un facteur unique mais doivent être le résultat d'une combinaison de plusieurs indicateurs. De toute évidence, plus de données sont nécessaires pour identifier quelle est la combinaison adéquate des facteurs pour expliquer les résultats obtenus. En ce qui concerne la physique des flux, la pire configuration pour l'infiltration correspond à la section pour laquelle la couche supérieure est épaisse et pour laquelle les lentilles de sable obstruent une grande partie de la section. Par exemple, la section S5, qui remplit ce critère, est associée au plus grand ruissellement et correspond à l'effet le plus fort de l'hétérogénéité sur le flux.

CONCLUSIONS

Dans cette étude, nous avons examiné l'effet de l'hétérogénéité du sol sur les processus de transfert de l'eau en milieu non saturée. La modélisation numérique a été utilisée pour modéliser l'écoulement non saturé pour les différents événements (drainage, évènements pluvieux type, chronique météorologique complète). Nous avons utilisé 5 sections réelles différentes et une section homogène hypothétique remplies avec le lithofaciès prédominant. Ces sections ont été caractérisées en termes de propriétés sédimentologies (architecture et lithofaciès) et d'hétérogénéité lithologique. Il a été prouvé que la couche supérieure et les inclusions de sable entravent l'écoulement à l'échelle de la section, ce qui réduit le mouvement de l'eau dans les sols et augmente le ruissellement de surface. Localement, l'inclusion de lentilles de sable modifie le parcours d'écoulement, forçant l'eau à dévier de la verticale. Ces effets de barrière hydraulique résultent de la plus faible conductivité hydraulique du sable par rapport matériau Gcm,b. L'un des principaux résultats de cette étude réside dans le fait que les sections hétérogènes diffèrent de la section homogène en termes d'écoulement. Le second résultat montre que l'influence de l'hétérogénéité lithologique dépend de la section considérée. De toute évidence, aucune section particulière n'est représentative de toutes les situations du fait de la grande variabilité spatiale des propriétés lithologiques du dépôt. Ainsi, plusieurs sections doivent être examinées à l'échelle d'un site, et on doit s'assurer de considérer assez de sections pour représenter les phénomènes à l'échelle de l'ensemble du bassin d'infiltration.

De manière à appréhender la simulation à méso-échelle, nous avons proposé des indicateurs géométriques pour expliquer et potentiellement prédire l'écoulement par type de section. L'étude du lien entre ces indicateurs et le flux modélisé n'est pas clair et a montré que la combinaison de divers indicateurs était nécessaire pour la compréhension et la prédiction de l'effet de l'hétérogénéité lithologique sur l'écoulement. Des données supplémentaires sont nécessaires pour définir et identifier la bonne combinaison de facteurs géométriques. Il faudrait étendre la méthodologie présentée dans le présent document à suffisamment de sections pour identifier le lien entre facteurs géométriques et modes d'écoulement dans les sections hétérogènes. Enfin, le présent document a clairement démontré l'influence de l'hétérogénéité du sol sur les chemins d'écoulement. Il a fourni des informations pertinentes quant à la modélisation et à la compréhension des chemins de l'eau dans un dépôt fluvioglacière. Cette

information est déterminante, notamment en vue de comprendre les processus de filtration des polluants par ce type de dépôt.

De perspectives de recherche sont envisageables pour compléter ces travaux et appréhender aux mieux les écoulements et les transferts en zone vadose hétérogène. En premier lieu, les modélisations numériques proposées n'ont sans doute pas été assez nombreuses pour prendre en compte tous les scénarios plausibles à l'échelle du bassin d'infiltration. Il aurait été intéressant d'obtenir un grand nombre de sections permettant (1) de définir une typologie des hétérogénéités (stratification versus inclusions de grande versus inclusions de petites tailles, etc.) ainsi qu'un nombre important de sections par type d'hétérogénéité. En effet, le nombre de cas est important, notamment quand on veut faire une étude statistique et relier les facteurs géométriques et lithologiques aux modifications de l'écoulement et des flux hydrologiques. Néanmoins, on ne doit pas minimiser le temps très considérable que demanderaient de telles investigations. En second lieu, certains lithofaciès, notamment les petites lentilles de gravier, ont été négligées dans cette étude. La raison en est que la prise en compte de ces lentilles aurait été très consommatrice en temps. En supplément, des travaux numériques annexes ont démontré que ces lentilles de gravier devraient avoir peu d'influence sur les flux à l'échelle des dimensions des sections considérées. Néanmoins, des études complémentaires pourraient confirmer cette absence d'influence marquée sur les flux et permettre de caractériser l'influence de ces lentilles de graviers sur les chemins de l'eau dans le sol. Enfin, d'un point de vue hydraulique, ces lithofaciès plus grossiers sont susceptibles d'avoir des propriétés hydrauliques particulières : loi de Darcy non valide, anisotropie, absence de capillarité, écoulements turbulents, etc. De tels comportements demandent une approche numérique plus complexe et interdisent l'emploi des outils numériques plus conventionnels, tels que ceux utilisés dans le cadre de cette étude.

La compréhension des écoulements hétérogènes en zone vadose est un préliminaire nécessaire à la compréhension des transferts de solutés en zone non saturée hétérogène. En effet, l'eau advecte une grande partie des polluants dissous et particulaires. Ces derniers suivent donc les chemins de l'eau. Si l'hétérogénéité lithologique induit des écoulements préférentiels, le transfert des polluants sera restreint. Le contact entre le sol et ses particules réactives sera dont réduit, induisant une rétention moindre des polluants (Lassabatère et al., 2004; Lamy et al., 2010). On comprend bien que l'écoulement et son degré d'hétérogénéité régule le contact

entre les polluants et le sol, et par ce biais la capacité de filtration du sol. Ce point est évidemment déterminant pour la gestion des ouvrages d'infiltration des eaux pluviales.

Importance de l'hétérogénéité structurale de la zone non saturée pour la modélisation de l'écoulement à méso-échelle

Par

Artur Paiva Coutinho

ANNEXES

Présentation

Ces annexes présentent deux articles scientifiques publiés dans Journal of Water Resources and Protection et dans Hydrological Processes, faisant suite aux travaux de thèse ainsi qu'à des travaux menés par la suite. Le second article présente un autre type de sol hétérogène. Il s'agit d'un jardin de pluie basé sur la mise en place d'une tranchée drainante. Ce dernier type de sol hétérogène a fait suite aux travaux menés en thèse et présentés lors de la soutenance brésilienne. On a voulu ici mener la même approche que dans la thèse mais pour le cas d'un sol hétérogène dont on connaissait l'hétérogénéité (caractéristiques géométriques, géotechniques et hydrodynamiques connues).

Journal of Water Resource and Protection, 2015, 7, 353-368
Published Online March 2015 in SciRes. http://www.scirp.org/journal/jwarp
http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2015.74028

Vadose Zone Heterogeneity Effect on Unsaturated Water Flow Modeling at Meso-Scale

Artur Paiva Coutinho[1,2], Laurent Lassabatere[1], Thierry Winiarski[1], Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral[2], Antonio Celso Dantas Antonino[2], Rafael Angulo-Jaramillo[1]

[1]LEHNA, UMR 5023 CNRS, ENTPE, UCB-Lyon-1, Vaulx-en-Velin, France
[2]Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós Graduação em Engenharia Civil/Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Recife, Brasil
Email: laurent.lassabatere@entpe.fr

Received 26 February 2015; accepted 13 March 2015; published 16 March 2015

Copyright © 2015 by authors and Scientific Research Publishing Inc.
This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).
http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/
Open Access

Abstract

The understanding of unsaturated flow in heterogeneous formations is a prerequisite to the understanding of pollutant transfer in the vadose zone and the proper management of infiltration basins settled over such heterogeneous formations. This study addresses the effect of lithological heterogeneity of a glaciofluvial deposit on flow in the vadose zone underneath an infiltration basin settled in the Lyon suburbs. The basin had already been the subject of several previous studies, some of which demonstrated the impact of soil heterogeneity. But all of them were only based on the sedimentological study of a trench and no study addressed the potential spatial variability of results due to the spatial variability of soil heterogeneity. In this study, we model flow in the vadose zone for several case studies, including drainage, water infiltration during a rainfall event, and a complete meteorological chronic. These calculations were conducted for several sections, previously characterized in the basin using GPR and sedimentological study and compared with a blank (homogeneous section). The results clearly show that heterogeneity impacts unsaturated flow and that these impacts depend upon the section considered. Some geometrical architectural and textural parameters were proposed to explain the spatial variability and effect of the soil heterogeneity on unsaturated flow, thus establishing the first step towards modeling unsaturated flow in the basin at the meso-scale.

Keywords

Architectural and Structural Indicators, Ground Penetration Radar, Numerical Modeling, Preferential Flow, Structural Heterogeneity, Unsaturated Flow

How to cite this paper: Coutinho, A.P., Lassabatere, L., Winiarski, T., da Silva Pereira Cabral, J.J., Antonino, A.C.D. and Angulo-Jaramillo, R. (2015) Vadose Zone Heterogeneity Effect on Unsaturated Water Flow Modeling at Meso-Scale. *Journal of Water Resource and Protection*, **7**, 353-368. http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2015.74028

1. Introduction

Nowadays cities expand as a result of urbanization. The extension of urbanization and sealed surface results in the modification of the water cycle, and the volumes produced by the sealed surface are too important to be collected and treated in usual stormwater plants. To alleviate such problems, best management practices have been developed, most of which are based on the infiltration of runoff water in infiltration basins or pits. Infiltration basins must be settled over permeable soils to allow water infiltration. Recently, the effects of infiltration basin on water cycle and on the quality of groundwater and the soil below have been questioned [1]. A particular care must be taken about the pollutants carried by runoff water (heavy metals, organics, etc.) that can be responsible for the degradation of the quality of the soils.

In the east plain of Lyon (France), infiltration basins are commonly used to infiltrate runoff water. In this region, most infiltration basins were settled over a glaciofluvial deposit, as a result of ancient glaciation periods and the action of the Rhone River. This glaciofluvial deposit has proved to be highly heterogeneous and made of contrasting material in terms of sedimentological properties. Goutaland *et al.* [2] [3] and Winiarski *et al.* [4] have proposed a methodology to assess flow and pollutant transfer in such heterogeneous media. The first step consists of describing the sedimentological properties of the heterogeneous media using geophysical tools. Ground penetrating radar (GPR) can be used as a non-destructive tool for investigating glaciofluvial deposits in detail up to a depth of 20 m [5] [6]. GPR allows the documentation of the internal structure (bedding geometry) of active braided bars and channels under both saturated and unsaturated conditions [6] [7]. Using GPR, Goutaland *et al.* [3] proposed a methodology to identify the different units and materials, referred to as lithofacies, which constituted the deposit and dug a trench to validate their findings. Then, the same authors and colleagues used water infiltration experiments and best method [8] to derive the hydraulic properties of the lithofacies and to model drainage in the trench. On this basis, Winiarski *et al.* [4] coupled the modeling of flow with the hydrodispersive and geochemical properties of the lithofacies to predict pollutant transfer over the same section. These authors concluded that preferential flow was likely to establish, in particular under unsaturated conditions with capillary barrier induced funneled flows. They also concluded that preferential flow might impact significantly the transfer of pollutants and reduce the removal of pollutants by materials that were far from flow pathways. Indeed, it is well known that pollutant transfer in the soil is highly sensitive to flow pathways and flow heterogeneity since preferential flow may reduce the access of pollutants to reactive particles, e.g. [9]-[11].

In these studies, the investigations were focused on the case of one sole section, for which the sedimentological information was validated with a trench. For this section, flow was modeled for several scenarios in terms of geometry (from a homogeneous section filled only with the main material to the most heterogeneous case with a full description including all lithofacies). If the results show that the heterogeneity plays a role, this must be confirmed with the study of several sections and scenarios. Indeed, only one section was investigated over an infiltration basin of 1.38 ha. To get an idea of the impact of preferential flow on the whole infiltration basin, we must get more information on the spatial variability of heterogeneity of sedimentological properties of the deposit and the effect of such variability on preferential flow.

In this study, we focus on the impact of sedimentological heterogeneity on unsaturated flow. For that purpose, we have scanned the ground with GPR over several sections and we have modeled the flow in these different sections and compared the results with the flow in a homogeneous section containing the main material. Several hydric and hydraulic conditions were tested: drainage, water infiltration (with fixed water flux) and a complete meteorological chronic of the first 1000 hours of 2008. We aim to understand and characterize the effect of soil heterogeneity on flow in the vadose zone, and in particular its effect on flow pathways and fluxes at surface for several kinds of heterogeneous soil profiles. In addition to the analysis of water pressure and fluxes in the profile and at surface, quantitative indicators are proposed to link flow pattern to the lithological heterogeneity of studied sections. These indicators are designed to summarize the architecture of the heterogeneous sections and are expected to serve as explanatory factors for flow pattern, with the final aim to be used as tools for the prediction of flow response to lithological heterogeneity. This is the first step in understanding and modeling of flow heterogeneity at the basin scale.

2. Materials and Methods

2.1. Site Location

The field site is a storm water infiltration basin, referred to as Django Reinhardt basin (DjR basin), and located

in Chassieu, in the eastern suburbs of Lyon, France (**Figure 1a)**). The storm water catchment is an industrial area of 185 ha located south of Chassieu (**Figure 1b)**). The basin covers an area of 1.38 ha and is downstream from a storage and settling basin. This basin is located on quaternary deposits of a glaciofluvial corridor (south-east–northwest orientation), deposited during the last glacial maximum (**Figure 1a)**). The thickness of the deposit is approximately 30 to 35 m (Barraud *et al.*, 2002). The deposit rests on an impervious substratum of tertiary mollassic sands. The groundwater level is at a depth of 13 m. The aquifer has a mean hydraulic conductivity of 7 to 9 × 10^{-3} m s^{-1} [12]. This site is instrumented by the Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (http://www.graie.org/othu/).

2.2. GPR Study

Ground penetrating radar (GPR) is a non-invasive geophysical technique that detects electrical discontinuities in the shallow subsurface. This technique is based on the generation, transmission, propagation, reflection and reception of discrete pulses of high frequency (MHz) electromagnetic energy. It allows the assessment of spatial structures of sediments to a depth of 10 to 20 m over extended areas [13]-[15]. Sedimentary geologists widely used this technique to reconstruct depositional environments and document historic sedimentary processes [16]. Indeed, glaciofluvial deposits are characterized by a textural heterogeneity derived from erosion, transport and sedimentation phases that have led to the formation of lithological units. In the present paper, the term lithofacies has been used as reference to lithological units of glaciofluvial deposits, all of these corresponding to a specific genetic unit (*i.e.*, formed by a homogeneous process of transport and sedimentation, [17]).

The GPR measurements were carried out using the GSSI SIR 3000 system (Geophysical Survey System Inc., Salem, USA), operated with a shielded antenna at a central frequency of 400 MHz and 200 MHz, running in

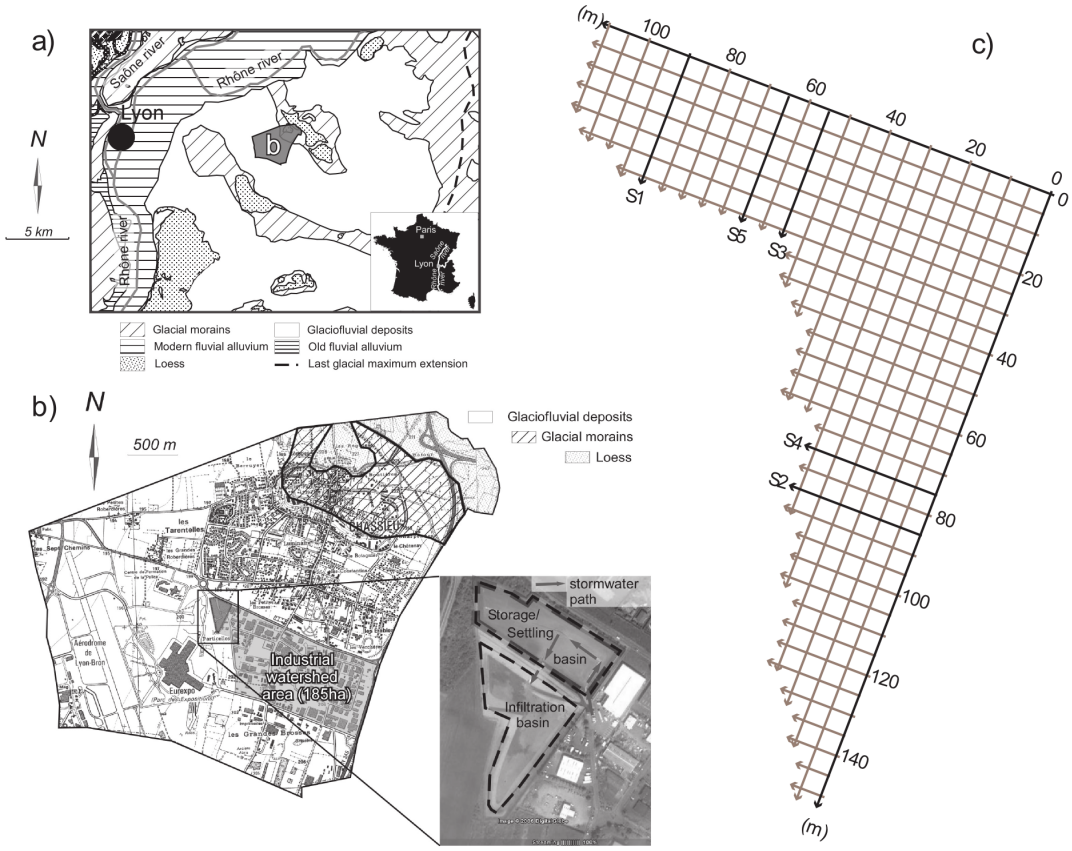


Figure 1. a) Geological settings of the eastern part of the Lyon area; b) location of site in the Chassieu city area. The DjR infiltration basin was settled over a 13-m-deep unsaturated glaciofluvial deposits and receive the waters from a storage and settling basin; c) Layout of the 5 m × 5 m rectilinear GPR acquisition grid that covers the infiltration basin.

monostatic mode. The data processing was performed using the GSSI Radan 7 software. This processing consisted of distance normalization, a static time shift (to align direct ground wave arrival to 0 ns), a background removal (to eliminate the high amplitude direct ground wave), and a Kirchhoff migration. The electromagnetic wave velocity was determined by CMP (common midpoint) with two 400 MHz antennas. According to Goutaland *et al.* [18], a velocity of 0.09 m ns^{-1} was selected to convert two-way travel time into actual depth.

At our site, previous GPR investigations at 200, 400, and 900 MHz had been performed and compared to trench walls [18] [19]. These data were used to explore the ability to detect sedimentary structure at the scale of the required model resolution (*i.e.*, at the lithofacies scale) and the penetration depth for each antenna. The best tradeoff between high resolution and adequate penetration depth was obtained with the 200 MHz antenna. Thus, only results obtained using the 200 MHz antenna are illustrated.

The 400 MHz and 200 MHz profiles were collected in a 5 m × 5 m grid pattern (**Figure 1c)**). The dimensions of the acquisition grid were 140 m × 110 m. The spacing between each grid line was set at 5 m. GPR measurements (400 MHz and 200 MHz) were performed on all acquisition grid lines. GPR data set were interpreted using radar facies analysis [18] in conjunction with the classification of seismic reflections developed by Mitchum *et al.* [20]. During interpretation of the profiles, constant gain was applied to the data to note the amplitude of reflections. The GPR profiles were exported into image file format (.bmp), and major reflections were traced out and colored using Illustrator CS6 drafting software (Adobe, Inc.). As GPR profiles acquired an immense amount of interpreted sedimentological information, only one major radar reflection package was described with the profiles of 200 MHz antennae. The profiles of 400 MHz antennae (not presented in this paper) were used to confirm the previous interpretations based on the 200 MHz antennae.

2.3. Numerical Modeling of Flow

Unsaturated flow was modeled for several sections, considering the first 4 meters of soil below several lines of the acquisition grid. Indeed, each acquisition line was interpreted and GPR data was precise enough to describe the deposit architecture in detail (*i.e.*, lithofacies and relative positions) for ~4 meters. For each section (*i.e.*, ~4 m of soil below the acquisition line), unsaturated flow in the deposit was modeled considering Richard's equation and using HYDRUS 3D software [21]:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(K(\theta)\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K(\theta)\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K(\theta)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\right) \tag{1}$$

where θ is the volumetric water content, h is the pressure head, x, y, and z are the spatial coordinates, t is time, and K is the unsaturated hydraulic conductivity tensor. We assumed isotropy for all lithofacies. Soil water retention and hydraulic curves are characterized by the van Genuchten-Mualem relation [22]:

$$\theta(h)=\theta_r+(\theta_s-\theta_r)\left(1+|\alpha h|^n\right)^{-m} \tag{2a}$$

$$K(h)=K_sK_r(h)=K_sS_e^l\left(1-\left(1-S_e^{1/m}\right)^m\right)^2 \tag{2b}$$

where θ_r and θ_s denote the residual and saturated water content, respectively; K_s and K_r are the saturated and relative hydraulic conductivity, respectively h_g the scale parameter of water pressure heads, n is a pore-size distribution index, l is a pore-connectivity parameter, and a shape parameter m equal to 1-1/n. On the basis of the sedimentology description obtained with the method described above, each material was assigned the hydraulic properties proposed by Goutaland [2]. Hydraulic parameters are described in **Table 1**. In this study, the role of the coarser material (gravel) was neglected and this topic will be the subject of further studies.

For numerical resolution, sections were meshed through triangular elements to build the reference 2D numerical domain, 30 m in length and 4 m in depth. Mesh elements dimensions never exceed 8cm and the number of nodes is in the order of 30,000 nodes. Each node was assigned a set of hydraulic accordingly to the sedimentological description of the trench. Boundary conditions were set at no flux on the side walls and free drainage at the bottom. Two events were modeled: drainage from a close to saturation initial state and water infiltration induced by fixed constant flux at surface, mimicking a rainfall event, using atmospheric boundary option. The initial condition was fixed at hi = −0.01 m for the drainage to simulate close to initial saturated condition and to −5 m for the rainfall event. In this study, the accumulation of water at soil surface was neglected. The maximum al-

Table 1. Hydrodynamic properties of the litohfacies.

Litofacies	Θr (cm^3/cm^3)	Θs (cm^3/cm^3)	hg (m)	n	Ks (m/s)
Gcm	0.0107	0.274	0.1562	1.7353	$1.53.10^{-4}$
Gcm,b	0.0051	0.186	0.2299	1.9336	$1.91.10^{-4}$
S-x	0.013	0.359	0.3559	1.7878	$5.1.10^{-5}$

lowed pressure head at the soil surface, that allows the calculation of the real water flux at the atmospheric boundary, was fixed at its default value, *i.e.*, 0. Finally, modeling was conducted for real meteorological data recorded in 2008 at the station of Lyon Bon (France). Incoming flow rates (q_{enter}) were calculated using rainfall and potential evaporation-transpiration intensities (i_{rain} and i_{pet}), the catchment runoff coefficient (c_R) and both catchment and basin surface areas (S_C and S_B), through: [23]

$$q_{\text{enter}} = \begin{cases} \dfrac{(c_R S_C + S_B)}{S_B} i_{\text{rain}} & \text{if rain} \\ i_{\text{pet}} & \text{else} \end{cases} \quad (3)$$

The runoff coefficient is fixed at a value of 0.4 and evaporation-transpiration was uniformly distributed all along the year.

3. Results and Discussion

3.1. Architectural Characterization of the Studied Sections

A sedimentological description of glaciofluvial deposit was performed at both a textural and structural scale. The structural scale is the description scale of the sedimentary bodies, composed of distinctive assemblages of lithofacies and corresponding to the depositional product of a particular process or succession of processes occurring during a depositional system [17]. These sedimentary bodies are called architectural units or depositional units [24]. The textural scale aims at characterizing lithofacies that are defined as uniform strata characterized by their distinctive lithological features (composition, grain size, bedding characteristics, and sedimentary structures) and corresponding to an individual depositional event [17].

Both lithofacies and depositional units of the studied glaciofluvial deposit have already been characterized by Goutaland *et al.* [18] for the studied deposit. These authors described the lithofacies using the sedimentological code of Miall [17] extended by Heinz *et al.* [24]. According to results obtained for a trench studied by Goutaland *et al.* [19] in the same infiltration basin, we interpreted six of the radar sections of the acquisition grid depicted in **Figure 1** (Sections S1 to S6). **Figure 2** shows one example of the radar profile interpretation (S1). The proposed interpretation was conducted considering the six depositional units proposed by Goutaland *et al.* [18], namely units 1, 2, 3, 4, 5 and 6, from the base to the top of each section (**Figure 2a)**).

Two distinct levels were revealed over the first four meters of the glaciofluvial deposit (**Figure 2b)**):

- An upper level (first ~0.5 m) corresponding to particle deposition at high stream energy, which lies at the origin of the presence of a very heterometric sand and gravel mix (Gcm lithofacies). This level comprises structural unit 6;
- A lower level (located at a depth > ~0.5 m, on average) that corresponds to a braided proglacial system deposit, leading to such structures as paleochannel and scour fill (S-x, Gcm and Gcm, b lithofacies), and gravel progradations (Gcm, b lithofacies). This level comprises the structural units 1 - 5.

In these last units, three distinct lithofacies are present [18]: medium sands (S-x lithofacies), sand and gravel mixes, with a dominant heterometric gravel fraction (Gcm lithofacies) or with a bimodal grain size distribution (Gcm, b lithofacies). The sand and gravel mixes (Gcm, b lithofacies) constitute the predominant lithofacies of the glaciofluvial deposit. Goutaland *et al.* [19] provided a sedimentological interpretation of all lithofacies. The sands are low-flow regime deposits, whereas the Gcm, (b) lithofacies correspond to a high flow stage deposit. The Gcm, b lithofacies formed by gravel dunes migration resulted from gravel bars migration. These considerations allow us to define the edges of all lithofaciesin all studied sections. The identification procedure is depicted for a specific section in **Figure 2b)**, and the results of such a procedure are depicted for all sections in **Figure 3**.

The different sections were described in terms of lithological heterogeneity using the following geometrical

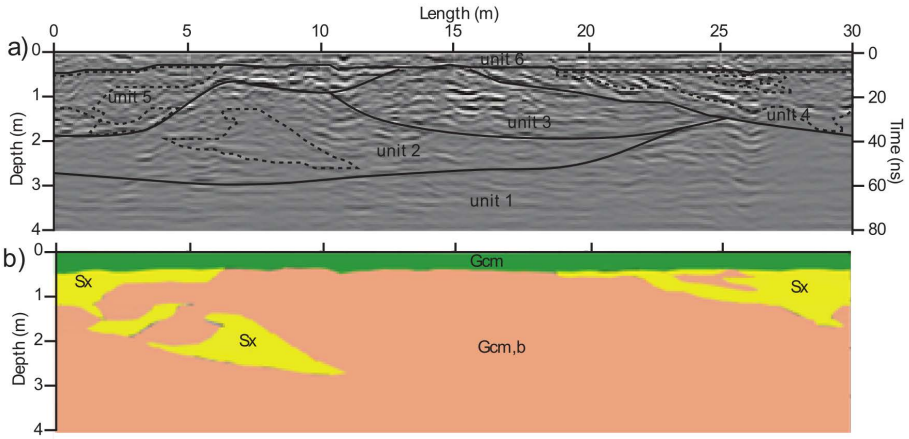


Figure 2. a) Representative GPR profile with antenna 200 MHz and major GPR reflection patterns; b) Interpretative sketches of major lithofacies (Sx: sand; Gcm: sandy gravel; Gcm, b: sandy gravel bimodal).

structural or architectural indicators. These were defined in agreement with the architecture of the studied material and sections which were split into three generic elements: the predominant material, referred to as "main lithofacies" which occupies most of the section, the upper layer and sand lenses (**Figure 3**). For these elements, the following indicators are proposed (**Figure 3**):

$$\begin{cases} F_M = \dfrac{S_M}{STC} \\ F_{La} = \dfrac{S_{La}}{STC} \\ F_{Le} = \dfrac{\sum_i A_i}{STC} \end{cases} \tag{4a}$$

$$IDC = \frac{\sum_i^n L_i}{L} \tag{4b}$$

$$IDCL = \frac{L_M}{L} \tag{4c}$$

$$L_M = \max\left(L_i\right) \tag{4d}$$

$$x_{GC} = \frac{\sum_{j=1}^{n} x_i A_i}{\sum_{j=1}^{n} A_i} \tag{4e}$$

where S_M, S_{La}, A_i and STC refer to the surface occupied by the main lithofacies, the upper layer, the ith sand lens and the total area of the whole section, respectively; L_i corresponds to the length of the ith sand lens and x_i to its abscissa (**Figure 3**). Indicators F_M, F_{La} and F_{Le} represent the degree of occupancy in the section by the main lithofacies, the upper layer (**Figure 3**, *La*) and sand lenses (**Figure 3**, *Le*), respectively; indicators *IDC* and *IDCL* quantify the degree of obstruction of the horizontal length by all inclusions or by the largest inclusion, and finally X_{GC} defines the gravity center of the sand lenses.

On average, the upper layer occupies ~17% of the whole section and sand lenses ~ 21%. For most sections, the degrees of occupancy were close to average, except Section S4 with low values for both upper layer and sand lenses, Section S1 with a low degree of occupation for sand lenses, and Section S5 with a high degree of

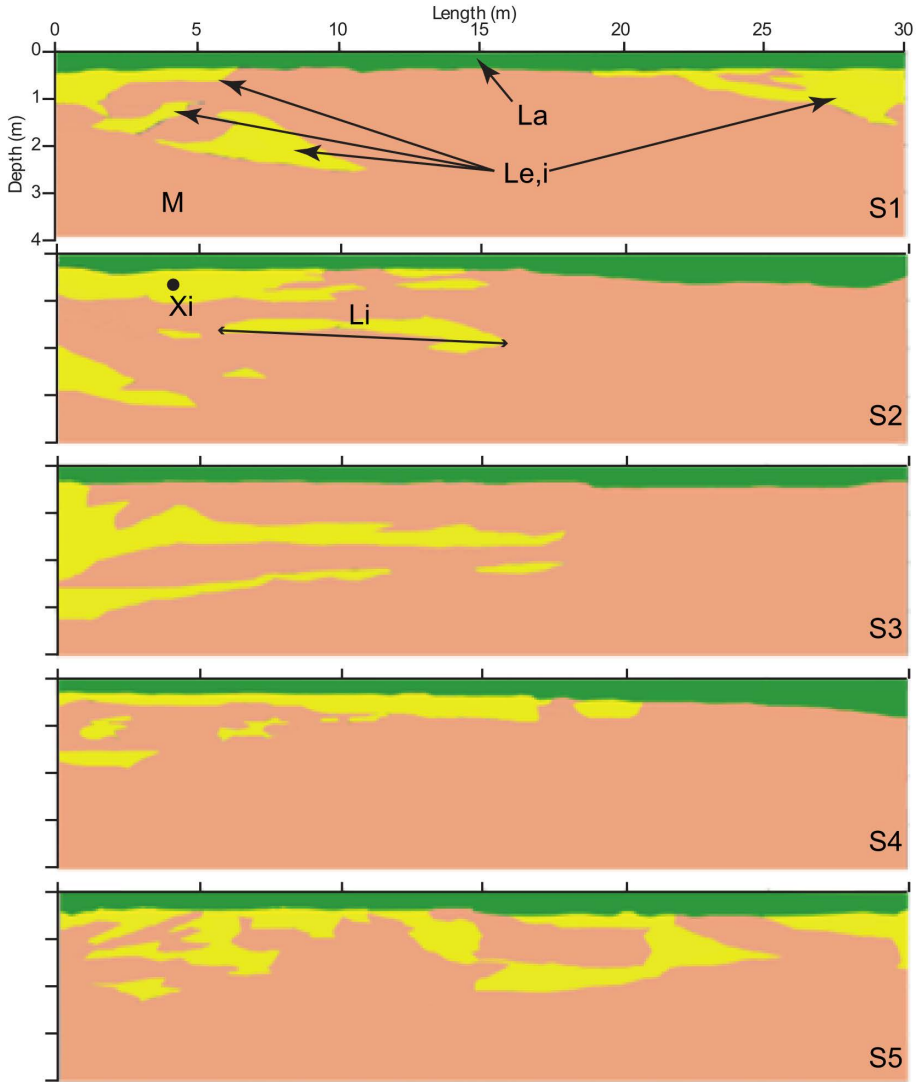


Figure 3. Schematic lithologic representation of the 5 sections under study: the sections are filed with the main lithofacies (M), a sandy gravel bimodal referred to as Gcm, b, an upper layer (La) made of sandy gravel referred to as Gcm, and sandy lenses (Le) made of sand referred to as Sx. The sandy lenses are characterized by their length (Li), their position (xi) and their area (Ai) for the lens i (i = 1 to n, with n the total number of lenses).

occupation for both the sand and the upper layer. For the position of lenses, the sections were ranked in function to the placement of sand lenses (**Figure 3**). For the first section, sand lenses are either close to the right or left boundaries, with a gravity center close to the center (*i.e.*, $X_{GC} = 13.2 \approx 15$ m). Sections S2, S3 and S4 contain all sand lenses close to their left edge but with an increasing abscissa for the gravity center, corresponding to an increase in the degree of obstruction of the section length by sand lenses. The last section, S5, corresponds to a complete obstruction of section length, with the highest value of indicator *IDC* (**Table 2**). Clearly, sections exhibit different geometries and may influence flow in different ways.

3.2. Modeling Water Redistribution during Drainage

We first modeled water redistribution in the whole profile during a drainage event. All soil profiles were considered close to saturation at the beginning of the event with a water pressure head of −0.01 m. Clearly, water redistribution depends on the profile. In **Figure 4**, the evolution of water content with time is illustrated for three contrasting profiles: a) uniform profile (Section H, **Figure 4**), b) heterogeneous profile with layered system

Table 2. values of geometrical parameters for the studied sections, H for homogeneous and the 5 heterogeneous sections from S1 to S5 are described in **Figure 3**.

Flow	F_{La}	F_{Le}	X_{GC} (m)	*IDC*	*IDCL*	L_{max} (m)
H	0	0	-	-	-	0
S1	12.4	12.4	13.20	1.01	0.37	11.24
S2	12.8	18.0	5.52	1.02	0.36	10.92
S3	12.2	20.7	6.35	1.12	0.60	17.91
S4	7.0	12.2	9.16	1.00	0.55	16.50
S5	16.6	21.2	13.22	1.22	0.50	13.99

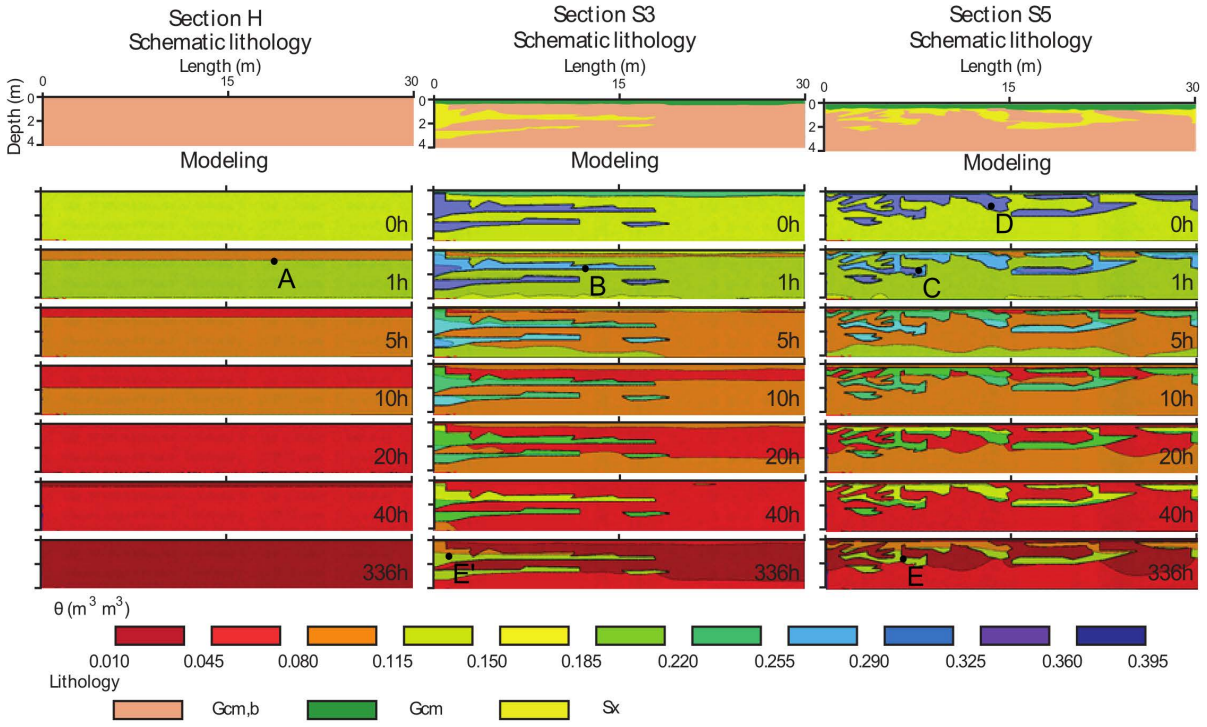


Figure 4. Time evolution of water content in three sections during the drainage phase; the sections and their respective geometry are reminded at the upper part of the figure.

and inclusions mainly on the left (Section S1, **Figure 4**) and finally a layered profile with inclusions randomly distributed along the whole section (Section S5, **Figure 4**). It is clear that in the uniform profile, isolines for water content are horizontal lines, revealing a piston type drainage with homogeneity of processes over the whole section (**Figure 4**, A). On the contrary, in heterogeneous sections, the geometry of isolines for water content is impacted by the geometry of inclusions and reveals that inclusions store water (**Figure 4**, B and **Figure 4**, C). At time zero, there is higher water content in sand lenses and in the upper layer (**Figure 4**, D). Indeed, at the beginning, all lithofacies are close to saturation and saturated water content is higher for the sand and the Gcm constituting the upper layer (**Table 1**, lithofacies S-x and Gcm, respectively). Saturated water content lies at 0.274 and 0.359, respectively for the upper layer and the sand lenses, versus 0.186 for the main lithofacies. Thus, it seems logical to get higher water content in the upper layer and the sand lenses at the beginning. For longer times, drainage remains the same in the main material, with water content similar to that obtained for the uniform section. On the other hand, drainage seems to slow down in the sand lenses, with higher water content during the whole drainage phase. When time equals 336 h, clearly the sand lenses store water in heterogeneous profiles S3 and S5 (**Figure 4**, E and **Figure 4**, E').

Water fluxes are now described and explained. At upper boundary, water fluxes are null by definition (drainage and no flux entering at surface). At lower boundary, fluxes decrease with time and tend towards zero

(**Figure 5b)**). The differences between sections are really tiny. At the beginning of the process (*i.e.*, between 0 and 5 h), flow rate is a little bit faster in the homogeneous section (**Figure 5b)**). After ten hours, the flow rate for the homogeneous sections decreases faster and becomes slightly below flow rates for the other sections. The following conclusions can be stated on the basis of the analysis of cumulative fluxes (**Figure 5a)**). Less amounts of water are drained and drainage is a little bit faster for the homogenous section. The comparison of different heterogeneous sections shows that there is a variability in drained cumulative fluxes (**Figure 5a)** and **Figure 5b)**). Yet, despite these slight differences, there is not a great impact from the section's heterogeneity on flux rate at the lower boundary conditions, meaning that fluxes during the drainage and water redistribution phases should not be greatly impacted by the heterogeneity of the deposit.

Finally, at surface and at the lower boundary, water pressure heads decrease for all sections, as the result of water drainage and redistribution in the profile. This decrease is slightly more pronounced for the case of the homogenous section. For heterogeneous section, water pressure head at surface decreases to a lesser extent; revealing an over-pressure at surface, in comparison to the case of the homogeneous section. This over-pressure witnesses the increase in flow impedance for the heterogeneous section. This is logical and in agreement with the fact that heterogeneous profiles are made of the main material plus two materials with lower saturated hydraulic conductivity [25] [26].

3.3. Modeling Water Infiltration during Rainfall

Water infiltration was modeled for a particular rainfall event, considering atmospheric condition applied at surface boundary with a flux of 0.3438 m/h, which corresponds to a rainfall intensity of 6 mm/h, relating to a period of intense rain. The analysis of water content profiles gives information on the flow pathways during infiltration. For the homogeneous profile, wetting fronts correspond to horizontal lines, revealing a piston type infiltration (data not shown). Water infiltrates progressively with similar fluxes at a fixed depth. In the case of heterogeneous sections, the wetting fronts are no longer horizontal. During infiltration, for times between 0 and ~3 h, the wetting fronts strongly depend on the geometry of inclusions (**Figure 6**). For Section S1, water infiltrates in the medium of the section between the inclusions (**Figure 6**, A). For Section S3, water infiltrates mainly on the

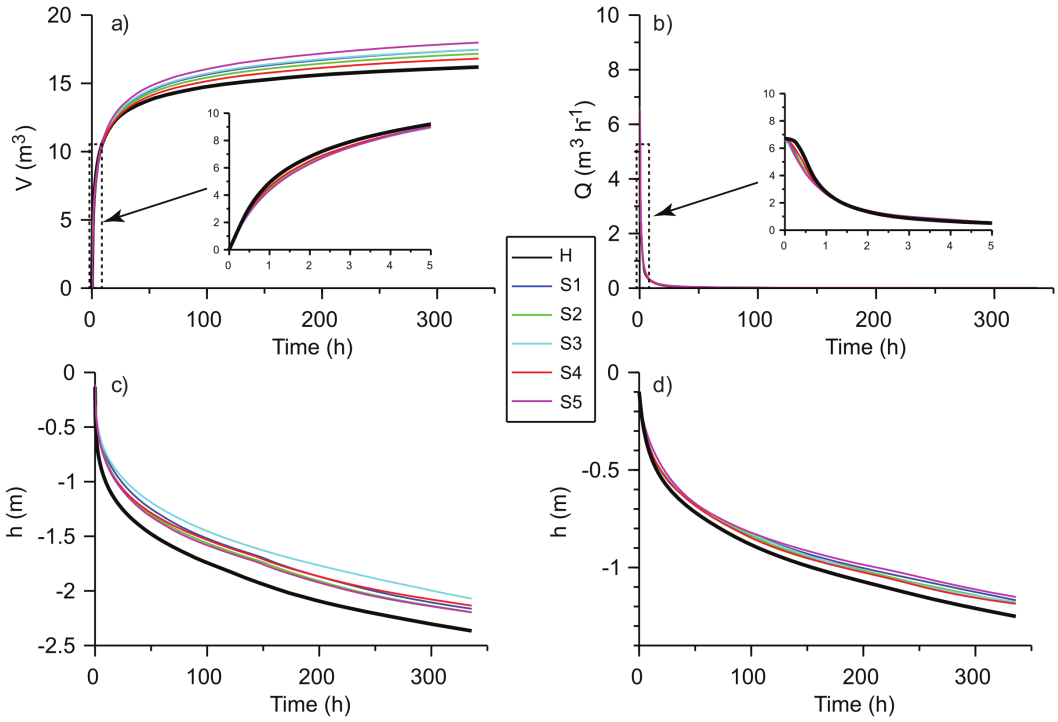


Figure 5. Water redistribution during drainage phase: a) total cumulative flux drained at lower boundary, *i.e.*, at a depth of 4 m, b) water flux at the lower boundary, water pressure heads at surface c) and at lower boundary d).

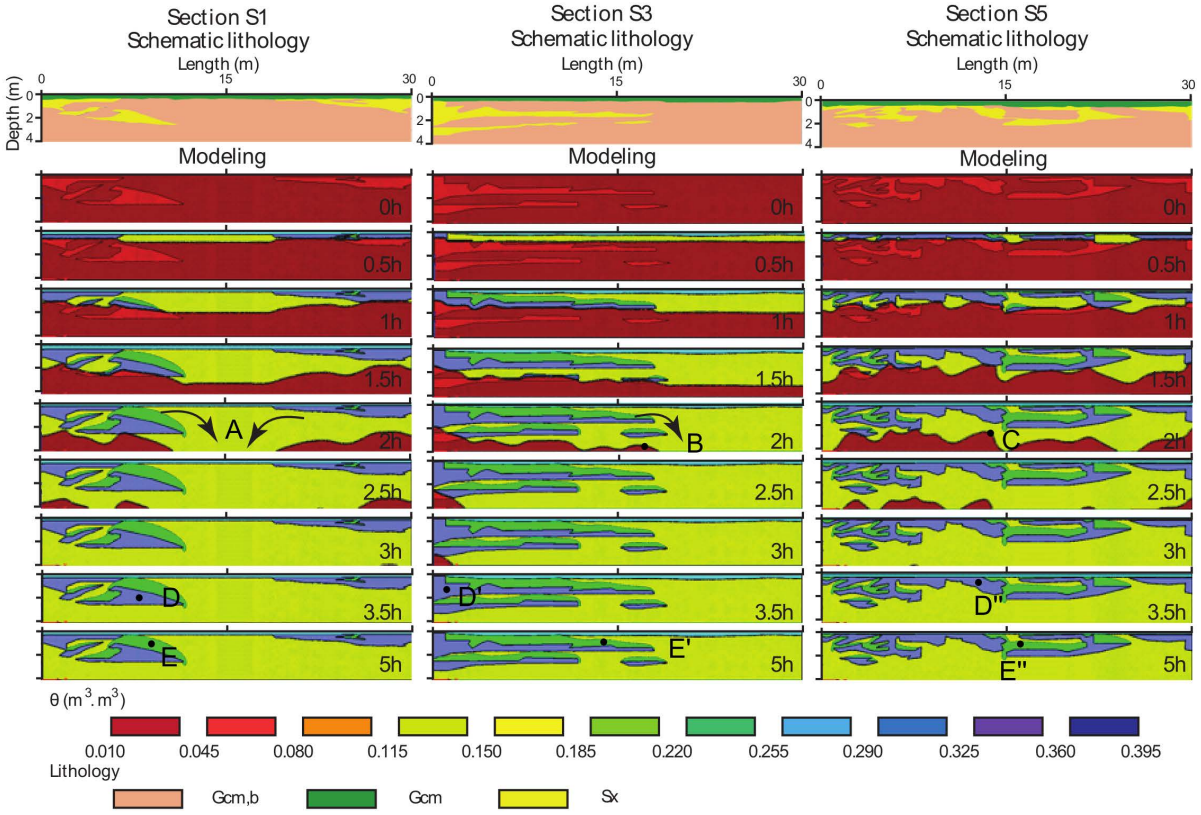


Figure 6. Time evolution of water contents in three sections during the studied rainfall event.

right side, apart from sand inclusions (**Figure 6**, B). And finally, for the more complicated Section S5, there is no specific preferential flow since inclusions are spread over the whole length of the profile (**Figure 6**, C). But, locally, water avoids inclusions. At the end of infiltration, when the wetting fronts have reached the lower boundary, water content differs between the main lithofacies and the inclusions. The sand lenses exhibit higher water content (**Figure 6**, D, D' and D") because of their high saturated water content (**Table 1**). Above the edges of sand lenses, water content is increased (**Figure 6**, E, E' and E"). This results from the local increase in pressure head at the interfaces between sand lenses and the main material, above sand lenses. Such an increase reveals a drop in hydraulic conductivity from the main material to the sand. In fact, under these conditions, the sand lenses exhibit a lower hydraulic conductivity and force water to avoid them and triggers the increase in water pressure head. This increase above sand lenses can be regarded as similar in process to the formation of a perched aquifer [26]. Such results are in agreement with the previous works [3]. The contribution of this study is to show that depending on the section considered and the related sedimentological heterogeneity, flow pathways may change.

Soil heterogeneity affects flow pathways but also water infiltration at surface. For water pressure head, the influence is quite small (**Figure 7c)**). All water pressure heads tend towards zero and the difference between the homogeneous and the heterogeneous sections is quite tiny. For fluxes, the heterogeneity impedes flow rate and reduces water infiltration. In the homogeneous section, the whole water flux applied at surface is infiltrated and the water flux entering the profile equals the flux imposed (**Figure 7a)**). For the other sections, the water flux imposed at surface is completely infiltrated during one hour before being reduced, leading to a decrease in infiltration rate as depicted in **Figure 7a)**. Sorting sections as a function of infiltrated fluxes leads to: H > S3 > S2 > S1 > S4 ≈ S5. Such ranking will be discussed below in light of the following results.

At a depth of 4 m (*i.e.*, lower boundary), both water fluxes and water pressure heads are impacted. For the homogeneous section, water pressure head and fluxes suddenly increase around 2 h. This time corresponds to the time needed for the wetting front to reach the lower boundary. It can be stated that, for the homogeneous section, the wetting front is sharp as witnessed by the sudden and drastic increase in both water pressure and

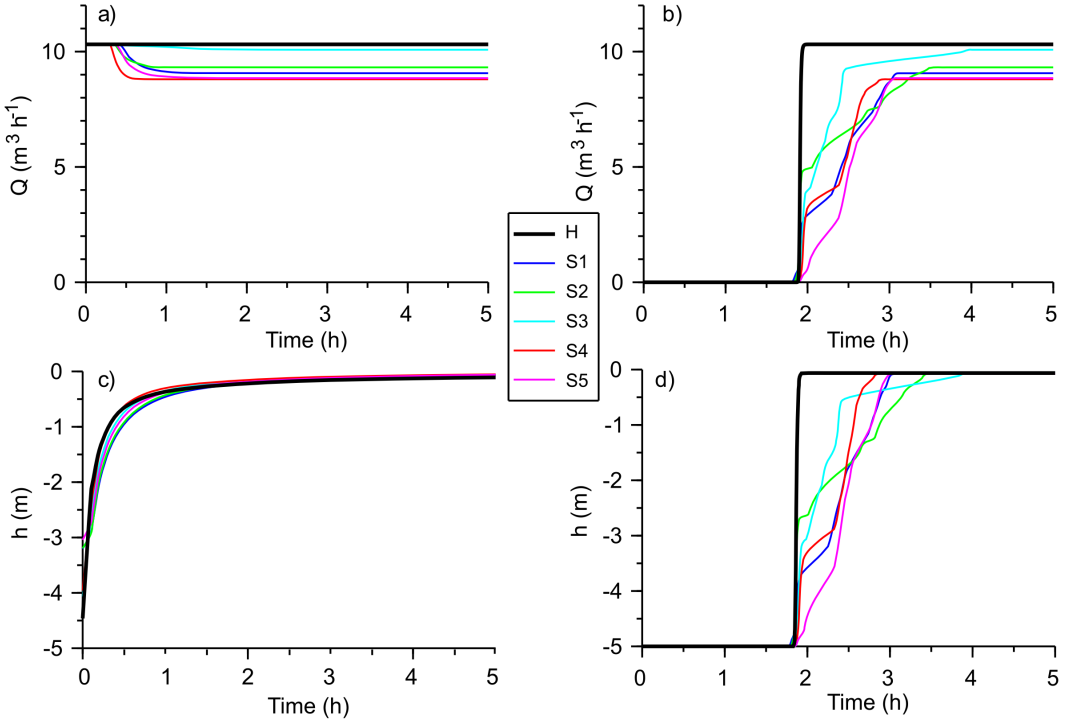


Figure 7. Water infiltration during rainfall event: fluxes at surface a) and at the lower boundary, *i.e.*, at 4 m depth b); water pressure heads at surface c) and at lower boundary d).

flux rates. At the end, the whole profile is saturated with pressure heads close to zero and the water infiltrates at the same flow rate along the whole profile (gravity driven saturated flow). The heterogeneity of the section impacts the arrival of the wetting front. These arrive slightly later, around 2.25/2.5 h and the increase of water pressure head and water flux rate is less sharp with more complex shapes (**Figure 7b)** and **Figure 7d)**). In fact, these more complex shapes reveal several arrivals corresponding to several different pathways. In this case, the complexity of flow pathways due to profile heterogeneity impacts significantly the fluxes, including the fluxes that occur at every depth in the profile. Once the wetting front has reached the lower boundary, water pressure head increases up to zero as for the upper boundary, leading to full saturation along the whole profile. The water flux at the lower boundary tends towards the actual infiltration rate at the upper boundary. For instance, the water flux at the lower boundary of Section S4 is around 8.8 $m^3 h^{-1}$, corresponding to the water flux that infiltrate sat surface for an applied water flux of 10.3 $m^3 h^{-1}$. Regarding the sorting of arrival times, we obtain respectively the following rankings: S3 < S2 < S1 = S4 < S5. We obtain a ranking similar to that of infiltration rates, meaning that the section in which water infiltrates the less at surface corresponds to the slowest velocity of water and wetting fronts in the profile. Regarding time dispersion around averaged arrival times, the ranking changes without any link between arrival time and time dispersion. Indeed, some sections exhibit short arrival time with low dispersion (Section S2), others exhibit longer arrival time with large dispersion, etc.

Briefly, the heterogeneity of soil profile impacts significantly flow pathways and water infiltration and runoff at surface. In the studied profiles, the upper layer and the inclusions impede flow, resulting in more runoff at surface and slower movement of wetting fronts. In addition, these trigger the establishment of several flow pathways, resulting in the succession of several arrivals for the wetting front at a fixed depth. These results show that the heterogeneity of soil may significantly impact water redistribution or infiltration during both drainage and rainfall events. The following section addresses the effect of soil heterogeneity for a complete meteorological chronic.

3.4. Modeling Water Infiltration for Meteorological Data

A complete meteorological data was modeled for the several sections and for the first 1000 h of year 2008. **Figure 8** presents water pressure head and cumulative flux at surface and at the lower boundary (**Figures 8a)-d)**). **Figure 8** depicts also the water fluxes at boundaries for a specific rainfall event (**Figures 8e)-f)**). The meteorological

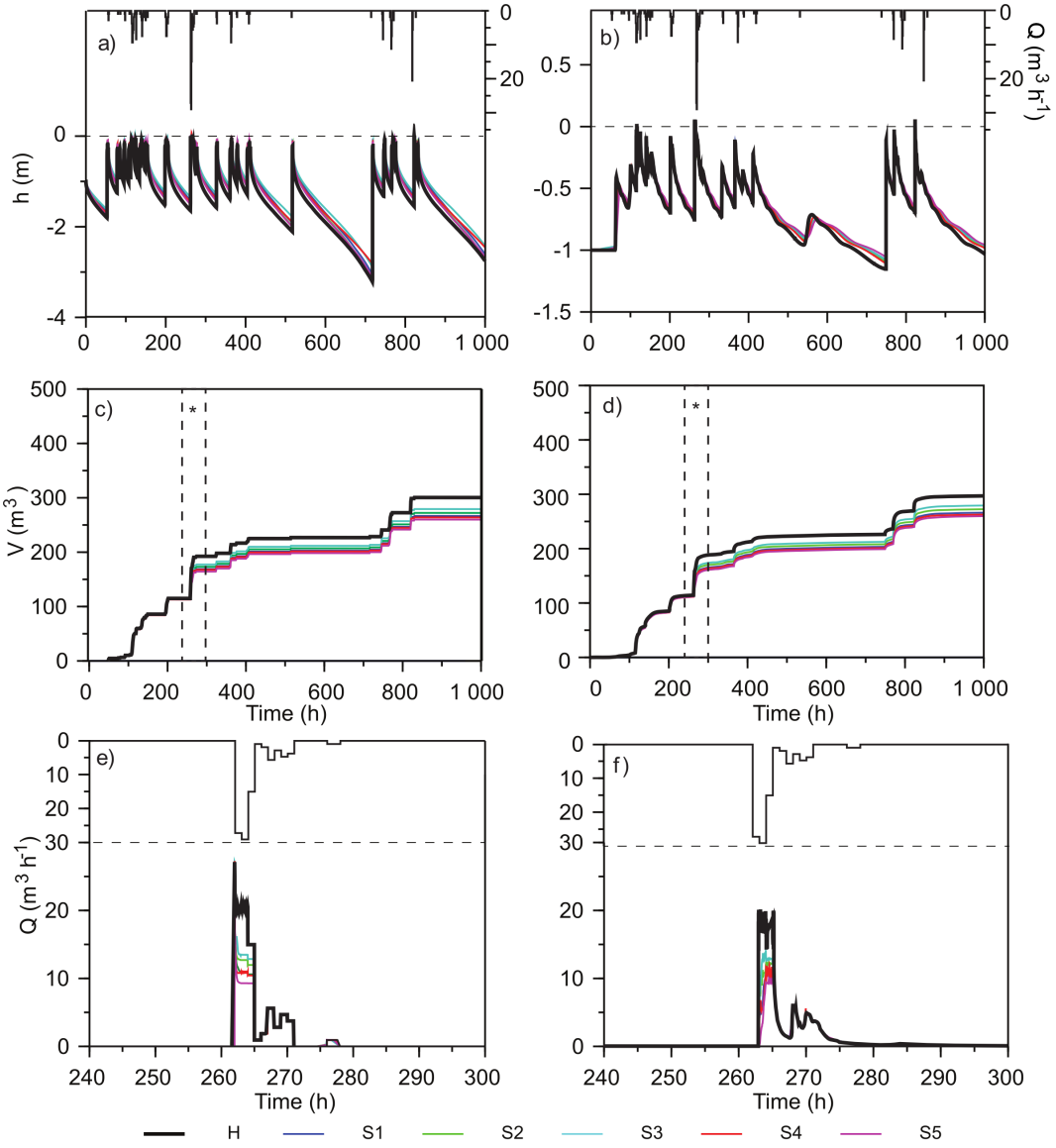


Figure 8. Numerical results for the meteorological chronic, potential flux at surface (a) or b)), water pressure heads at surface a) and at lower boundary, *i.e.*, at a depth of 4m b), real cumulative fluxes at surface c) and at lower boundary d), zoom on a rainfall event depicting flux at surface e) and at lower boundary f).

data corresponds to the succession of rainfall events and drainage phases (dry periods) in between, measured at the meteorological station of Bron in Lyon urban areas.

For all sections, rainfall events logically trigger a quick increase in water pressure head and drainage triggers a slower decrease in water pressure head. It can be noted that time evolution of pressure head is wider at surface with values between −3 m and 0 m (**Figure 8a)**), whereas at the lower boundary the water pressure head varies between −1.5 and zero (**Figure 8b)**). This is often observed in most cases [27]. The soil can be seen as a buffer and variations in hydric conditions are often wider at surface than in deeper horizons. The differences between the homogeneous section and the heterogeneous sections are in agreement with what was described above for case studies. The heterogeneity impacts surface water pressure heads more during drainage phases than during rainfall events (**Figure 8a)**), as already stated above. The same trends are observed for water pressure head at lower boundary level.

For water fluxes, only cumulative fluxes were reported in **Figure 8c)** and **Figure 8d)** for the sake of clarity. Every rainfall event logically triggers a sharp increase in cumulative infiltration, whereas the drainage corres-

ponds to plateaus. It can be noted that the shapes are sharper for cumulative infiltrations at surface (**Figure 8c)**) in comparison with the lower boundary (**Figure 8d)**). This results from the buffer effect of the soil and the fact that processes responsible for water movement in the soil smoothen the variation of fluxes and water pressure heads in deeper horizons. The difference between all the sections is extremely tiny before 250 min. After, the sections split into several groups with a clear distinction between the homogeneous and the heterogeneous sections. As observed in the previous chapter, the homogeneous section infiltrates more water than the others. This becomes clear when analyzing one specific event (**Figure 8e)** and **Figure 8f)**). For this event occurring between 260 min and 270 min, water infiltration at surface is the most important in the homogeneous section. For all the heterogeneous sections, water infiltration decreases, and sections can be sorted as a function of infiltrated fluxes as follows: H > S3> S2 > S1 ≈ S4 > S5, which corresponds to the ranking obtained above for case study of rainfall event. Clearly, the behavior of each section in terms of water pressure head and fluxes corresponds to the same behavior as described above for a particular drainage and rainfall event, and the same conclusions can be stated.

At the end of the chronic, the combination of similar effects for all events leads to significant effect on the water budget. For instance, profile heterogeneity impacts the percentage of cumulative fluxes that was infiltrated at surface and that achieved infiltration to the lower boundary (positioned at a depth of 4 m). For the case of the homogeneous section, 95.2% of the water infiltrates into the profile with only 4.6% as runoff. The heterogeneity simultaneously increases runoff and decreases water infiltration. The ranking of sections leads to: H < S3 < S2 < S1 < S4 < S5 with a maximum value for runoff at 17.7% and a minimum value of runoff at 11.6%, for heterogeneous sections. Such a ranking is in full agreement with the previous analysis of case studies. Clearly, soil heterogeneity impacts runoff at surface but it can also be concluded also that depending upon the location of sections in the field and the geometry of inclusions, runoff may change significantly, as already proved [25] [26] even for this kind of deposit [3] [4]. But this study clearly shows that for the same deposit, soil heterogeneity may vary and flow pattern may vary as well. It is then crucial to account for spatial variability of the profile heterogeneity at the basin scale.

3.5. Link between Flow and Geometrical Indicators of Heterogeneous Sections

In the previous sections, it was clearly demonstrated that the comparison of sections gave the same results for all drainage and rainfall events and over a chronic of 1000 h. It was shown that heterogeneity affected flow in the same way, but that the degree of heterogeneity of the profile plays on the intensity of the effect of soil heterogeneity. As a consequence, characterizing sedimentological properties for only one section and modeling unsaturated flow for a sole section is not sufficient for flow rate prediction at the infiltration basin scale. In this section, we assess the link between the impact of heterogeneity on flow and the values of indicators. As the influence of profile heterogeneity on flow pattern remains the same, whatever the drainage or rainfall event, we need only to study the link between flow and indicators for one case. Indeed, similar trends will be found for any other rainfall event or even for the meteorological chronic.

In this part, we assess the link between geometrical indicators and runoff at surface obtained for the complete meteorological chronic. In terms of runoff at surface, we obtain the following ranking: H < S3 < S2 < S1 < S4 < S5. Here, we deal with the effect of soil heterogeneity on flow impedance. At first, we test the indicator F_{La}, which corresponds approximately to the thickness of the upper layer. Indeed, physically, if we consider that the lower saturated hydraulic conductivity of the upper layer is one of the main key factors for flow impedance, we should get a clear link between the ranking of sections with regards to runoff and to F_{La}. Yet, these rankings do not correspond. The ranking with regards to F_{La} gives: H < S4 < S3 < S1 < S2 < S5; which is quite different. As a second step, we consider that the sand lenses are one of the main key factors for flow impedance. We sorted the sections as a function of the degree of occupation of the section by the sand lenses, *i.e.*, indicator F_{Le}. The ranking obtained with F_{Le} was quite different to that of the runoff (**Table 3**). The procedure was repeated to all indicators and no clear concordance was found (**Table 3**). Briefly, there is no link between runoff and one particular indicator. This shows that flow may be more the result of a combination of several indicators. Clearly, more data for more sections are needed to identify the combination of proposed parameters that explain results related to flow. Regarding the physics of flow, the worse situation for water infiltration corresponds to the section for which the upper layer is thick and sand lenses occupy a large fraction of the section and are spread all over the section length. For instance, Section S5, which fulfills this criterion, triggers the smallest runoff and corresponds to the strongest effect of heterogeneity on flow.

Table 3. Ranking of section with regards to runoff for the meteorological data (Flow) and with regards proposed geometrical indicators (F_{La}, F_{Le}, X_{GC}, *IDC*, *IDCL*, and L_{max}).

Flow	F_{La}	F_{Le}	X_{GC} (m)	*IDC*	*IDCL*	L_{max} (m)
S						
H	H	H	-	-	-	H
S3	S4	S4	S2	S4	S2	S2
S2	S3	S1	S3	S1	S1	S1
S1	S1	S2	S4	S2	S5	S5
S4	S2	S3	S1	S3	S4	S4
S5	S5	S5	S5	S5	S3	S3

4. Conclusion

In this study, we examined the effect of soil heterogeneity on unsaturated flow processes. Numerical modeling was employed to model unsaturated flow for different events (drainage phase, rainfall event and a succession of rainfall and drainage events for a complete meteorological chronic) in 5 different real sections and a hypothetic homogeneous section filled with the main lithofacies (blank). These sections were previously properly characterrized with regard to their sedimentological properties (architecture and lithofacies) using GPR and then modeled in terms of flow. It was proved that the upper layer and sand inclusions impeded flow at the section scale, reducing water movement into the soils and increasing water runoff at surface. Locally, the inclusion of sand lenses modified flow pathways, forcing the water to pass through pathways among inclusions. These effects were due to their lower hydraulic conductivity. In addition, the upper layer and sand lenses increased accumulation of water in the profile due to their higher saturated water content. One of the main conclusions of this study is that if all heterogeneous sections differ from those of the homogeneous section, the variability among heterogeneous sections is also significant. Clearly, a sole section is not representative of all sections and several sections must be investigated if flow needs to be investigated at the scale of the whole infiltration basin. Thus, we tried to propose geometrical indicators to explain and potentially predict flow pattern. However, the results show that the link between these indicators and modeled flow is not direct and that a combination of indicators rather than a sole indicator should be identified for the prediction of flow. Additional data are required to properly define and identify the right combination of factors, which is the subject of ongoing research. Finally, this paper clearly demonstrates the influence of soil heterogeneity on flow pathways, which is essential for understanding pollutant transport by water and access to the reactive particles of soils [9] [10]. This gives pertinent information for the modeling and understanding of the fate of pollutants in such a deposit and in infiltration basins that rest on this kind of deposit.

Acknowledgements

The first author received a Ph.D. scholarship from the projects CAPES/COFECUB and FACEPE. The authors are grateful to the OTHU, Greater Lyon and the ANR-GESSOL program (FAFF project: Filtration Function of an Urban Structure—Consequence on the Formation of an Anthroposol) for their logistic and financial support.

References

[1] Mikkelsen, P.S., Hafliger, M., Mikkelsen, P.S., Hafliger, M., Ochs, M., Jacobsen, P., Tjell, J. C. and Boller, M. (1997) Pollution of Soil and Groundwater from Infiltration of Highly Contaminated Stormwater—A Case Study. *Water Science and Technology*, **36**, 325-330. http://dx.doi.org/10.1016/S0273-1223(97)00578-7

[2] Goutaland, D. (2008) Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire. Evaluation de l'effet de l'hétérogénéité hydrodynamique sur les écoulements en zone non-saturée. Ph.D. Thesis, Graduate School of Chemistry, University of Lyon, 241 p.

[3] Goutaland, D., Winiarski, T., Lassabatere, L., Dubé, J.S. and Angulo-Jaramillo, R. (2013) Sedimentary and Hydraulic Characterization of a Heterogeneous Glaciofluvial Deposit: Application to the Modeling of Unsaturated Flow. *Engineering Geology*, **166**, 127-139. http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.09.006

[4] Winiarski, T., Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R. and Goutaland, D. (2013) Characterization of the Heterogeneous Flow and Pollutant Transfer in the Unsaturated Zone in the Fluvio-glacial Deposit. *Procedia Environmental Sciences*, **19**, 955-964. http://dx.doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.105

[5] Leclerc, R.J. and Hickm, E.J. (1997) The Internal Structure of Scrolled Floodplain Deposits Based on Ground-Penetrating Radar, North Thompson River, British Columbia. *Geomorphology*, **21**, 17-38. http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00037-8

[6] Mumphy, A.J., Jol, H.M., Kean, W.F. and Isbell, J.L. (2007) Architecture and Sedimentology of an Active Braid Bar in the Wisconsin River Based on 3-D Ground Penetrating Radar. *Special Paper of the Geological Society of America*, **432**, 111-131.

[7] Lunt, I.A., Bridge, J.S. and Tye, R.S. (2004) A Quantitative Three-Dimensional Depositional Model of Gravelly Braided Rivers. *Sedimentology*, **51**, 377-414. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00627.x

[8] Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J.M., Cuenca, R., Braud, I. and Haverkamp, R. (2006) Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments—BEST. *Soil Science Society of America Journal*, **70**, 521-532.

[9] Lassabatere, L., Winiarski, T. and Galvez Cloutier, R. (2004) Retention of Three Heavy Metals (Zn, Pb, and Cd) in a Calcareous Soil Controlled by the Modification of Flow with Geotextiles. *Environmental Science and Technology*, **38**, 4215-4221. http://dx.doi.org/10.1021/es035029s

[10] Lamy, E., Lassabatere, L., Béchet, B. and Andrieu, H. (2009) Modeling the Influence of an Artificial Macropore in Sandy Columns on Flow and Solute Transfer. *Journal of Hydrology*, **376**, 392-402.

[11] Köhne, J.M., Köhne, S. and Šimůnek, J. (2009) A Review of Model Applications for Structured Soils: b) Pesticide Transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, **104**, 36-60. http://dx.doi.org/10.1016/j.jconhyd.2008.10.003

[12] BURGEAP (1995) Study of the Water Table of the Eastern Part of Lyon Area. (In French) Le Grand Lyon Direction de l'eau, Lyon.

[13] Huggenberger, P., Meier, E. and Pugin, A. (1994) Ground-Probing Radar as a Tool for Heterogeneity Estimation in Gravel Deposits: Advances in Data-Processing and Facies Analysis. *Journal of Applied Geophysics*, **31**, 171-184. http://dx.doi.org/10.1016/0926-9851(94)90056-6

[14] Beres, M., Huggenberger, P., Green, A.G. and Horstmeyer, H. (1999) Using Two- and Three-Dimensional Georadar Methods to Characterize Glaciofluvial Architecture. *Sedimentary Geology*, **129**, 1-24. http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00053-6

[15] Bridge, J.S. and Lunt, I.A. (2006) Depositional Models of Braided Rivers. In: Sambrook-Smith, G.H., Best, J.L., Bristow, C.S. and Petts, G.E., Eds., *Braided Rivers*: *Process*, *Deposits*, *Ecology and Management*, Blackwell Publishing, Oxford, 11-49. http://dx.doi.org/10.1002/9781444304374.ch2

[16] Schrott, L. and Sass, O. (2008) Application of Field Geophysics in Geomorphology: Advances and Limitations Exemplified by Case Studies. *Geomorphology*, **93**, 55-73. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.024

[17] Miall, A.D. (1999) Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd Updated and Enlarged Edition, Springer, Berlin.

[18] Goutaland, D., Winiarski, T., Dube, J.S., Bievre, G., Buoncristiani, J.F., Chouteau, M. and Giroux, B. (2008) Hydrostratigraphic Characterization of Glaciofluvial Deposits Underlying an Infiltration Basin Using Ground Penetrating Radar. *Vadose Zone Journal*, **7**, 194-207. http://dx.doi.org/10.2136/vzj2007.0003

[19] Goutaland, D., Winiarski, T., Bièvre, G. and Buoncristiani, J-F. (2005) Intérêt de l'approche sédimentologique en matière d'infiltration d'eaux pluviales. Caractérisation par radar géologique. *Techniques Sciences Méthodes*, **10**, 71-79.

[20] Mitchum, R.M.J., Vail, P.R. and Sangree, J.B. (1977) Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: Payton, C.E., Ed., *Seismic Stratigraphy*: *Applications to Hydrocarbon Exploration*, the American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Vol. 26, 117-133.

[21] Šimůnek, J. and van Genuchten, M.T. (2008) Modeling Nonequilibrium Flow and Transport Processes Using Hydrus Version 4.0. HYDRUS 1D. Department of Environmental Sciences, University of California, Riverside.

[22] van Genuchten, M.T. (1980) A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, **44**, 892-898. http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

[23] Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., Goutaland, D., Letellier, L., Gaudet, J-P., Winiarski, T. and Delolme, C. (2010) Effect of the Settlement of Sediments on Water Infiltration in Two Urban Infiltration Basins. *Geoderma*, **156**, 316-325. http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.02.031

[24] Heinz, J., Kleineidam, S., Teutsch, G. and Aigner, T. (2003) Heterogeneity Patterns of Quaternary Glaciofluvial Gravel Bodies (SW-Germany): Application to Hydrogeology. *Sedimentary Geology*, **158**, 1-23. http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00239-7

[25] Birkholzer, J. and Tsang, C.F. (1997) Solute Channeling in Unsaturated Heterogeneous Porous Media. *Water Resources*

Research, **33**, 2221-2238. http://dx.doi.org/10.1029/97WR01209

[26] Miyazaki, T. (2006) Water Flow in Soils. CRC Press, Boca Raton.

[27] Kutilek, M. and Nielsen, D.R. (1994) Soil Hydrology. Catena Verlag, Cremlingen.

Hydraulic characterization and hydrological behavior of a pilot permeable pavement in an urban center, Brazil

Artur Paiva Coutinho,[†] Laurent Lassabatere,[‡] Suzana Montenegro,[*,¶] Antônio Celso Dantas Antonino,[¶] Rafael Angulo-Jaramillo,[‡] and Jaime Joaquim de Silva Pereira Cabral[¶]

†*Universidade Federal de Pernambuco, Centro Acadêmico do Agreste, Núcleo de Tecnologia, Caruaru, Brazil*

‡*LEHNA -IPE UMR 5023 CNRS ENTPE UCB-Lyon 1 ENTPE - Rue Maurice Audin, 69518, Vaulx en Velin, France*

¶*Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) Av. Prof. Moraes Rego, 1235 - Cidade Universitária, Recife - PE - CEP: 50670-901. Brazil*

E-mail: suzanam.ufpe@gmail.com

Abstract

Considering all the alterations on hydrology and water quality that urbanization process brings, permeable pavement (PP) is an alternative to traditional impermeable asphalt and concrete pavement. The goal of the PP and other LID (Low impact development) devices is to increase infiltration and reduce peak runoff flows. These structures are barely used in Brazil aiming stormwater management, one of the big hydrological issues in cities throughout the country, with increasing urbanization rates. The main objective of this paper is the hydraulic characterization of a PP and the assessment of its hydrological efficiency from the point of view of the infiltration process. The study focus on a pilot area in a parking lot in an

urban area (Recife, Brasil). Soil elements filling the voids between concrete elements were sampled (particle size density, water contents) and tested with water infiltration experiments at several points of the 3m x 1.5m surface pilot area. BEST algorithm was applied to the infiltration experiment data to obtain the hydraulic characteristics of the soil composing the PP surface layer, the CGP permeability being neglected (CGP: concrete grid pavers with internal voids filled with natural soil). Results show that the soil hydraulic characteristics varies spatially within the pilot area and that the soil samples have different hydraulic behaviors. The hydraulic characteristics derived from BEST analysis were implemented into Hydrus code to simulate runoff, infiltration and water balance over a year. The numerical simulation showed the good potential of the PP for rainfall- runoff management, which demonstrates that PP can be used to retrofit existing parking infrastructure and to promote hydrological behavior close to natural soils.

Introduction

Considering all the alterations on hydrology and water quality that urbanization process brings, permeable pavement (PP) is an alternative to traditional impermeable asphalt and concrete pavement. PP is designed to allow rainfall to percolate through the pavement surface and be stored in the aggregate subbase while infiltrating into the subsoil (Martin and Kaye, 2014). Along with other devices, PP is regarded as one LID (Low Impact Development) that can be crucial for water management in urban areas. According to Damadoran et al. (2010), LID practices are an alternative approach for controlling stormwater through the use of decentralized designs, where stormwater is controlled at the source, differing from BMP (Best Management Practices), which is based on installing devices at a centralized location in the watershed. According to Beecham et al. (2012), Water sensitive urban design (WSUD) in Australia, is similar to sustainable urban drainage systems (SUDS) in Europe and low impact development (LID) in the USA and Japan. In fact, there is number of different terminologies in use, but the fact is that the approach for dealing with urban drainage has changed a lot for the past 50 years or more.

Fletcher et al. (2014) presented an analysis of the changes in urban drainage approach for the past decades and concluded that it moved the focus from flood mitigation and health protection to one in which a wide range of environmental, sanitary, social and economic aspects are taken into account. In South America, there are few studies on these type of stormwater management approach (Silva et al., 2010; Vincent, 2013), although many important cities are frequently affected by floods during high intensity rainfall events. Recife, like others cities in Brazil is concerned by flood risks and the need to develop such stormwater management approach. Recife has a separated sewerage system, but misconnections are common, leading to water bodies both within and downstream of urban areas receiving highly polluted contributions (Nascimento et al., 2007). The water supply and sewage systems are dealt by a concessionary company, COMPESA, linked to the State Government, whereas the Prefecture of Recife is in charge of the solid waste and urban drainage system. Recently, several investigations have been carried out on the field to test LID techniques and in particular permeable pavements (e.g. Fletcher et al., 2013). Some of the common types of PP are concrete grid pavers (CGP), permeable interlocking concrete pavers (PICP) and porous concrete (PC) (Beecham et al., 2012). The benefits for decreasing surface runoff and reducing peak discharges have been vastly reported (e.g. Dietz, 2007; Scholz and Grabowiecki, 2007; Roseen et al., 2011). Like others LID, the PP may also be beneficial for controlling the effects of pollutants and sediments in urban surface water, and yet increase groundwater recharge (e.g. Dietz, 2007), although soil and groundwater quality aspects have to be taken care of. The PP is usually more adequate to parking areas and public sidewalks, and Damodaram et al. (2010) highlight that the goals of LID are to replicate the natural hydrologic landscape and that they can be used to retrofit existing infrastructure, especially in highly urbanized areas, where allocating land for infiltration swales, bioretention areas, retention ponds, or cluster development may not be a feasible option to reduce runoff peaks. On site experiments to assess the hydrological behavior of PP are reported in the literature (e.g. Dreelinet al., 2006), regarding the role of the maintenance, and the influence of several factors (Ahiablameet al., 2012). These authors presented a literature review of case studies at various geographic

locations to show the evidence of beneficial uses of LID. The paper is mainly based on monitoring case study and the authors reinforced the need for modeling studies, citing as one possible approach as process representation (e.g., infiltration, evapotranspiration) occurring within the BMPs or LID practices. Modeling the hydrological behaviour and thus the benefit of a PP is also an option for the study of this device (e.g. Damodaram et al., 2010; Ahiablame et al., 2012). The knowledge of the hydraulic characteristics of the soils is essential for the assessment of the hydrological behavior of a PP. The understanding of the infiltration process on the PP is of major interest in the different types of studies. Many different methods have been used for determining the unsaturated hydraulic parameters of soils, aiming at improving water resources management in rural or urban areas (e.g. Lassabatere et al., 2010; Siltecho et al., 2014). The choice of the method is bounded by its complexity, robustness and related costs. Among the several methods available, the Beerkan method (Braud et al., 2005), based on in situ single-ring water infiltration experiments, has already been applied along with the pertinent specific BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters) method (Lassabatere et al., 2006).

This study focuses on the hydraulic characterization and hydrological behavior of a PP with CGP in a pilot area installed in a parking lot in a highly urbanized capital city in Brazil: Recife. The Recife Metropolitan Region (PE, Brazil) appears as a typical environmental "hot spot" illustrating the problems of southern countries, such as urbanization or rapid industrial and touristic development and possible impact of climate change (Cary et al., 2013). Stormwater management is one of the big hydrological issues in cities like Recife, with the creation of impervious surfaces in suburbs and high intensity rainfall events, besides interference of sewage and solid waste, and tide effects, in the urban drainage infrastructure. BEST method is used for the hydraulic characterization of the soil and HYDRUS 1D code to simulate water runoff, infiltration and water balance over a year. The approach allows the complete determination of the water budget (infiltration and runoff) at the scale of soil surface between concrete elements, leading to the assessment of the infiltration capacity and generated runoff per square meter at the

work scale.

Material and methods

Study site and soil characterization

The pilot area for the PP is located in Recife at coordinates 8º 03' 67" S and 34º 57' 12" W, approximately 4 m above the sea level. The weather of the study site is hot and humid (Köppen As'). Rainfall data from APAC (Pernambuco State Water and Climate Agency) for the period between 1994 and 2010 show an average annual rainfall of 2,174 mm, with minimum and maximum values of 1,255 and 3,482, respectively. The winter corresponds to the rainy season and lasts from March to August, with around 70% of the total annual rainfall (Figure 1). The typical rainfall intensity for a 10-year return period event with 5 min duration in Recife was estimated at 164.45 mm/h from a recent study (da Silva and de Sousa Araújo, 2013). The PP lot investigated in this study is 3m long, and 1.5m wide installed in a plain area and uses CGP (concrete grid pavers with internal voids filled with natural soil). The installed experimental device used local soil and grass to fill the voids and cement to fill the gaps between the concrete blocks. This first layer of the PP has 9cm depth and is the one to be fully characterized in this study. The surface pavement acts as an inlet to the aggregate subbase, which stores water in its voids (43% porosity). The PP was built to drain a parking area of 110 m2. Figure 2 shows the PP at different construction stages and a sketch with the dimensions of the main layers. The PP structure combines an upper layer of soil blocks delimitated with concrete elements, a sand setting bed, a reservoir layer made of draining coarse material, a layer of sand and the natural soil below. Geotextile layers of 1 cm were embedded between the reservoir and the upper and lower sand layers. The CGP blocks have a shape similar to a rectangle, with main dimensions of 18x36 cm and the two central empty spaces of 12x9cm each, filled with soil, In this structure, it is considered that the global infiltration capacity of the PP depends mainly on the capacity of the PP soil elements to infiltrate water during rainfall events. Indeed, for all rainfall events, the storage capacity of the subbase

and its hydraulic conductivity are expected to be enough to ensure full water storage and/or infiltration underneath. The effects of the lower layers on water infiltration is then supposed to be negligible. For water evaporation at surface and water upward flow, the layers may have an impact. This aspect will not be fully investigated in this study but it will be addressed in the result section. As a first approach, the focus is put on the hydraulic characterization of the PP soil elements and the water budget in during a typical hydrological year in the region.

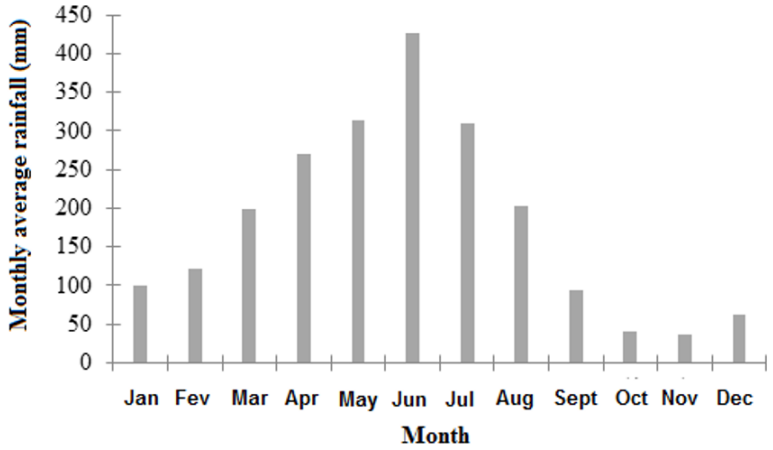


Figure 1: Monthly average rainfall in Recife for the period 1994- 2010.

The PP lot investigated in this study is 3m long, and 1.5m wide installed in a plain area and uses CGP (concrete grid pavers with internal voids filled with natural soil). The installed experimental device used local soil and grass to fill the voids in concrete blocks and cement to fill the gaps between the concrete blocks. This first layer of the PP has 9cm depth and is the one to be fully characterized in this study. The surface pavement acts as an inlet to the aggregate subbase, which stores water in its voids (43% porosity). The PP was built to drain a parking area of 110 m2. Figure 2 shows the PP at different construction stages and a sketch with the dimensions of the main layers. The PP structure combines an upper layer of concrete blocks filled with soil, a sand setting bed, a reservoir layer made of draining coarse material, a layer of sand and the natural soil below. Geotextile layers of 1 cm were embedded between the reservoir and the upper and lower sand layers. The CGP blocks have a shape similar to a rectangle, with main dimensions of 18x36 cm and the two central empty spaces of 12x9cm each, filled with

soil.

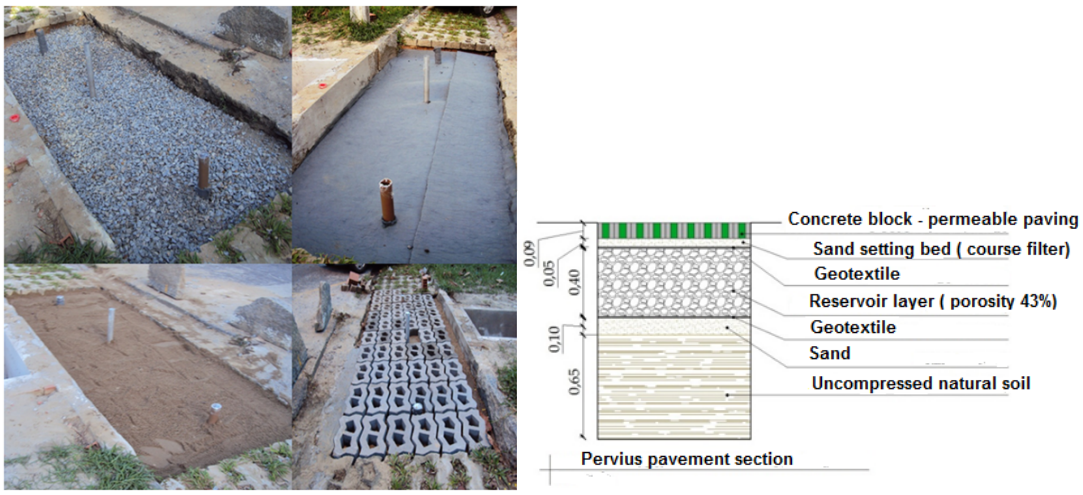


Figure 2: Permeable pavement at different construction stage in Recife experimental site (Dimensions in m).

In this structure, it is considered that the global infiltration capacity of the PP depends mainly on the capacity of the PP soil elements to infiltrate water during rainfall events. Indeed, for all rainfall events, the storage capacity of the subbase and its hydraulic conductivity are expected to be enough to ensure full water storage and/or infiltration underneath. The effects of the lower layers on water infiltration is then supposed to be negligible. For water evaporation at surface and water upward flow, the layers may have an impact. This aspect will not be fully investigated in this study but it will be addressed in the result section. As a first approach, the focus is put on the hydraulic characterization of the PP soil elements and the water budget in during a typical hydrological year in the region.

Infiltration experiments

To characterize the hydraulic and hydrological behavior of the PP, soil samples were collected at surface at 52 different locations inside the concrete elements, in a regular grid of 1x0.7m. For each location, the soil was sampled prior to the experiment for determining initial moisture condition. After the experiment, soil was sampled for determining the final moisture content, the particle size distribution and the bulk density. The infiltration experiments were conducted using a ring of 75 mm.

The infiltration experiments were conducted following the Beerkan method (Braud et al., 2005; Lassabatere et al., 2006; Mubarak et al., 2010). Fixed water volumes were prepared: 50 cm3 for all experiments, except 100 cm3 for two points with higher infiltration rates. These volumes were gently poured into the ring, leading to a ponded water thickness of few millimeters. The time required for the infiltration of each volume was measured until steady-state. In contrast to tension disc infiltrometer experiments (Clothier et al., 1992; Roulier et al., 2002), no surface preparation is required (except the removal of vegetation), thus preventing from any soil disturbance. At the end of each infiltration experiment, the soil was sampled at surface. These samples were used to determine the final profiles of volumetric water content, f (cm3 cm-3), and also for particle size analysis.

Estimation of the soil hydraulic properties

The characterization of soil hydraulic properties were achieved by using BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters) methods (For a detailed review, refer to Angulo-Jaramillo et al., 2016). These methods have the advantage of providing a complete characterization of both soil water retention and hydraulic conductivity functions. BEST is based on the use of the van Genuchten (1980) relationship for the water retention curve with the Burdine (1953) condition and the Brooks and Corey (1964) relationship for hydraulic conductivity, since they were found to be accurate for describing the hydraulic behavior of most soil types (Fuentes et al., 1992):

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g}\right)^n\right]^{-m} \tag{1}$$

$$m = 1 - \frac{k_m}{n} \tag{2}$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{\eta} \tag{3}$$

$$\eta = \frac{2}{m\ n} + 2 + p \tag{4}$$

where θ (L^3L^{-3}) is the volumetric soil water content, h (L) is the water pressure head, K (LT^{-1}) is the soil hydraulic conductivity, n, m and η are shape parameters, k_m is a user index (Haverkamp et al., 2006), p is a tortuosity parameter, and h_g (L), representing the inflection point of the water retention curve, θ_s (L^3L^{-3}, field-saturated soil water content), r (L^3L^{-3}, residual soil water content) and K_s (LT^{-1}, field-saturated soil hydraulic conductivity) are scale parameters.

In order to estimate all hydraulic parameters, BEST methods requires two sets of data: i) particle-size distribution (PSD) of the soil and bulk density, and ii) cumulative infiltration along with the initial and final soil water contents of the infiltration experiment. In BEST, θ_r is assumed to be zero. The saturated water content θ_s is derived from the value of bulk density assuming it equals porosity. For shape parameters, BEST considers Burdine'smodel (1953) leading to $m = 1 - 2/n$ ($k_m = 2$) and $\eta = 2/(mn) + 3$ ($p = 1$). Shape parameter n is estimated from pedotransfer functions that make use of particle size distribution of the fraction $<$ 2mm (Lassabatere et al., 2006). The scale parameters K_s and h_g are then derived from the analysis of cumulative infiltration. Three BEST methods were developed, the original version, namely BEST Slope (Lassabatere et al., 2006), an improved method for coarse media (Yilmaz et al., 2010), namely BEST Intercept, and a third method BEST Steady based on the analysis of the last part of cumulative infiltration (Bagarello et al., 2014). The three methods differ only from the way to treat cumulative infiltration data. BEST Slope uses the first part of cumulative infiltration curve to fit to the transient model for cumulative infiltration previously proposed by Haverkamp et al. (1994) and adds as information the value of the final slope to describe steady state (Lassabatere et al., 2006). BEST Intercept uses the first part of the cumulative infiltration to fit to the same transient model, but makes use of the intercept of the line described by the final points to describe steady state (Yilmaz et al., 2010). Finally, BEST Steady do not use the first part of cumulative infiltration curves but uses both the slope and the intercept of the line defined by the last points to describe steady

state (Bagarello et al., 2014). All the methods derive the field-saturated soil hydraulic conductivity, K_s, and soil sorptivity, S. The scale parameter for water retention curve, h_g, is then obtained from the estimates of K_s and S. At this step, all unsaturated hydraulic parameters, namely θ_r, θ_s, n (and thus m), η, h_g and K_s are fully estimated and the complete water retention and hydraulic conductivity functions are determined. More details can be found in Di Prima et al. (2016) for the description of BEST methods and in Lassabatere et al. (2009) for the validity of the analytical models used in BEST methods. In this study, all BEST methods were successfully applied and the values averaged over the three methods were considered for the characterization of soils.

Modelling the behavior of infiltration

As explained before, water flow was modelled in the first layer of the PP structure for the complete year 2011. It is considered that during rainfall events, concrete elements do not infiltrate water and route runoff water to closest soil elements. During dry weather, evapotranspiration occurs essentially over soil elements. Unsaturated water flow was modeled using the HYDRUS 1D code (Šimůnek et al., 2008).This free code models water flow in the vadose zone, by solving the Richards equation allowing several possibilities for the boundary and initial conditions and soil hydraulic characteristics (Šimůnek and van Genuchten, 2008). The numerical domain corresponds to the thickness of soil layer at surface, i.e. 90 mm. Discretization considered 201 nodes uniformly distributed along the numerical domain, leading to space increments in the order of 0.44 mm. All the nodes of 1D columns were assigned to the hydraulic properties derived from hydraulic experiments. Note that the equations used to define water retention and hydraulic conductivity functions differ between BEST algorithm and HYDRUS code. Several methods were developed to use BEST estimates for the most frequently used equations, including those implemented into HYDRUS code (Angulo-Jaramillo et al., 2016). In this study, the look-up table option was used to enter directly the water retention and hydraulic conductivity functions as a matrix of associated values of water content, hydraulic conductivity and water pressure head. Time discretization was designed to facilitate numerical con-

vergence and calculation, with initial time step of 10^{-8} h, a minimum time step between 10^{-8} h and 10^{-10} h, and a maximum time step not exceeding 0.2h.

Initial water pressure head is set at -1m over the whole numerical domain. The lower boundary condition corresponds to free drainage (unit hydraulic gradient), which is the usual boundary condition used for a 1D column whose bottom is distant from the water table or above draining materials (Šimůnek et al., 2008). The upper condition corresponds to an atmospheric boundary condition and accounts for estimated potential evapotranspiration and measured rainfall amounts. Evapotranspiration data was directly applied to soil elements. For rainfall event, it is considered that all the rainfall amounts runoff over concrete elements and are routed to the soil elements. Consequently, the fluxes imposed to the soil, iPP, are increased in comparison to rainfall intensities, irain, and can be derived from mass balance consideration as follows:

$$i_{pp} = \frac{i_{rain}}{R_s} \tag{5}$$

where R_S stands for area occupied by the soil over 1 m^2 of PP.

Results and discussion

Soil texture and bulk density

The 52 soil samples were analyzed for particle size distribution. The soil particle distributions are depicted in Figure 3a. Soil texture was determined as a function of the fraction of clay, silt and sand and in agreement with Folk (1954). Soil samples can be distributed over four main soil textures with the following occurrences (from the finer to the coarser soils): silt (1 sample), sandy silt (9 samples), silty sand (40 samples), and sand (2 samples). It can be seen there is a spatial variability of soil texture at the pilot scale, despite the fact that the material used to fill the voids inside the concrete elements was collected from the same location close to the pilot. It can be noted as well that less than 20% of the samples correspond to fine matrices, thus avoiding a too strong contribution

of fine and thus probably less permeable soils. Regarding soil bulk density (Figure 3b), similar values were obtained independently from soil texture, around 1.32 gcm-3. The bulk density does not depend neither on soil texture nor on mean particle diameter, Dg (Figure 3b). This confirms that for the case of the studied pilot, the settlement of the soil in the structure was not impacted by the soil texture and was uniform over the whole structure. Afterwards, all parameters and results are discussed in function to soil texture.

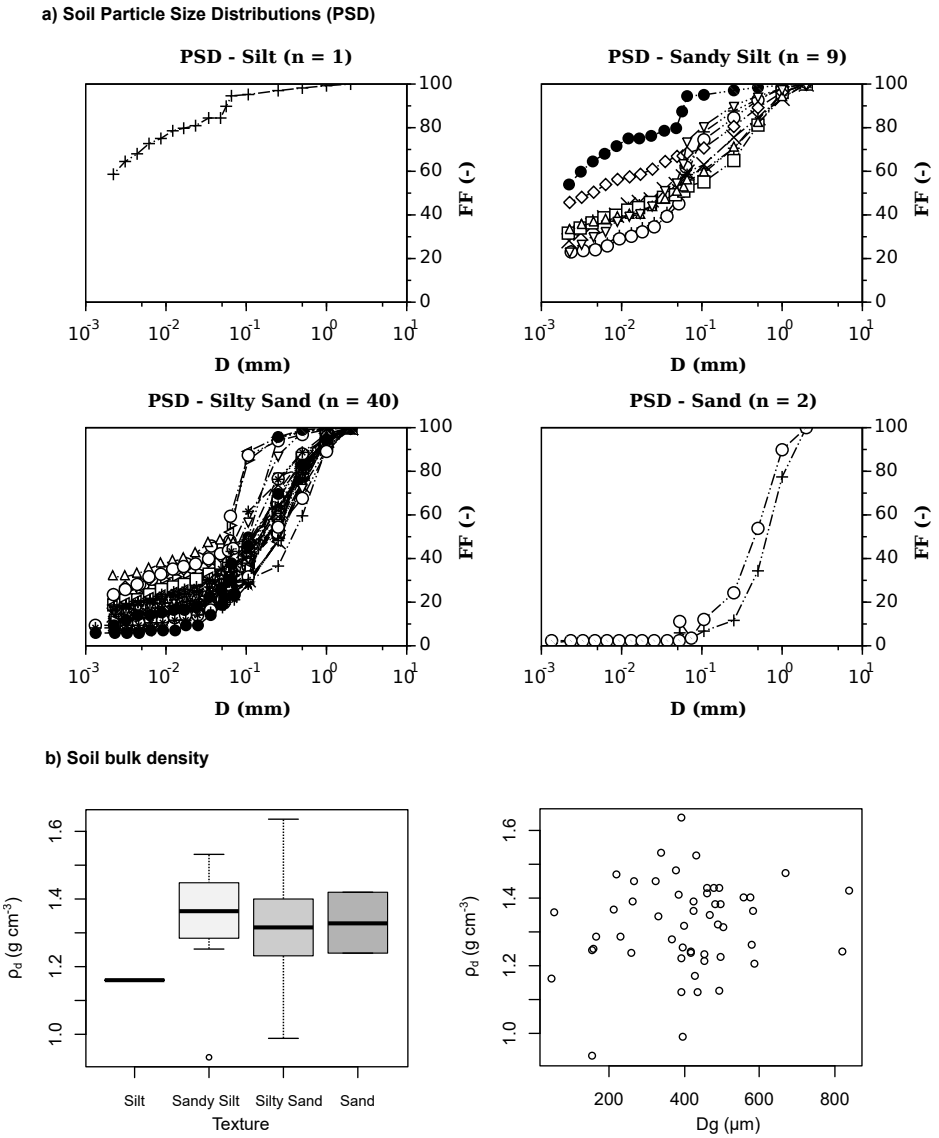


Figure 3: Particle size distribution of soil samples (a); and box-plots of the soil bulk density, b, sorted by soil type and scatterplot of the soil bulk density, b, vs. mean particle diameters, Dg (b). The number of points are indicated (n).

Water infiltration experiments and hydraulic characterization

Water infiltration experiments are depicted in Figure 4 with the same scale to facilitate the comparison between the different soil textures. Clearly, the batch of curves show a large variability for the sandy silt and the silty sand (Figure 4b versus c). Despite this variability, the average response is in the same order for these two types of soils, and resembles that of the other two types of soils (i.e. the silt and the sand). Briefly, the average response is similar for all types of soils. This result is corroborated by water infiltration averaged rates that are computed as the ratio of total cumulative infiltration to the total duration of the experiments. Infiltration averaged rates scored around 14.5 mm min-1 in average with a standard deviation around 70 mm min-1 over the plot. Similar conclusions could be driven from the analysis of steady states infiltration rates (infiltration rates at the end of experiments). As for water cumulative infiltration curves, no clear trend was found between infiltration rates and soil texture, with similar values for all kinds of soils. It is important to note that the small number of samples (<3) does not allow to properly characterize dispersion around the means for the sandy and silty soils. The high value for the standard deviation over the whole pilot demonstrates the large variability of water infiltration at the pilot scale and even for each kind of soil.

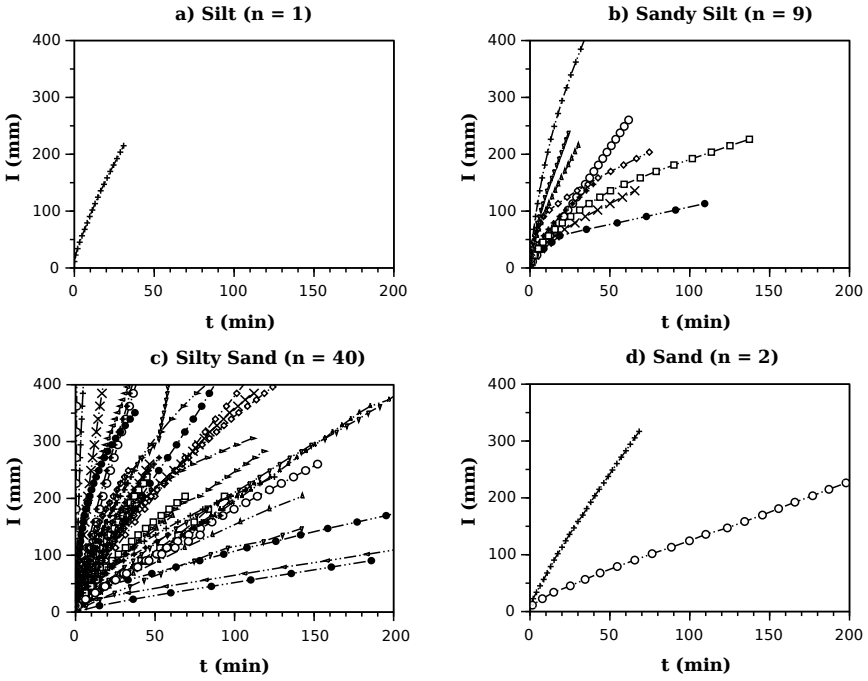


Figure 4: Cumulative infiltration as a function of time for the different soil types.

All cumulative infiltration were treated using BEST method with success. Both transient and steady states were properly described for all cases, which is mandatory for a proper use of BEST methods (Lassabatere et al., 2010; Goutaland et al., 2013; Di Prima et al., 2016). In some cases, infiltration curves exhibited a change in the final slope, which may be due to the development of the infiltration bulb in zones with different hydraulic properties (e.g. edge of the structure). Mistaken-estimation of steady state infiltration rate is known to be one of the main cause of failure for BEST methods (Di Prima et al., 2016). In these cases, the cumulative infiltrations were shortened to include all the transient state plus few points for the proper description of the steady state, thus avoiding the last part of the curves. For all water infiltration data, all hydraulic parameters were successfully estimated.

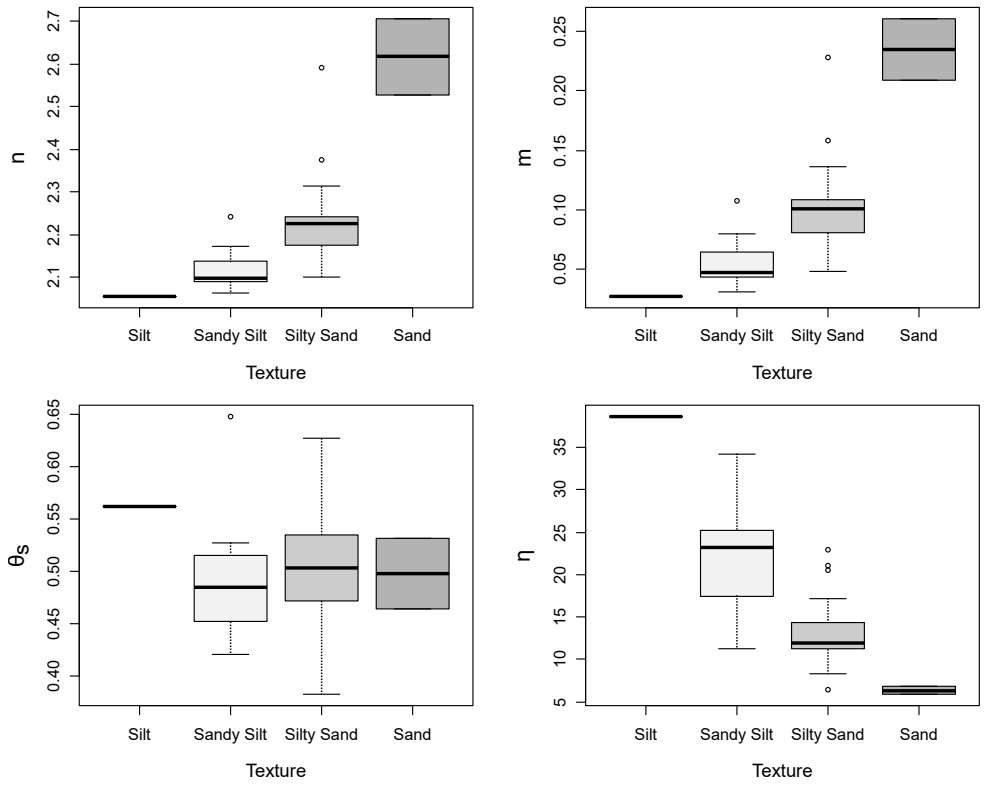


Figure 5: Box-plots of the shape parameters (n, m, η) and water content at saturation (θ_s) sorted by soil type. Parameters were averaged over the three BEST methods, i.e. BEST-Steady, BEST-Intercept and BEST- Steady.

Figure 5 and 6 presents the box- plot graphs for the shape and scale parameters, separated by soil type. The saturated water content does not depends on soil type, which is in agreement with the independency of bulk density to soil type, as previously

discussed. In opposite, the shape parameters strongly depends on the type of soil with a higher values of parameters n and m for the coarser materials (sand and silty sand) and a large decrease in parameter for coarse soils (Figure 5). These results are in line with usual results and illustrate the fact that for coarse soils, the water retention and hydraulic conductivity curves get closer to the piston like shape (large increase in water content and hydraulic conductivity close to zero water pressure head). In opposite, the values of shape parameters for finer materials correspond to smoother water retention and hydraulic conductivity curves. For the scale parameters, the estimations do not depend significantly on the type of soil. In particular, the saturated hydraulic conductivity is of the same order of magnitude for all types of soil (Figure 6, right). The scale parameter for water pressure is in the same order for most soils except for the silty soils with lower values, i.e. higher absolute values (Figure 6, left). This is already expected since the absolute value of this parameter is related to the capillary length that is known to be higher for fine soils like silt. Note that there are only one sample for silty and two samples for sandy soils, which do not allow concluding for these kinds of soils. But, it is considered that these two kinds of soils are not frequently found in the PP structure and that the focus must be put on the two kinds of most frequent soils (sandy silt and silty sand).

As already reported in the literature (Di Prima et al., 2016), the estimates for scale parameters depends on the chosen BEST methods (Figure 6). But, in this study, the use of all methods led to comparable results and trends among soils remained similar. Given the method dependency, it was decided to average the values for scale parameters over the three methods. Arithmetic means were considered for all parameters, excepted for the saturated hydraulic conductivity, that follow a lognormal distribution, for which geometrical mean was considered. Table 1 synthetizes soil hydraulic parameters averages per type of soils. On the basis of these values, water retention and hydraulic conductivity functions were computed (Figure 7). The hydraulic characteristic curves are logical and in line with soil texture. For instance, water retention shows a sharper shape (i.e. a piston like shape more pronounced, for coarse materials and in particular the sand). Regarding hydraulic conductivity, there is an increase for coarser soils, except for sand that exhibits

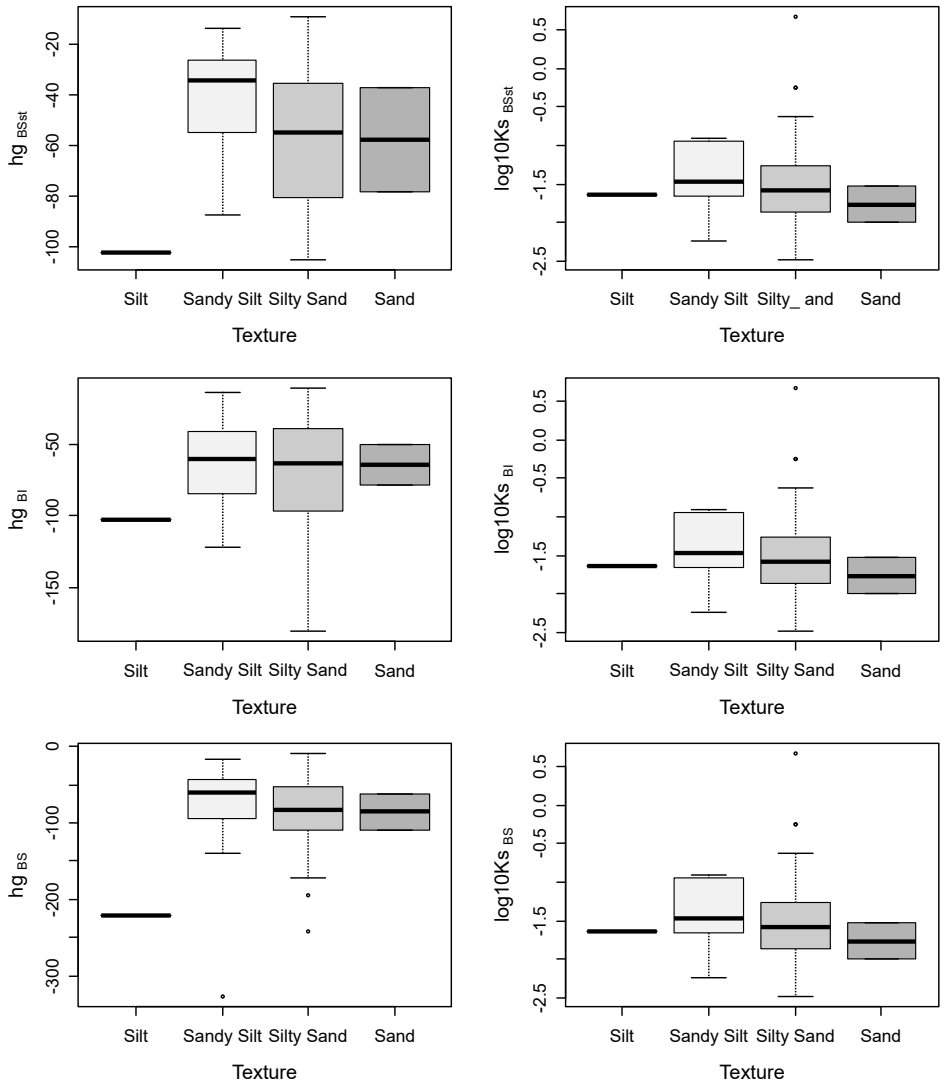


Figure 6: Box-plots of the scale parameters, saturated hydraulic conductivity (Ks) and scale parameter for water pressure head (hg) sorted by soil type for BEST Slope (BS), BEST Intercept (BI) and BEST Steady (BSst).

a lower hydraulic conductivity at saturation. However, as stated before, only one sample was found and tested for the sandy soil, which may explain such a result.

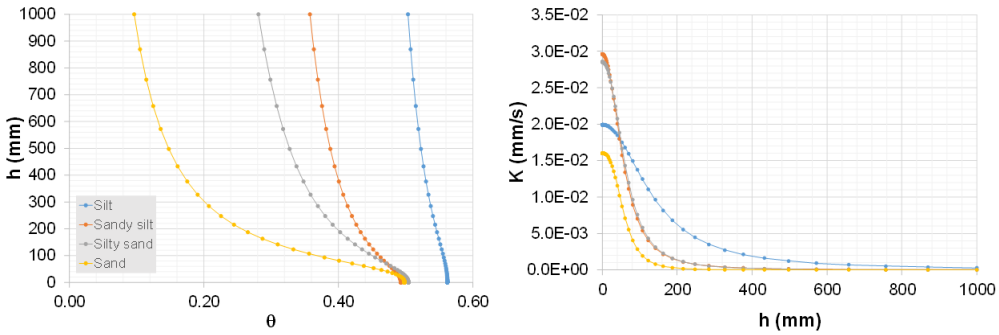


Figure 7: Hydraulic conductivity and water retention curves for four soil types.

Table 1: BEST derived hydraulic parameters as a function of soil types for soil elements in the PP (averages).

	Silt	Sandy Silt	Silty Sand	Sand
θ_r	0	0	0	0
θ_s	0.562	0.493	0.504	0.498
n	2.056	2.119	2.224	2.617
m	0.027	0.056	0.099	0.235
η	38.6	22.8	12.9	6.3
K_s (mm/s)	1.99E-2	2.96E-2	2.85E-2	1.6E-2
h_g (mm/s)	-141.9	-65.6	-71.4	-69.1

The analysis with BEST was conducted with a great attention paid to two main shortcomings. The first violation of BEST methods is linked to the fact that total cumulative infiltration exceeds the thickness of the upper soil layer. Clearly, the wetting fronts have extended below the soil layer and have developed in the layered porous medium during infiltration, thus violating the hypothesis of BEST method whereby water infiltrates into a uniform soil. In such a case, the cumulative infiltration potentially depends on the hydraulic properties of all the layers (Angulo-Jaramillo et al., 2016). However, it is considered that cumulative infiltration is more impacted by the layer with the lowest hydraulic conductivity. Then, cumulative infiltration curves are considered as more representative of the hydraulic behavior of the less permeable layer. Consequently, BEST parameters are more representative of the hydraulic parameters of the less permeable layer, i.e. the upper soil layer. Similar approach was proposed by Lassabatere et al.

(2010) in stratified media made of a less permeable upper layer, or by Yilmaz et al. (2010) and Yilmaz et al. (2013) for the characterization of crusted reactive materials. Another violation of BEST method may come from the fact that infiltration bulb may be restricted by the wall of the concrete elements. Indeed, the dimensions of the ring and the soil blocks between the concrete elements are of the same order of magnitude. During the infiltration tests, infiltration may shift from 3D infiltration in homogeneous soil at short times to 1D infiltration in stratified media at long times. These possible violations and in particular the shift from 3D to 1D infiltration are not the topic of this study and will be the subject of further investigations.

Modelling flow and water budget over a year

The hydraulic characterization of soils were used to model water budget including runoff at surface, water infiltration and water storage in the different soils and for measured meteorological data (year 2011, hourly monitoring). As aforementioned before, it was considered that during rainfall events, water that runs off on pavements was routed to the soil, thus increasing apparent rainfall intensities for the soil elements. Apparent fluxes including evapotranspiration and apparent rainfall intensities applied at surface are depicted in Figure 8a for intensities and Figure 8b for cumulative fluxes. Total cumulative flux corresponds to around 7m of applied net rainfall amount, which may appear quite important. In fact, 2011 was a rainy year with 3248 mm and with a measured total potential evapotranspiration of 1050 mm. The application of water rainfall amount to the surface occupied by the soil (that corresponds only to 37.8% of the total surface) subtracted by evapotranspiration leads to the total of 7091 mm of water applied at surface.

Figure 8 depicts also cumulative infiltration (Figure 8c), cumulative runoff (Figure 8d) and cumulative evaporation at surface (Figure 8e), separated by soil type. An example of water storage is illustrated for the sand soil (Figure 8f). In fact, for all the soils, the water storage does not evolve significantly over the year. In addition, water storage corresponds to a small percentage of total water budget over a year. For instance, for sand, maximum

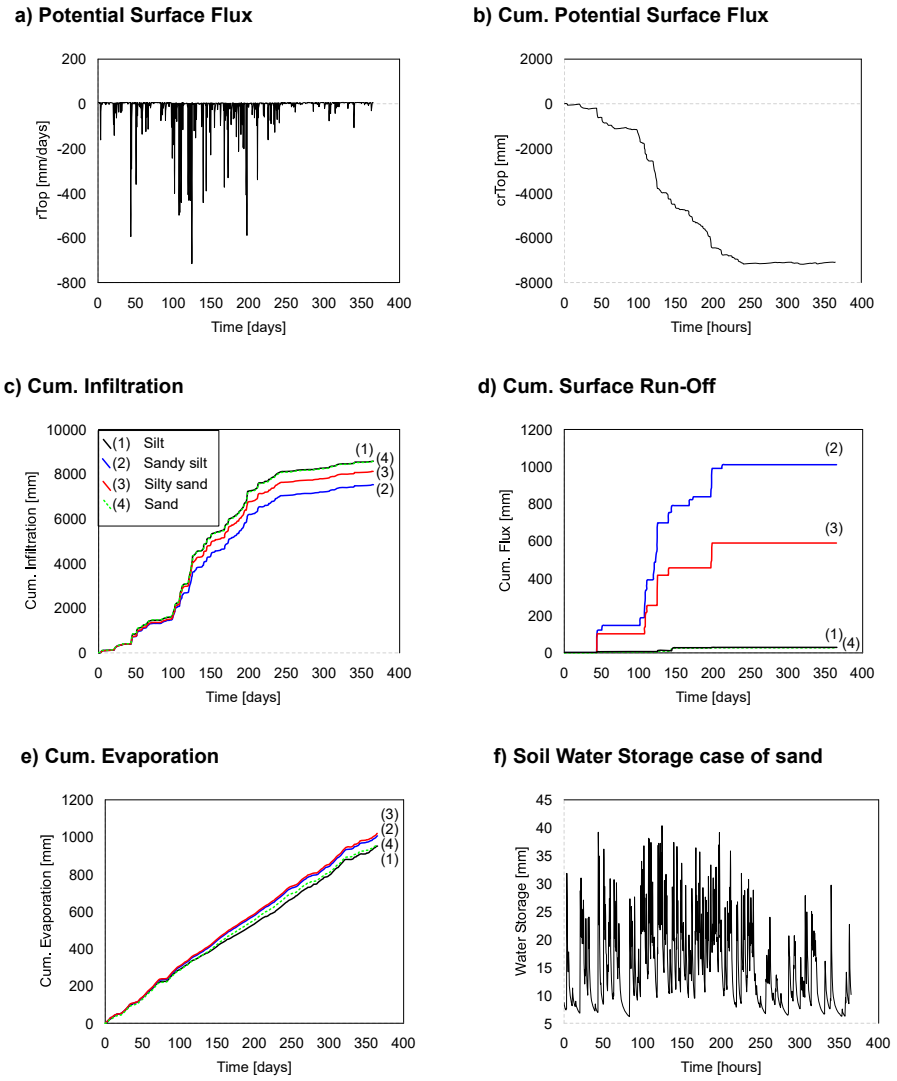


Figure 8: Results of water budget simulations for PP: a) potential surface flux (precipitation and evaporation); b) cumulative potential surface flux; c) cumulative infiltration for the four soil types; d) cumulative runoff for the four soil types; e) cumulative evaporation for the four soil types; f) soil water storage in the soil for the case of sand.

water storage corresponds to ~40 mm, i.e. ~ 0.5% of total cumulative potential surface flux. Evaporation at surface does not vary intensively with the type of soil (Figure 8e). Water evaporates at higher rates for sandy silt and silty sand with evaporation of 96% of total potential evaporation. For the silt and the sand soils, water evaporation is a slightly lower with approximatively 91% of the total potential evapotranspiration. Clearly, the soil should not restrict significantly evaporation in the PP structure, except if the lower layers made of draining material cut off capillary driven upward flow. Regarding water infiltration and runoff during rainfall events, infiltration is maximum (Figure 8c) and runoff is minimum (Figure 8d) for the sand and the silt soils. For the silty sand and even more for the sandy silt, infiltration decreases and consequently runoff at surface increases (Figures 8c-d). In terms of water budget, the sand infiltrates 100% of the water and runoff never occurs. In opposite, for silty sand, runoffs occurs and around 93% of total precipitation is infiltrated producing 6.8% of runoff. Infiltration decreases down to 88% and runoff increases up to 12% for the case of sandy silt.

The numerical modelling allows to estimate water budget for the upper soil layer at the pilot scale, considering the number of soil elements belonging to each type of soil. Silt, sandy silt, silty sand and sand occupy respectively 1.9%, 17.3%, 76.9% and 3.8% of the PP surface. These percentages quantify the soil frequency at the pilot scale. At the same time, these types of soil are able to infiltrate respectively 99.7%, 88.2%, 93.2% and 100% of the rainfall. The percentage of water infiltrated over the whole PP surface can be estimated averaging over soil type accounting for soil frequency. At the pilot scale, global water infiltration scores 92.7%. Similarly for runoff, a total runoff of 0.31%, 11.84%, 6.77% and 0% of total rainfall amounts is observed for silt, sandy silt, silty sand and sand, corresponding to 26.81mm, 1009.6 mm, 589.1mm and 0mm per m2 of PP with each soil. At the pilot scale and accounting for soil diversity, this leads to a global runoff percentage of 7.3% for a total runoff of 628.4 mm per m2 of PP. The values of runoff and water infiltration demonstrates the capability of PP to infiltrate water and to mitigate runoff, in comparison with classic impermeable pavements. The same accounting procedure for evapotranspiration leads to a global evaporation of 96.5%

of potential evaporation, showing that PP should not disturb evapotranspiration. As a conclusion, numerical modelling the water budget for each kind of soils allowed the determination of the water budget at the pilot scale. The analysis of the water budget shows that the PP should promote water infiltration even for the case of rainy periods.

However, the proposed study focuses on the water budget of the upper soil layer, considering that this layer will rule most of the hydraulic behavior of the PP structure. It may be noted that the lower layers could also play a key role in infiltration. Regarding water infiltration, it is expected that the lower highly permeable materials will not change significantly water infiltration. These lower layers will let water already infiltrated in the upper soil layer to infiltrate and remain in their bodies before being drained. During evaporation periods, the lower layers may cut off capillary rise and thus reduce upward flow. Such processes may lead to drier states for the upper soil layer than predicted by the model.

Complementary numerical investigations should be carried out to study water fluxes through the entire structure. These would require the knowledge of the hydraulic properties of all layers including the sand, the geotextiles, and the reservoir layer. Such characterization may be more challenging and tricky since some materials may exhibit specific non-darcean behavior, in particular the geotextiles (e.g. Iryo and Rowe, 2003) and the coarse material constituting the reservoir (Bordier and Zimmer, 2000). In addition to the difficulty to determine all these properties, several numerical difficulties would have to be overcome. In particular, the whole structure exhibits great differences in material thicknesses, leading to challenging and tough meshing step (e.g. Painter et al., 2013). Despite this, the modelling approach proposed in this study is considered as satisfying since it probably allows a proper estimation of water infiltration. The aim of the proposed study was to present a methodology ease of use and low-cost in terms of money and time to get an insight on the water budget in the PP structure: (i) experiments are cheap and easy to conduct and to treat with BEST method (Angulo-Jaramillo et al., 2016, for a review), (ii) the numerical approach is simple to conduct and based on the use of free numerical code HYDRUS 1D (Šimůnek et al., 2008). The proposed methodology allowed

an insight on water budget in the PP structure, thus allowing a proper management of water fluxes entering the infiltration basin.

Conclusion

This study focuses on the hydraulic characterization and hydrological behavior of a PP with CGP in a pilot area installed in a parking lot in a highly urbanized capital city in Brazil: Recife. Soil elements filling the voids between concrete elements were sampled (particle size density, water contents) and tested with water infiltration experiments. Four main types of soils occurred in the pilot (silt, sandy silt, silty sand and sand). BEST method was used to characterize unsaturated hydraulic properties for each soil, namely the water retention curve and the hydraulic conductivity curve. On the basis of these data, water infiltration and evaporation was modelled for a typically rainy year (year 2011 with 3248 mm) to quantify water infiltration, evaporation and generated runoff over each type of soil. Water budget was derived at the pilot scale accounting for soil diversity. The results show that due to the hydraulic properties of soil, the PP structure should allow both water evaporation and infiltration and drastically reduce water runoff. Clearly, PP are very promising tools for the management of water in urban areas and the mitigation of the development of impermeable pavements on water cycle.

To the authors' knowledge, this study is the first to propose the assessment of the water cycle and infiltration capacity of PP. The proposed methodology is simple and based on low cost techniques. This could be proposed to assess the bulk efficiency of PP structure. In addition, this study sheds light on the following main principles. Clearly, PP capability to infiltrate water rests on the hydrological behavior of the elements of soils. PP voids should be filled with soils as permeable as possible. Fine soils with low permeability should be avoided. Soil compaction should remain reasonable during the filling of voids between concrete elements. Some factors have not been analyzed and deserve some further research. The influence of soil roots, earthworms, fauna and flora on soil structure and on water infiltration at surface should be investigated as well as

it was already demonstrated that these could have a great impact (e.g. Lassabatere et al., 2014). The influence of traffic over the PP should also be investigated since traffic may favor the compaction of soil elements. Indeed, time evolution of soil structure is crucial with regards to water infiltration capacity of the PP. At last, the influence of the lower layers including draining materials and synthetic materials (geotextiles) should also be further investigated, in particular if a proper estimation of upward fluxes is targeted during evaporation periods.

Acknowledgement

The project was supported by the following brazilian research funding agencies: MAPLU Project (FINEP),CAPES COFECUB(International Cooperation) (N° 677/10 and 821/14), FACEPE (PhD scholarship) and CNPq (PQ and ESN scholarships) and by french Greater Lyon and the ANR-GESSOL program (FAFF project: Filtration Function of an Urban Structure—Consequence on the Formation of an Anthroposol).

References

Ahiablame LM, Engel BA, Chaubey I. 2012. Effectiveness of low impact development practices: literature review and suggestions for future research. Water, Air, & Soil Pollution 223 (7): 4253–4273.

Angulo-Jaramillo R, Bagarello V, Iovino M, Lassabatere L. 2016. Infiltration Measurements for Soil Hydraulic Characterization. Springer.

Bagarello V, Di Prima S, Iovino M. 2014. Comparing alternative algorithms to analyze the Beerkan infiltration experiment. Soil Science Society of America Journal 78 (3): 724–736. http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2013.06.0231.

Beecham S, Pezzaniti D, Kandasamy J. 2012. Stormwater treatment using permeable pavements.Proceedings of the ICE-Water Management 165 (3): 161–170.

Bordier C, Zimmer D. 2000. Drainage equations and non-Darcian modelling in coarse porous media or geosynthetic materials. Journal of hydrology 228 (3): 174–187.

Braud I, De Condappa D, Soria JM, Haverkamp R, Angulo-Jaramillo R, Galle S, Vauclin M. 2005. Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method).European Journal of Soil Science 56 (3): 361–374.

Brooks R, Corey A. 1964. Hydraulic Properties of Porous Media.Hydrology Papers, Colorado State University Fort Collins.

Burdine NT. 1953. Relative permeability calculations from pore size distribution data. Journal of Petroleum Technology 5 (03): 71–78.

Cary L, Petelet-Giraud E, Montenegro S, Hirata R, Martins V, Aurouet A, Pauwels H, Kloppmann W, Aquilina L, others. 2013. Groundwater Salinization in a Coastal Multilayer Aquifer: Preliminary Results on Origins and Mechanisms-Example of Recife (Brazil). Procedia Earth and Planetary Science 7: 118–122.

Clothier BE, Kirkham MB, McLean JE. 1992. In Situ Measurement of the Effective Transport Volume for Solute Moving Through Soil. Soil Science Society Of America Journal 56 (3): 733–736.

Damodaram C, Giacomoni MH, Prakash Khedun C, Holmes H, Ryan A, Saour W, Zechman EM. 2010. Simulation of Combined Best Management Practices and Low Impact Development for Sustainable Stormwater Management. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 46 (5): 907–918 DOI: doi:10.1111/j.1752-1688.2010.00462.x.

Dietz ME. 2007. Low impact development practices: A review of current research and recommendations for future directions. Water, air, and soil pollution 186 (1-4): 351–363.

Di Prima S, Lassabatere L, Bagarello V, Iovino M, Angulo-Jaramillo R. 2016. Testing a new automated single ring infiltrometer for Beerkan infiltration experiments.Geoderma 262: 20 – 34 DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.006.

Dreelin EA, Fowler L, Carroll CR. 2006. A test of porous pavement effectiveness on clay soils during natural storm events. Water Research 40 (4): 799 – 805 DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.watres.2005.12.002.

Fletcher TD, Shuster W, Hunt WF, Ashley R, Butler D, Arthur S, Trowsdale S, Barraud S, Semadeni-Davies A, Bertrand-Krajewski J-L, Mikkelsen PS, Rivard G, Uhl M, Dagenais D, Viklander M. (2014). SUDS, LID, BMPs, WSUD and more – The evolution and application of terminology surrounding urban drainage. Urban Water Journal. 12 (7) DOI: 10.1080/1573062X.2014.916314.

Folk RL. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. The Journal of Geology: 344–359.

Fletcher TD, Andrieu H, Hamel P. 2013. Understanding, management and modelling of urban hydrology and its consequences for receiving waters: A state of the art. Advances in Water Resources 51 (0): 261–279

Fuentes C, Haverkamp R, Parlange J-Y. 1992. Parameter constraints on closed-form soilwater relationships. Journal of hydrology 134 (1): 117–142.

van Genuchten MT. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils.Soil Science Society Of America Journal44 (5): 892–898.

Goutaland D, Winiarski T, Lassabatere L, Dubé JS, Angulo-Jaramillo R. 2013. Sedimentary and hydraulic characterization of a heterogeneous glaciofluvial deposit: Application to the modeling of unsaturated flow. Engineering Geology 166: 127–139 DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.09.006.

Haverkamp R, Debionne D, Viallet P, Angulo-Jaramillo R, de Condappa D. 2006. Soil Properties and Moisture Movement in the Unsaturated Zone. In The Handbook of Groundwater Engineering, Delleur JW (ed.).CRC Press: Indiana; 1–59.

Haverkamp R, Ross PJ, Smettem KRJ, Parlange JY. 1994. 3-Dimensional analysis of infiltration from the disc Infiltrometer .2. Physically-based infiltration equation.Water Resources Research 30 (11): 2931–2935. Iryo T, Rowe RK. 2003. On the hydraulic behavior of unsaturated nonwoven geotextiles. Geotextiles and Geomembranes 21 (6): 381–404.

Lassabatere L, Angulo-Jaramillo R, Goutaland D, Letellier L, Gaudet JP, Winiarski T, Delolme C. 2010. Effect of the settlement of sediments on water infiltration in two urban infiltration basins. Geoderma 156 (3-4): 316–325 DOI: http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderm

Lassabatere L, Angulo-Jaramillo R, Soria Ugalde JM, Cuenca JM, Braud I, Haverkamp R. 2006. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments - BEST. Soil Science Society Of America Journal70 (2): 521–532.

Lassabatere L, Angulo-Jaramillo R, Soria-Ugalde JM, Simunek J, Haverkamp R. 2009. Numerical evaluation of a set of analytical infiltration equations. Water Resources Research 45.

Lassabatere L, Yilmaz D, Peyrard X, Peyneau PE, Lenoir T, Šimůnek J, Angulo-Jaramillo R. 2014. New Analytical Model for Cumulative Infiltration into Dual-Permeability Soils. Vadose Zone Journal 13 (12) DOI: 10.2136/vzj2013.10.0181.

Martin DW, ASCE S.M, Kaye M, ASCE .2014. Hydrologic Characterization of Undrained Porous Pavement. J.Hydrological. Eng 19 : 1069-1079.

Mubarak I, Angulo-Jaramillo R, Mailhol JC, Ruelle P, Khaledian M, Vauclin M. 2010. Spatial analysis of soil surface hydraulic properties: Is infiltration method dependent? Agricultural Water Management 97 (10): 1517–1526.

Nascimento NO, Heller L, Ellis JB, Scholes LN, Revitt DM, Champs JR. 2007.Towards a paradigm SWITCH: Integrating urban water management in Belo Horizonte, Brazil.

Painter S, Moulton J, Wilson C. 2013. Modeling challenges for predicting hydrologic response to degrading permafrost. Hydrogeology Journal 21(1): 221–224.

Roseen RM, Ballestero TP, Houle JJ, Briggs JF, Houle KM. 2011. Water quality and hydrologic performance of a porous asphalt pavement as a storm-water treatment strategy in a cold climate.Journal of Environmental Engineering 138 (1): 81–89.

Roulier S, Angulo-Jaramillo R, Bresson LM, Auzet AV, Gaudet JP, Bariac T. 2002. Water transfer and mobile water content measurement in a cultivated crusted soil.Soil Science 167 (3): 201–210.

Scholz M, Grabowiecki P. 2007. Review of permeable pavement systems. Building and Environment 42 (11): 3830–3836.

Siltecho S, Hammecker C, Sriboonlue V, Clermont-Dauphin C, Trelo-ges V, Antonino ACD, Angulo-Jaramillo R. 2014. Use of field and laboratory methods for estimating unsaturated hydraulic properties under different land-use.Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.11 (6): 6099–6137.

Silva A, Nascimento N, Seidl M, Vieira L. 2010. SWITCH in Belo Horizonte, Brazil: infiltration and detention systems for more sustainable stormwater control in Belo Horizonte. Reviews in Environmental Science and Bio/Technology 9 (1): 7–13.

da Silva SR, de Sousa Araújo GR. 2013. Algoritmo para Determinação da Equação de Chuvas Intensas (Algorithm to Determine the Equation of Intense Rain). Revista Brasileira de Geografia Física6 (5): 1371–1383.

Šimůnek J, van Genuchten MT. 2008. Modeling Nonequilibrium Flow and Transport Processes Using HYDRUS. Vadose Zone Journal 7 (2): 782–797.

Šimůnek J, van Genuchten MT, Sejna M. 2008. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes.Vadose Zone Journal 7 (2): 587–600.

Vincent SU. 2013. Sustainable drainage systems as ecosystem services Case study: Urban catchment in Montevideo, Uruguay.

Yilmaz D, Lassabatere L, Angulo-Jaramillo R, Deneele D, Legret M. 2010. Hydrodynamic Characterization of Basic Oxygen Furnace Slag through an Adapted BEST Method.Vadose Zone Journal 9 (1): 107–116.

Yilmaz D, Lassabatere L, Deneele D, Angulo-Jaramillo R, Legret M. 2013. Influence of Carbonation on the Microstructure and Hydraulic Properties of a Basic Oxygen Furnace Slag. Vadose Zone Journal 12 (2).

Importance de l'hétérogénéité structurale de la zone non saturée pour la modélisation de l'écoulement à méso-échelle

Par

Artur Paiva Coutinho

MANUSCRIT EN PORTUGAIS

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL
TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS HÍDRICOS

ARTUR PAIVA COUTINHO

A IMPORTÂNCIA DA HETEROGENEIDADE ESTRUTURAL DA ZONA NÃO - SATURADA PARA A MODELAGEM DOS PROCESSOS DE TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA NA MESO-ESCALA

RECIFE/ 2015

ARTUR PAIVA COUTINHO

A IMPORTÂNCIA DA HETEROGENEIDADE ESTRUTURAL DA ZONA NÃO - SATURADA PARA A MODELAGEM DOS PROCESSOS DE TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA NA MESO-ESCALA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco, Orientado pelo Prof. Dr. Antonio Celso Dantas Antonino e Rafael Angulo-Jaramillo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Engenharia Civil.

RECIFE/ 2015

Catalogação na fonte

Bibliotecária Valdicèa Alves. CRB-4 / 1260

C871i Coutinho, Artur Paiva.

A importância da heterogeneidade estrutural da zona não - saturada para a modelagem dos processos de transferência de água na meso-escala / Artur Paiva Coutinho . - Recife: O Autor, 2015.

165folhas, Il. e Tabs.

Orientador: Profº. Drº. Antonio Celso Dantas Antonino. Prof. Dr.Rafael Angulo-Jaramillo

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação Engenharia Civil, 2015.

Inclui Referências.

1. Engenharia Civil. 2. Zona vadosa. 3. Indicadores arquiteturais e estruturais. 4. Modelagem numérica. 5. Fluxo preferencial.

6. Heterogeneidade estrutural. 7. Fluxo em condições não saturadas.

I. Antonino, Antônio Celso Dantas. (Orientador). II.Título.

UFPE

624 CDD (22. ed.) BCTG/2015-60

ARTUR PAIVA COUTINHO

A IMPORTÂNCIA DA HETEROGENEIDADE ESTRUTURAL DA ZONA NÃO-SATURADA PARA A MODELAGEM DOS PROCESSOS DE TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA NA MESO-ESCALA

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL DA UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO COMO PARTE INTEGRANTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS Á OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada 26 de fevereiro de 2015

_____

Antonio Celso Dantas Antonino, Dr.
(Orientador)

_____

Carlos Brayner de Oliveira Lira, Dr.
(Examinador Externo)

_____

Suzana Maria Gico Lima Montenegro, Ph.D.
(Examinadora Interna)

_____

Edmilson Santos de Lima, Ph.D.
(Examinador Interno)

_____

Marcus Metri Corrêa, Dr.
(Examinador Externo)

RECIFE/2015

A minha irmã Thayane (*in memorian*), aos meus pais Artur e Prazeres Paiva, aos meus avós Maria e Alfredo (*in memorian*) por tudo que me ensinam e ensinaram. A Sofia Vitória, agradeço por tudo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter me concedido o dom da vida e por me abençoar diariamente através de trabalho e desafios. Agradeço a meus pais nas pessoas da minha mãe Prazeres Paiva Candido, do meu pai Artur Coutinho e dos meus avós Maria Galindo Paiva (*in memorian*) e Alfredo Primo Paiva (*in memorian*) pelo amor, pelo carinho e por priorizar a educação mesmo em momentos difíceis.

Ao meu orientador, Professor Antonio Celso Dantas Antonino, estamos juntos desde a minha primeira iniciação científica, tudo o que eu possa escrever aqui não poderia descrever minha admiração e meu reconhecimento e meu agradecimento. Obrigado pela cobrança, pela preocupação "mesmo dizendo que está tranquilíssimo", pela paciência, pelos conselhos, pelos puxões de orelha, pelo apoio, por sempre acreditar em minha capacidade, pelas oportunidades de aprender sempre mais, pelo incentivo em vários momentos e por ter influenciado nas minhas escolhas o meu mais sincero obrigado.

Ao meu co-orientador, o professor Jaime Cabral, pelo incentivo, pela amizade, pelas oportunidades concedidas, pelos debates e importantes diálogos sobre vários assuntos, pelos excelentes livros emprestados, pelo apoio durante toda essa pesquisa, fico bastante grato, obrigado!

A professora Suzana M.G.L Montenegro, pela amizade, pelo conhecimento repassado, pelas palavras de incentivo, por acompanhar de muito perto todo esse percurso, pela atenção destinada a minha pessoa e a essa pesquisa; Agradeço também por ter me influenciado decisivamente em gostar de Hidrologia para ensinar e pesquisar, os meus mais sinceros agradecimentos.

A amiga Tassia dos Anjos agradeço pela amizade, pelo apoio, pela colaboração nos momentos felizes e também nos momentos difíceis. Ao Professor Eduardo Soares de Souza, pela amizade, pelo incentivo.

Aos meus amigos do clube de xadrez do parque treze de maio: André Felipe, Lula, Flamis Carlos, Dalson Holanda, Flávio Henrique, Brasil, Prof Carlos, Sandro, Felipe. Obrigado pelo carinho e por sempre se lembrarem de mim, mesmo quando estava distante.

Aos meus amigos Valter, Roberto Omena, Louise, Fernandhinha pelo incentivo de sempre, por acreditarem que sou melhor do que sou, por sempre me dizerem que tudo vai dar certo, mesmo que eu não acredite sempre. Este trabalho faz parte de um sonho nosso!

Ao casal super querido do meu coração, Dinho e Manu. Estamos juntos desde o início dessa jornada, vocês já casaram e falta a minha vez. Obrigado pelos vários momentos que passamos juntos, momentos de risos, momentos cantando várias músicas com Dinho, se nada desse certo, estaríamos numa dupla Sertaneja cantando Roberto Carlos.

As amigas Larissa Ribas e aos demais amigos, Danisete, Mayara Modesto, Raiane, Pamela e Larissa Fernandes.

A minha namorada Katiane, por ter me apoiado e entendido os momentos e finais de semana em que não pudemos estar juntos tendo em vista a realização deste trabalho.

Aos alunos do GRH (João Fialho, Claudia, Simone Preus, Gracieli, Victor, Glauber, João Salgueiro, Daiana, Antonio Freire, Edilson). Aos meus eternos companheiros de sala, Albert, Tatiane e Tássia. A Leidjane Maria pelas palavras sempre sábias nas ocasiões mais diversas.

Aos professores do GRH, do Departamento de Engenharia Civil da UFPE e do DEN: André Maciel Netto, Roberto Azevedo (grande torcedor do Sport), Alfredo Ribeiro, Anderoson Paiva, Paulo, Almir Cirilo , Arnaldo, Bernardo Horowitz, Paulo Regis, Ézio, Mauricio Pina e Ricardo Braga. Agradeço pelo aprendizado, conversas de corredor e atenção. A UFPE, por me fazer me sentir em casa, universidade publica como muitas, de qualidade irretocável como poucas, segunda casa dos que trabalham pela sua melhoria, obrigado pela formação!

A FACEPE pela concessão da bolsa de Doutorado e incentivo a pesquisa no estado de Pernambuco. Ao programa CAPES/COFECUB pelo incentivo financeiro durante o doutorado sanduiche na França.

Ao Laboratório de Física do Solo, especialmente aos técnicos e amigos Kassio e Maurício pelo apoio nos trabalhos de campo e na realização dos ensaios. Aos amigos Netto (Hulk), Rafael, Angelim e Rodrigo Peronico, por todos os momentos excelentes conversas.

Gostaria de agradecer aos Professores Carlos Brayner, Edmilson Santos, Marcus Metri e Suzana Montenegro por aceitarem fazer parte da banca examinadora dessa tese.

A minha irmã Thayane Paiva (*In memorian*), lembro-me dela diariamente e seu sorriso e alegria refletem entusiasmo e força para continuar combatendo as adversidades da vida.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier le directeur du LEHNA Yves Perrodin pour son accueil dans le laboratoire.

Je tiens également à remercier M. Thierry Winiarski, qu'a donné à ce travail sa première impulsion au sein du LEHNA. Je remercier également à Thierry Winiarski, pour son motivation, pour son amitié, pour son engagement par rapport à cette thèse, merci beaucoup Titi

Je remercie également tous les chercheurs et fonctionnaires du LEHNA. Claude Durrieu, Laurence Volatier, Cecillie Délome, Jean Philiphe Bedell, Clement Bernard, Alain Devaux, Silvie Bonni, Alícia, Marc Danjean (merci pour nos conversations sur le foot, je crois qu'OL est la mieux équipe de France), Thérèse.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, Rafael Angulo - Jaramillo, pour les connaissances qu'il m'a transmises et pour son attention et sa disponibilité.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude à un ami que j'ai fait pour toute la vie, Laurent Lassabatere, je te remercie mon cher pour tous les bonnes choses qu'on a passé ensemble.

Un grand merci enfin aux collègues doctorants et stagiaires pour l'ambiance très agréable qu'ils ont maintenue au laboratoire: Adriana, Dieuseul Prédélus, Fred, Guillame, Erij, Dominique, Simone, Marouen, Antoine, Vanessa, Rodrigo, Tassia, Clementine Drapeau, Morganne e Yanis Ferro.

Je remercie aussi aux amis et étudiant d'outres laboratoires qu'ont été aussi important dans ce chemin : Léa Pascal, Olivier, Jean-Pierre, Jorge Delgado, Behanu, Hind, Arie, Emilie.

RESUMO

O entendimento do fluxo na zona não saturada em formações heterogêneas é um pré-requisito para uma gestão adequada de poluentes em bacias de infiltração inseridas nessas formações. Este estudo aborda o efeito da heterogeneidade litológica nos processo de escoamento numa bacia de infiltração com geologia inserida num depósito fluvioglacial. A bacia de infiltração é a Bacia Django Reinhardt, existente em Lyon. Esta bacia foi objeto de vários estudos que demonstraram algumas avaliações do impacto da heterogeneidade do solo. Os objetivos desses trabalhos foram todos baseados apenas no estudo sedimentológico de uma trincheira. Nenhum estudo abordou a potencial variabilidade espacial dos atributos do solo. Neste trabalho, foi modelizado o fluxo na zona vadosa através de três casos: drenagem interna, infiltração de água durante um evento de precipitação pluviométrica constante e solicitação hidrológica a partir de um fluxo variável escoamento superficial. Estes cálculos foram realizados para várias seções, que foram previamente caracterizadas quanto a sua heterogeneidade estrutural usando a técnica não destrutiva do GPR com uma frequência de 200MHz e 100MHz. O comportamento hidráulico dessas seções foi comparado com a de uma seção homogênea. Foi comparada o efeito da resolução da imagem nas estimativas das variáveis de fluxo. Alguns indicadores arquiteturais, geométricos e texturais foram propostos para esclarecer e avaliar a variabilidade espacial do efeito da heterogeneidade do solo sobre o fluxo em condições não saturadas. Os resultados mostram claramente que a heterogeneidade gera impactos nas variáveis de fluxo em condições não saturadas. Os impactos dependem da seção considerada.Os resultados mostram também que: a) a heterogeneidade estrutural do subsolo na meso-escala apresenta um efeito sobre a geração de escoamento preferencial e isso independe do tipo de solicitação aplicada na seção; b) O efeito da heterogeneidade se mostrou independentende das condições de contorno aplicadas na superfície; c) Nos períodos de ocorrência de chuvas intensas quem controla o comportamento das variáveis de fluxo é a intensidade de precipitação. No entanto, nos períodos em que ocorre ausência de precipitação, as variáveis de fluxo são controladas pela heterogeneidade da zona não saturada; d) A utilização de diferentes frequências influencia na estimativa das variáveis de fluxo. Isso é decorrente do impacto na quantificação da heterogeneidade decorrente do efeito da resolução de cada antena; e) Os indicadores não apresentaram relação direta com as variáveis de fluxo

estudadas. Isso demonstra que o efeito da heterogeneidade não pode ser explicado por um único fator, mas por um conjunto de fatores.

Palavras-chave: Zona vadosa. Indicadores arquiteturais e estruturais. Ground Penetration Radar. Modelagem numérica. Fluxo preferencial. Heterogeneidade estrutural. Bacia de infiltração.

ABSTRACT

The understanding of unsaturated flow in heterogeneous formations is a prerequisite to the under-standing of the fate of pollutant and a proper management of infiltration basins settled over such heterogeneous formations.This study addresses the effect of lithological heterogeneity of a glaciofluvial deposit on flow in the vadose zone underneath an infiltration basin settled in Lyon suburbs. The basin had already been the subject of several previous studies, some of which demonstrated the impact of soil heterogeneity. But all of them were based only on the sedimentological study of a trench and no study addresses the potential spatial variability of water flow resulting from the spatial variability of soil heterogeneity. In this study, we model flow in the vadose zone for several case studies, including drainage, water infiltration during a rainfall event and a complete meteorological data. These calculations were conducted for several sections, previously characterized in the basin using GPR and sedimentological study and compared to a blank (homogeneous section). The results clearly show that heterogeneity impacts unsaturated flow and these impacts depend upon the section considered. Some geometrical architectural and textural parameters were proposed to explain the spatial variability of the effect of the soil heterogeneity on unsaturated flow, thus pre-senting the first step towards modeling unsaturated flow in the basin at the meso-scale. Locally, the inclusion of sand lenses modified flow pathways, forcing the water to pass through pathways between inclusions. These effects were due to their lower hydraulic conductivity. In addition, the upper layer and sand lenses increase accumulation of water in the profile due to their higher saturated water content. One of the main conclusions of this study is that if all heterogeneous sections differ from those of the homogeneous section, the variability between heterogeneous sections is also significant. Clearly, a sole section is not representative of all sections and several sections must be investigated if flow needs to be investigated at the scale of the whole infiltration basin. Thus, we tried to propose geometrical

indicators to explain and potentially predict flow pattern. However, the results show that the link between these indicators and modeled flow is not direct and that a combination of indicators rather than a sole indicator should be identified for the prediction of flow. Additional data are required to properly define and identify the right combination of factors, which is the subject of ongoing research. Finally, this paper clearly demonstrates the influence of soil heterogeneity on flow pathways.

Key Words: Architectural and structural indicators. Ground penetration radar.Numerical modeling. Preferential flow. Structural heterogeneity. Unsaturated flow.

RÉSUMÉ

ARTUR PAIVA COUTINHO

Importance de l'hétérogénéité structurale de la zone non saturée sur la modélisation de l'écoulement à méso-échelle

La compréhension des flux en conditions non saturées dans les formations hétérogènes est une condition préalable à la compréhension du sort d'un polluant et à la bonne gestion des bassins d'infiltration sur les formations géologiques hétérogènes. L'hétérogénéité lithologique d'un dépôt fluvio-glaciaire et l'écoulement dans la zone non saturée sous un bassin d'infiltration ont été étudiés depuis plusieurs années dans la banlieue de Lyon, France. Plusieurs études précédentes ont démontrée l'impact de l'hétérogénéité du sol sur l'écoulement. Ces études étaient toutes basées uniquement sur l'étude sédimentologique d'une tranchée et aucune étude ne traitait de la variabilité spatiale potentielle des résultats induits par l'hétérogénéité spatiale du sol. Dans cette thèse, nous avons modélisé l'écoulement dans la zone non saturée pour plusieurs cas de figure, y compris le drainage, l'infiltration de l'eau lors d'un événement de précipitation et pour des chroniques météorologiques. Ces calculs ont été effectués sur plusieurs sections du sol, pour lesquelles la structure lithologique a été caractérisé en utilisant le GPR et l'analyse sédimentologique. Les résultats de modélisatin des écoulements ont été comparés à une section homogène de référence. Les résultats montrent clairement que l'hétérogénéité a des effets et un impact important sur les flux calculés qui dépendent de la section considérée. Certains paramètres architecturaux, texturales et géométriques ont été proposées afin d'expliquer l'effet de la variabilité spatiale de lastructure du sol sur les flux en conditions non saturé, représentant ainsi une première étape vers la modélisation des écoulements dans la zone non saturée à méso-échelle.

Mots clés : Indicateurs architecturales et structurelles. Radar de pénétration du sol. Modélisation numérique.Écoulement préférentiel. Hétérogénéité structurelle.Écoulement non saturé.

LISTAS DE FIGURAS

Figura 1. Triângulo de classificação de textura do solo. 35
Figura 2. Curvas de retenção para diferentes tipos de solo. 39
Figura 3. Algoritmo e estimativa dos parâmetros de forma do método BEST. 48
Figura 4. Algoritmo e estimativa dos parâmetros de forma do método BEST. 49
Figura 5. Técnicas compensatórias de infiltração e a zona não saturada. 58
Figura 6. Escalas de observação dos processos de transferência de água no subsolo segundo Klingbeil *et al*.., 1999. 62
Figura 7. Observação da porosidade em função de diferentes escalas de observação. 63
Figura 8. Diferentes escalas de observação para um meio bimodal. 64
Figura 9. Interpretação da barreira capilar a partir das curvas de retenção e das curvas de condutividade hidráulica 68
Figura 10. Tipos de fenômenos ou características que podem gerar escoamento preferencial. 69
Figura 11. Variação da permitividade elétrica relativa com o potencial matricial para um solo 100% arenoso, 100% siltoso e 100% arenoso. Parâmetros do modelo de van Genutchen (1980) estimados através do Roseta - Hydrus 1D. 85
Figura 12. Bacia de infiltração Django Reinhardt – Lyon- França 93
Figura 13. Representação esquemática, descrição da distribuição granulométrica para o código de Miall para as principais litofácies da bacia de infiltração Django Reinhardt. 95
Figura 14. Radar geológico utilizado nessa pesquisa. Sistema composto por uma unidade emissora e receptora ligada a unidade de aquisição e vídeo através de um cabo: a) Antena de 100MHz; b)antena de 200MHz. 96
Figura 15. Etapas para a modelagem dos processos de transferência de água na escala de campo a partir da generalização de um método geofísico. 99
Figura 16. a) Descrição dos elementos arquiteturais e das litofácies para a parede de uma escavação; b) Caracterização geofísica através do GPR; c) Interpretação das principais unidades estruturais. 100
Figura 17. Tabela de leitura e interpretação das litofácies. 101
Figura 18. Modelo Pseudo 3D construído com a ajuda do software Radan 3D. Interseção entre uma seção longitudinal e uma seção transversal. 101
Figura 19. Interpretação das de uma estrutura que se repete em várias seções paralelas. 102

Figura 20. a) Características Geológicas do leste da cidade de Lyon; b) localização do sítio de estudo no distrito de Chassieu. A bacia de infiltração Django Reinhardt sobre um depósito fluvioglacias com espessura da zona não saturada de 13m; c) Layout do sistema de coordenadas retangulares utilizado para a aquisição com o GPR. 108
Figura 21. a) Seção representative do GPR com antenna de 200 MHz. Presença dos principais reflectores GPR; b) Interpretação das principais litofácies (Sx : areia, Gcm : areia e cascalho, Gcm,b : areia e cascalho bimodal)..... 109
Figura 22. Representação litológica esquemática das 5 seções estudadas; La1: materiais mais importantes (Gcm,b : areia e cascalho, granulometria bimodal); La2: camada de superfície (Gcm : cascalho arenoso); Le,i : inclusões de areia (Sx); Xi : abscissa do centro de gravidade da inclusão i; Li: comprimento máximo da inclusão i (i = 1 a n, sendo n o número de inclusões). 110
Figura 23. Imagem GPR Bruta. Tratamento a 200MHZ. 113
Figura 24. Imagem GPR com o tratamento da normalização em distância. Tratamento a 200MHZ. 114
Figura 25. Seção GPR após a aplicação do tratamento do 'Correct Position e Backgrond Removal'. Tratamento a 200MHZ. 114
Figura 26. Seção GPR após a aplicação do tratamento da migração. Tratamento a 200MHZ. a) Seção sem o tratamento da migração; b) Migração com V=0,133 m/ns. 115
Figura 27. Seção final GPR após a aplicação do tratamento do Range Gain. Imagem obtida com antena de frequência central de 100MHz. a) Imagem sem a aplicação do tratamento do range gain; b) Imagem com a aplicação do tratamento do range gain. 116
Figura 28. Radargramas realizados ao longo de uma mesma seção com a utilização de uma antena de 100 MHz (abaixo) e 200 MHz (acima). 117
Figura 29. Sistema de coordenadas utilizado para a antena com frequência de 200 MHz. ... 118
Figura 30. Imagem GPR obtida a partir de uma aquisição de uma antena de 200 MHz. Seção tratada (acima) e interpretada (abaixo). 119
Figura 31. Imagem GPR obtida a partir de uma aquisição de 200MHz. Seção tratada (acima) e seção interpretada (abaixo). 121
Figura 32. Imagem GPR obtida a partir de uma aquisição de 200MHz. Seção tratada (acima) e seção interpretada (abaixo). 122
Figura 33. Imagem GPR obtida a partir de uma aquisição de 200MHz. Seção tratada (acima) e seção interpretada (abaixo). 123

Figura 34. Interpretação do modelo estratigráfico realizado a partir das imagens obtidas e interpretadas com a antena de 200 MHz. 124
Figura 35. Representação espacial das fácies geofísicas: modelo pseudo-3D. Modelo pseudo 3D obtido a partir da interpretação dos radagramas obtidos com a antena de 200MHz.3D. . 125
Figura 36. Imagem GPR inicialmente obtida com a antena GPR. Velocidade propagação da onda eletromagnética de 0,1m/ns. 126
Figura 37. Medida da profundidade do lençol freático na bacia de infiltração Django Reinhardt. 127
Figura 38. Imagem GPR obtida com a antena GPR com frequencia de 100 MHz. Correção com velocidade de propagação da onda eletromagnética de 0,133 m/ns. 127
Figura 39. Contraste entre a propriedade dielétrica na transição enter a zona de água no solo suposta ‘seca’ e a transição entre a franja capilar e a zona saturada.. Adaptado de Reynolds (1997)..... 128
Figura 40. Evolução do conteúdo de água no solo para três seções durente a fase de drenagem. 131
Figura 41. a) Fluxo de drenagem acumulado para a condição limite inferior, profundidade de 4m; b) Fluxo na condição limite inferior; c) Carga hidráulica na superfície; d) carga hidráulica na condição limite inferior..... 134
Figura 42. Evolução do conteúdo de água para três seções submetidas a um evento de precipitação pluviométrica. 136
Figura 43. a) Fluxo de drenagem acumulado para a condição limite inferior, profundidade de 4m; b) Fluxo na condição limite inferior; c) Carga hidráulica na superfície; d) carga hidráulica na condição limite inferior..... 138
Figura 44. Resultados numéricos das seções solicitadas por um fluxo obtido a partir de uma série de precipitações pluviométricas Fluxo potencial na superfície (a ou b); a) Variação da pressão na superfície; b) variação da pressão na condição de contorno inferior (profundidade de 4 metros); c) Fluxo acumulado na superfície; d) Fluxo de drenagem na condição limite inferior; e) Detalhe do fluxo na superfície para um evento de precipitação específico; f) detalhe do fluxo de drenagem para a condição limite inferior. 141
Figura 45. a) Seção GPR 24 – Imagem GPR tratada e obtida a partir de uma aquisição a 200MHz; b) Seção GPR 24 – Imagem GPR interpretada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz. Estratificação do Gcm na cor verde. Inclusões de areia em amarelo. 145

Figura 46. a) Seção GPR 24 – Imagem GPR tratada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz; b) Seção GPR 24 – Imagem GPR interpretada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz. Estratificação do Gcm na cor verde. Inclusões de areia em amarelo. 146
Figura 47. Pressão na superfície para seções GPR. Simulação considerando a visualização das heterogeneidades a 100MHz e a 200 MHz. 147
Figura 48. Pressão na condição limite inferior simulada para uma mesma seção GPR a 100 MHz e a 200MHz. 148
Figura 49. Fluxo acumulado de drenagem. Diferenças de comportamento hidráulico para uma seção prospectada com antenas diferentes. 148
Figura 50. Pressão para a seção 24 e para a profundidade de 2 metros. Seção transversal 24 obtida com frequência de 100MHz e 200MHz. 149
Figura 51. a) Seção GPR 13– Imagem GPR tratada e obtida a partir de uma aquisição a 200MHz; b) Seção GPR 13 – Imagem GPR interpretada e obtida a partir de uma aquisição a 200MHz. Estratificação do Gcm na cor verde. Inclusões de areia em amarelo. 150
Figura 52. a) Seção GPR 13– Imagem GPR tratada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz; b) Seção GPR 13 – Imagem GPR interpretada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz. Estratificação do Gcm na cor verde. Inclusões de areia em amarelo. 151
Figura 53. Pressão na superfície para seções GPR. Simulação considerando a visualização das heterogeneidades a 100MHz e a 200 MHz. Seção transversal 13 152
Figura 54. Pressão na condição limite inferior simulada para uma mesma seção GPR a 100 MHz e a 200MHz.Seção transversal 13. 152
Figura 55. Fluxo acumulado de drenagem. Diferenças de comportamento hidráulico para uma seção prospectada com antenas diferentes. Seção transversal 13. 153
Figura 56. Pressão para a seção 24 e para a profundidade de 2 metros. Seção transversal 24 obtida com frequência de 100 MHz e 200MHz. 153

LISTAS DE TABELAS

Tabela 1. Classificação granulométrica, segundo a Sociedade Internacional de Ciência do Solo (USDA, 1993). 34
Tabela 2. Profundidade de penetração teórica e resolução vertical média para alguns tipos de antenas GPR. 79
Tabela 3. Constante dielétrica relativa, velocidade e condutividade para alguns materiais. Fonte: Reynolds (1997). 83
Tabela 4. Tratamento de Imagens de Radar. 89
Tabela 5– Quantidade de seções transversais e longitudinais por antena. 96
Tabela 6. Propriedades hidraulicas para as Hydrofácies (Gcm, Gcm,b e S-x). Fonte: Goutaland *el at*. (2008) e Goutaland (2008). 103
Tabela 7. Indicadores estruturais e arquiteturais para as seções estudadas. 129
Tabela 8- Correspondência entre os indicadores arquiteturais e as variáveis de escoamento das seções litológicas 144
Tabela 9. Indicadores estruturais para seções GPR tratadas com diferentes antenas. 154

LISTAS DE QUADROS

Quadro 1. Código de classificação das litofácies aluvionares proposto por Miall (1978). Adpatado de Goutaland (2008).....61
Quadro 2. Características da Bacia de infiltração Django Reinhardt e da Bacia de contribuição. 94

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área superficial da bacia de infiltração	[m²]
A	Área de contribuição da bacia	[m^2]
α	Fator de atenuação das ondas eletromagnéticas	[rad/m]
B	Indução magnética	
β	Fator de fase das ondas eletromagnéticas	[rad/m]
C	Coeficiente de escoamento	
C(h)	Capacidade capilar	
C	Velocidade da luz	[$3x10^8$m/s]
D	Diâmetro efetivo de uma partícula de solo	[μ m]
D(θ)	Difusividade	[m. s^{-1}]
D_g	Parâmetro de escala do tamanho das partículas	[μ m]
d_p	Massa específica das partículas do solo	[g.cm-3]
d_s	Massa específica do solo	[g. cm^{-3}]
E	Campo Elétrico	[V/m]
ε_v	Índice de vazios	
ε_r	Permitividade dielétrica relativa	
ε	Permissividade dielétrica do meio	[F/m]
ε_{solo}	Permissividade dielétrica do solo	[F/m]
ε_{ar}	Permissividade dielétrica do ar	[$8.82.10^{-12}$F/m]
F(*D*)	Distribuição do tamanho das partículas	
F	Fator de correção	
F	Fluxo de escoamento superficial	[m/h]
F_{la}	Indicador relacionado a estrutura em contato com a atmosfera	
F_{le}	Indicador de relacionado ao grau ocupação das inclusões	
F_M	Indicador do material mais abundante	
g	Aceleração da gravidade	[$m.s^{-2}$]
h	Potencial matricial	[m]
h(θ)	Curva de retenção da água no solo	
h_{ea}	Potencial de entrada de ar	[mm]
h_g	Parâmetro de normalização	[mm]
K	Condutividade hidráulica do solo	[mm. s^{-1}]
k	Permeabilidade intrínseca	[m²]
K(θ)/*K*(ψ)	Condutividade hidráulica não saturada	[mm. s^{-1}]

K_s	Condutividade hidráulica saturada do solo	[mm. s^{-1}]
K_G	Média Geométrica de Ks	[mm.s-1]
Keff	Condutividade hidráulica efetiva	[mm.s-1]
L	Comprimento do desvio lateral	[m]
L_M	Comprimento máximo das inclusões	[m]
M e N	Parâmetros de forma da curva de *F(D)*	
m_l	Massa da solução do solo [M]	
m_s	Massa das partículas sólidas [M]	
m_t	Massa total da amostra [M]	
n e *m*	Parâmetros de forma de $h(\theta)$	
p	Parâmetro de tortuosidade	
P	Precipitação pluviométrica	[mm]
P_{atm}	Pressão atmosférica	[kPa]
Qmax	Vazão máxima de desvio lateral	[m^3/h]
q	Densidade de fluxo de água	[mm.s^{-1}]
r	Raio do infiltrômetro	[mm]
$r_{i,i+1}$	Coeficiente de reflexão	
s	Dimensão fractal	
S	Sorvidade do solo	[mm. s$^{-1/2}$]
S_M	Área ocupada pelo material mais abundante	[m²]
S_{TC}	Área total da seção GPR	[m²]
S_{La}	Área da estrutura fronteir com a atmosfera	[m^2]
V_l	Volume ocupado pela água	[cm3]
V_v	Volume dos poros	[cm3]
V_s	Volume ocupado pelas partículas sólidas	[cm3]
V_t	Volume total da amostra	[cm3]
Xcg	Centro de gravidade das inclusões	[m]
w_0	Umidade gravimétrica inicial	[g. g^{-1}]
w_f	Umidade gravimétrica final	[g. g^{-1}]
η	Porosidade total do solo	
h_t	Potencial Total da água no solo	[m]
Se	Umidade efetiva	
ρ_a	Massa específica da água	[g.cm^{-3}]
σ	Condutividade elétrica do meio	[mS/m]
ϕ_g	Potencial gravitacional	[m]
ϕ_o	Potencial osmótico	[m]

ϕ_p	Potencial de pressão	[m]
θ_0	Umidade volumétrica inicial	[$cm^3 . cm^{-3}$]
θ_r	Umidade residual	[$cm^3 . cm^{-3}$]
θ_s	Umidade volumétrica na saturação	[$cm^3 . cm^{-3}$]
σ_{ts}	Tensão superficial da água	[$g.s^{-2}$]
λ_{tp}	Índice de distribuição do tamanho de poros	
μ_{vd}	Coeficiente de viscosidade dinâmica	[$Kg.mm^{-1}S^{-1}$]
μo	Permeabilidade magnética do ar	[$4\Pi 10^{-7}$ H/m]
$\Delta\theta$	Variação de umidade	
η	Parâmetro de forma de *K(θ) da eq. de Brooks & Corey*	
ρ_a		
λ_c	Escala de comprimento capilar	[mm]

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 26

1.1. HIPÓTESE 29

1.2. OBJETIVO GERAL 30

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS 30

1.4. ORGANIZAÇÃO DO DOCUMENTO 30

2. DESCRIÇÃO DAS HETEROGENEIDADES DA ZONA NÃO SATURADA EM FUNÇÃO DE SUAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS 32

2.1. ZONA NÃO SATURADA 32

2.1.1. Definição e organização da zona não saturada 33

2.1.2. Propriedades físicas do solo 35

2.1.3. Relações básicas que definem as propriedades hidráulicas dos solos 36

2.1.4. Potencial e retenção da água no solo 38

2.1.5. Equações de fluxo no solo 42

2.1.6. Caracterização hidráulica das heterogeneidades 44

2.2. O MÉTODO BEST 45

2.2.1. BEST - Algoritmo e análise dos dados (Lassabatère et al., 2006) 47

2.2.2. Bagarelo *et al. (*2011) 52

2.2.3. Wu Método (Wu *et al*., 1999) 52

2.2.4. Método Wu2 (Wu *et al*., 1999) 53

2.3. DETERMINAÇÃO DAS HETEROGENEIDADES 54

3. A IMPORTÂNCIA DA HETEROGENEIDADE NA GERAÇÃO DOS ESCOAMENTOS PREFERENCIAIS 56

3.1. GENERALIDADES 56

3.2. UMA MANEIRA ALTERNATIVA DE OBSERVAR AS HETEROGENEIDADES VISANDO À APLICAÇÃO EM OBRAS HIDRÁULICAS FUNDAMENTADAS NA INFILTRAÇÃO 57

Escalas de Heterogeneidade 62

3.3. AS LITOFÁCIES 65

O impacto da heterogeneidade na geração do escoamento preferencial 65

3.4. O EFEITO DA HETEROGENEIDADE ESTRUTURAL NA ESCALA DE CAMPO 70

3.4.1. A heterogeneidade como uma variável estocástica 72

3.4.2. Indicadores de Heterogeneidade 73

4. TÉCNICAS GEOFÍSICAS NÃO DESTRUTIVAS PARA A DETERMINAÇÃO DA HETEROGENEIDADE 77

4.1. INTRODUÇÃO 77

4.2. GROUND PENETRATION RADAR 78

4.2.1. Princípio de Operação 78

4.2.2. Teoria da propagação da onda eletromagnética 79

4.2.3. Propagação e difusão da onda eletromagnética 81

4.2.4. Reflexão da onda eletromagnética nas interfaces do subsolo 83

4.2.5. Relação entre permissividade dielétrica e umidade do solo 84

4.3. METODOLOGIA DE AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DE IMAGENS DO GPR 85

4.3.1. Tipos de Aquisição 86

4.3.2. Filtros 87

4.3.3. Limitações da metodologia do GPR 87

4.3.4. Tramento das imagens obtidas com o GPR 88

4.4. EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DO GPR EM DIFERENTES ÁREAS 90

4.4.1. Engenharia Civil 90

4.4.2. Física do solo 90

4.4.3. Aplicações diversas 92

5. MATERIAIS E MÉTODOS 93

5.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 93

5.2. ETAPAS PARA ESTUDO DO IMPACTO DAS HETEROGENEIDADES ESTRUTURAIS DO SUBSOLO NOS PROCESSOS DE TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA E NOS ESCOAMENTOS NA ZONA NÃO SATURADA 98

5.2.1. Determinação da arquitetura do subsolo e das litofácies a partir de uma trincheira 99

5.2.2. Interpretação das estruturas em 3D 101

5.2.3. Determinação das hidrofácies 102

5.2.4. Construção do modelo hidroestratigráfico 103

5.2.5. Modelagem dos processos de transferência de água 104

5.3. MODELAGEM BIDIMENSIONAL 104

5.4. OBSERVAÇÕES SOBRE A MODELAGEM BIDIMENSIONAL 106

5.5. INDICADORES DE HETEROGENEIDADE ESTRUTURAL 107

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES 113

6.1.1. Tratamento da Imagem 113

6.1.2. Interpretação a 100 MHz vs 200MHZ 117

6.2. CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS E ARQUITETURAS DAS SEÇÕES ESTUDAS 128

6.3. MODELAGEM DO PROCESSO DE DISTRIBUIÇÃO DE ÁGUA NA MESOESCALA: ESTUDO DE CASO DA DRENAGEM LIVRE. 130

6.4. MODELAGEM DO PROCESSO DA INFILTRAÇÃO. 135

6.4 MODELAGEM DO PROCESSO DA INFILTRAÇÃO A PARTIR DE UMA SÉRIE COMPLETA DE PRECIPITAÇÃO 140

6.5. RELAÇÃO ESCOAMENTO E OS INDICADORES GEOMÉTRICOS DAS SEÇÕES HETEROGÊNEAS 143

6.6. O EFEITO DA RESOLUÇÃO DO GPR NAS ESTIMATIVAS DAS VARIÁVEIS DE FLUXO 144

7. CONCLUSÕES GERAIS DA TESE 156

8. RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS 158

REFERÊNCIAS 159

1. INTRODUÇÃO

Atualmente, a maior parte da população vive em áreas urbanas. O crescimento populacional incrementa o processo de urbanização e por consequência existe um aumento de superfícies impermeáveis que alteram o equilíbrio dos componentes do ciclo hidrológico no ambiente urbano.

Nesse contexto, os componentes do ciclo hidrológico mais sensíveis às alterações oriundas de ações antrópicas são o escoamento superficial e a infiltração em resposta a eventos de precipitação. O escoamento superficial aumenta em volume, velocidade e vazão de pico num tempo de resposta cada vez menor. Basicamente, o incremento do escoamento superficial é resultado das ações do homem sobre o meio ambiente, ocasionando modificações hidrológicas que geralmente acompanham o desenvolvimento urbano.

Essas novas características são também resultado da supressão da vegetação natural, da diminuição da rugosidade na superfície e de alterações morfológicas no solo urbano como, por exemplo: compactação e substituição do solo natural por tecnosolos como aterros. Essas alterações na morfologia do solo urbano alteram a infiltração, impactando em processos como recarga de aquíferos, conservação da água no solo em meio urbano e partição da precipitação pluviométrica em precipitação efetiva.

Assim, como o objetivo de reestabelecer o equilíbrio dos componentes do ciclo hidrológico na escala do meio ambiente urbano, sobretudo, reestabelecer o equilíbrio entre o binômio infiltração e escoamento superficial, são utilizadas cada vez mais as técnicas alternativas ou técnicas compensatórias na drenagem urbana. Essas técnicas atuam aumentando a capacidade de armazenamento e de infiltração das águas pluviais no solo urbano.

As bacias de infiltração e bacias de retenção são exemplos de técnicas compensatórias que atuam principalmente inseridas na macrodrenagem. As trincheiras de infiltração, pavimentos permeáveis, jardins de chuva (MELO et al.,2014), poços de infiltração e valas de infiltração são exemplos de técnicas alternativas com princípio de funcionamento fundamentado no armazenamento e infiltração das águas recolhidas do escoamento superficial. Esses dispositivos possuem volume e dimensões bem menores que as bacias de infiltração e possuem uma aplicação maior em microdrenagem. Para os dois casos, o solo atua como exutório natural das águas pluviais armazenadas.

Para o dimensionamento desses dispositivos são necessárias informações quanto a precipitação de projeto e informações no tocante as características hidráulicas do solo. A questão referente a chuva de projeto é resolvida adotando um tempo de retorno, calculando a precipitação de projeto com o auxílio de uma equação de intensidade, duração e frequência.

Para as informações do solo, uma hipótese normalmente adotada no momento do dimensionamento ou da modelagem é que o subsolo é homogêneo (Graciosa et al.,2008). Isso significa que são negligenciadas as heterogeneidades estruturais existentes na zona não saturada, ou seja, àquelas heterogeneidades que são da ordem de grandeza da estrutura hidráulica.

Na realidade, essa hipótese de homogeneidade não se confirma na escala da estrutura hidráulica. O subsolo possui heterogeneidades de diversos tipos, que podem ser geradas por origem natural, resultando em estratificações e bolsões dos mais diversos materiais, com geometrias que obedeceram a um mecanismo físico de formação, mas com comprimentos e volumes dos mais diversos, como tambéme também pode ter origem antrópica (heterogeneidade artificial).

Além disso, considerar diretamente a homogeneidade do solo impõe uma série de problemas (caso não seja verificada se ess hipótese é confirmada), como por exemplo: pode levar a estimativa errada do armazenamento de água na zona não saturada, da distribuição espacial de poluentes, da existência de fluxos preferenciais. Isso pode acarretar em previsões equivocadas dos fluxos na superfície e de fluxos em subsuperfície, como por exemplo, a estimativa da recarga de aquíferos.

A heterogeneidade natural é encontrada nas formações ou depósitos geológicos naturais, que tiveram origem pelas diferentes formas e processos de deposição, transporte e sedimentação. São exemplos das heterogeneidades naturais, as unidades litológicas de cascalhos bimodais, cascalhos arenosos e de cascalhos de granulometria uniforme das formações fluvioglaciais e as estratificações de argilas e areias formadas pelo avanço e recuo do mar, no caso das formações fluviomarinhas.

As heterogeneidades artificais são aquelas resultantes da ação do homem com a finalidade de aplicação nos diferentes domínios da engenharia. São exemplos dessas heterogeneidades, as diferentes camadas de um pavimento permeável, que são construídas através da substituição do solo urbano por diferentes camadas de areia, geotêxtil drenantes, camada de armazenamento (brita ou cascalho) e revestimento poroso.

Uma vez que essas heterogeneidades foram construídas de forma controlada, quantifica-las gera problemas menores do ponto de vista metodológico que quantificar as heterogeneidades naturais. No entanto, além de quantificar e qualificar as heterogeneidades, sejam elas naturais ou não, é necessário leva-las em conta para melhor modelar e prever o comportamento hidráulico das técnicas compensatórias.

Evidentemente, a heterogeneidade é um problema que é dependente da escala de observação. Na escala da bacia hidrográfica, as heterogeneidades estruturais que possuem a mesma escala de uma estrutura de infiltração podem ser negligenciadas. No entanto, na escala da estrutura hidráulica, como por exemplo, uma barragem subterrânea, uma bacia de infiltração, um poço de infiltração ou mesmo uma trincheira de infiltração, os elementos arquiteturais presentes na zona não saturada ou mesmo um macroporo, podem influenciar decisivamente na capacidade de transferência de água e soluto na zona vadosa.

Para quantificar essas heterogeneidades estruturais existem diferentes técnicas de investigações geológicas. Essas técnicas de prospecção podem ser destrutivas como os testemunhos e as trincheiras, e não destrutivas como a sísmica reflexão, a sísmica reflação. Entre as técnicas mais utilizadas, o Radar Geológico ou Ground Penetration Radar – GPR apresenta a vantagem de ser uma técnica não invasiva que permite obter uma imagem eletromagnética da realidade da zona não saturada.

A imagem obtida com o GPR possue uma resolução e uma profundidade máxima de investigação que depende da frequência da antena. Essa metodologia permite a obtenção da informação da heterogeneidade associada a uma precisão e uma resolução. Com a aplicação do GPR, a utilização de uma frequência maior significa ganhar em resolução e perder em profundidade de investigação. Ao contrário, a utilização de uma antena de baixa frequência implica numa imagem com profundidade elevada de penetração mas com uma resolução pobre.

Utilizando a técnica GPR, o aumento da frequência aumenta a percepção da quantidade de detalhes, permitindo visualizar os bolsões mais pequenos. No entanto, a utilização das frequências menores permite obsevar as grandes estruturas litológicas, não permitindo distinguir as pequenas estruturas dos materiais.

Do ponto de vista geológico, os diferentes tipos de informação obtidas com o GPR, em função das diferentes antenas, fornecem diferentes escalas de observação. Isso significa que para uma mesma realidade, as imagens obtidas com as diferentes antenas GPR mostram

diferentes variabilidades espaciais das estruturas dos materiais. Mas, na concepção de uma obra de infiltração que é solicitada hidrologicamente, o importante é verificar se o comportamento hidráulico da estrutura hidráulica muda quando se considera uma informação geral, simplificada ou mesmo detalhada da zona não saturada. Essa verificação do comportamento hidráulico pode ser feita com a ajuda da ferramenta de simulação numérica, com o uso de modelos que resolvam as equações de transferência e transporte do fluxo de água e poluentes em meio poroso.

A utilização de modelos é fundamental para a previsão dos processos de transferência e das variáveis de fluxo bem como das propriedades nas zonas vadosa e saturada. Sendo também utilizadas na análise de experimento em escala de laboratório (colunas, lisímetro) ou existentes em escala de campo. Para esses casos, a simulação pode indicar cenários ou permitir a extrapolação de dados ou verificação de tendências para o caso onde existe uma limitação na quantidade de informação e experimentos, que é o caso dos estudos realizados na meso-escala. Nesse sentido, o Hydrus tem sido um dos códigos computacionais mais utilizados em aplicações envolvendo o movimento de água e de soluto no solo (Simunek et al.,2007; Simunek et al.,2008).

Além disso, devido ao fato das bacias de infiltração possuírem um subsolo heterogêneo, o impacto das águas pluviais que são carregadas em contaminantes é ainda mal conhecido (Winiarski et al.,2006). A avaliação do impacto passa por um melhor conhecimento da organização estrutural da zona não saturada subjacente a bacia de infiltração. A heterogeneidade associada a essa organização estrutural pode gerar uma transferência heterogênea, ou seja, a diferentes velocidades, dos poluentes em profundidade (Anderson, 1989; Winiarski et al.2006).

Nesse contexto, o objetivo científico desta tese é avaliar o efeito da heterogeneidade estrutural do subsolo sobre os processos de transferência de água em técnicas alternativas de infiltração para a drenagem urbana na escala da construção da técnica. Outro objetivo científico da tese é avaliar o efeito da resolução da técnica não destrutiva utilizada para quantificar a heterogeneidade na transferência de água na escala da técnica de infiltração. Ao final, são proposto indicadores de heterogeneidade relacionados com a geometria da estrutura heterogênea e nas solicitações hidráulicas da obra.

1.1. HIPÓTESE

As heterogeneidades estruturais do subsolo afetam os processos de transferência de água na meso escala?

1.2. OBJETIVO GERAL

O objetivo da tese é avaliar o impacto da heterogeneidade estrutural do subsolo nas variáveis de fluxo e processos de transferência de água na escala de uma obra hidráulica de infiltração.

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Estudar o efeito da heterogeneidade estrutural do subsolo nos processos de transferência de água no solo da bacia de infiltração Django Reinhardt com a utilização da técnica geofísica não destrutiva do Ground Penetration Radar e de simulação numérica bidimensional com o modelo Hydrus.

Realizar simulação numérica dos processos de transferência de água na escala de uma bacia de infiltração.

Estudar o impacto da resolução da imagem obtida com Ground Penetration Radar na compreensão dos processos de transferência de água na escala da bacia de infiltração.

Propor índices de heterogeneidade estrutural do subsolo a partir das informações obtidas com a interpretação das imagens eletromagnéticas.

Relacionar índices de heterogeneidade estrutural do subsolo com o comportamento hidráulico de seções bidimensionais.

1.4. ORGANIZAÇÃO DO DOCUMENTO

A tese foi estruturada em seis capítulos e um apêndice. O capítulo um aborda a introdução geral. O capítulo dois aborda as as definições básicas para o entendimento dos processos de transferência de água na zona não saturada. O capítulo três aborda as questões relacionadas a definição de heterogeneidade e de sua repercussão na geração do fenômeno do escoamento preferencial. O capítulo quatro aborda os conceitos de base para a compreensão do funcionamento, tratamento e aquisição do GPR. O capítulo cinco descreve os materiais e

métodos adotados para a execução do trabalho experimental. O capítulo seis descreve os resultados e discussões das modelagens hidráulicas bidimensionais. O capítulo sete é composto das conclusões gerais da tese. Os apêndices são formados por duas partes: o résumé étendu e o artigo em inglês oriundo deste trabalho.

2. DESCRIÇÃO DAS HETEROGENEIDADES DA ZONA NÃO SATURADA EM FUNÇÃO DE SUAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS

2.1. ZONA NÃO SATURADA

O solo é essencialmente um meio poroso dividido na zona não saturada e na zona saturada. A zona não saturada, também denominada de zona vadosa, é um meio poroso trifásico constituído de uma matriz sólida e de um espaço poroso ocupado por água e ar.

Essa região controla os processos de transferência de água na superfície como a infiltração, evaporação, evapotranspiração e escoamento superficial, bem como os processos de transferência e retenção de água e poluentes para a zona saturada.

O entendimento dos mecanismos de transferência de água na zona vadosa passa por um detalhamento dos principais fatores e propriedades hidráulicas do meio poroso bem como uma compreensão de como a heterogeneidade dessa zona influencia nos processos de transferência de água e de solutos da superfície até as camadas mais profundas.

Atualmente, um grande desafio para a modelagem desse sistema é levar em consideração a complexidade das heterogeneidades do meio poroso nas diversas escalas de observação (micro, macro, meso, mega e gigoscópica). Para isso, a física do solo, a hidrologia e a hidrogeologia utilizam cada vez mais técnicas de prospecção que podem ser destrutivas e não destrutivas. A informação da geometria do subsolo decorrente das técnicas de prospecção é acoplada às propriedades hidráulicas do meio poroso para o caso de uma modelagem hidráulica ou às propriedades hidrodispersivas para o caso de uma modelagem de transferência de solutos.

Este capítulo fornece uma fundamentação teórica básica dos principais conceitos necessários para a o entendimento dos fenômenos de escoamento na zona não saturada bem como das principais metodologias utilizadas para a estimativa dos parâmetros de cálculo mais comuns para a maioria das aplicações.

2.1.1. Definição e organização da zona não saturada

O solo é definido como um sistema poroso trifásico as três fases são representadas da seguinte maneira: a fase sólida, constituindo a *matriz do solo*; a fase líquida, constituída pela água do solo com suas substâncias dissolvidas, sendo comumente denominada de solução do solo, e a fase gasosa, composta pelo ar.

A matriz sólida é formada a partir da organização de grãos de tamanhos variados. A análise da distribuição dos grãos de um solo é definida como análise granulométrica que classifica as frações do solo em função do diâmetro médio dos grãos. A definição dos limites do tamanho médio dos grãos bem como a sua classificação é normatizada. No entanto, não existe uma convenção única.

A estrutura é o arranjo geométrico dos elementos sólidos no solo. A forma dos agregados (angular, lamelar, cúbica, esférica) e o tamanho permitem refinar a descrição da estrutura. No entanto, a descrição da estrutura do solo é um problema que depende da escala de observação.

A estrutura pode ser compreendida como um conjunto de agregados em um sistema hierárquico. Isso que dizer que um grão pode se combinar com mais outro grão ou mesmo com um conjunto de grãos fornecendo um nível mais complexo de organização.

A noção de estrutura engloba várias características que podem ser traduzidas como um conjunto de propriedades morfológicas, topológicas e geométricas do meio poroso. A noção de estrutura também é fundamentalmente qualitativa, formando a ideia da variedade e da complexidade das organizações naturais do meio poroso.

Embora a noção de estrutura seja qualitativa, ela pode apresentar uma enorme variabilidade temporal em função de diversos fatores como, variações climáticas que geram retração no período seco e aumento de volume no período úmido.

Mesmo que a composição granulométrica não mude, a estrutura pode sofrer alteração a partir de ações mecânicas como na compactação, diminuindo a capacidade de infiltração e o armazenamento. Outra causa de variação da estrutura ocorre devido à presença de agregados reativos quimicamente, que interagem com a água, com outras substâncias dissolvidas na água ou presentes no solo ou com outros agregados, modificando a organização estrutural do meio poroso.

De todo modo, as maiorias das simulações dos processos de transferência de água utilizam a hipótese de meio rígido e indeformável.

A estrutura é formada por uma agregação de partículas. A análise granulométrica leva a noção quantitativa de textura que classifica o solo em função dos grãos de tamanho similar. Importante observar que a noção de estrutura se diferencia da noção de textura, uma vez que a estrutura se refere à forma dos elementos comparáveis na escala de observação (macroscópica), enquanto que textura se refere a uma escala muito menor (VOGEL, ROTH, 2003).

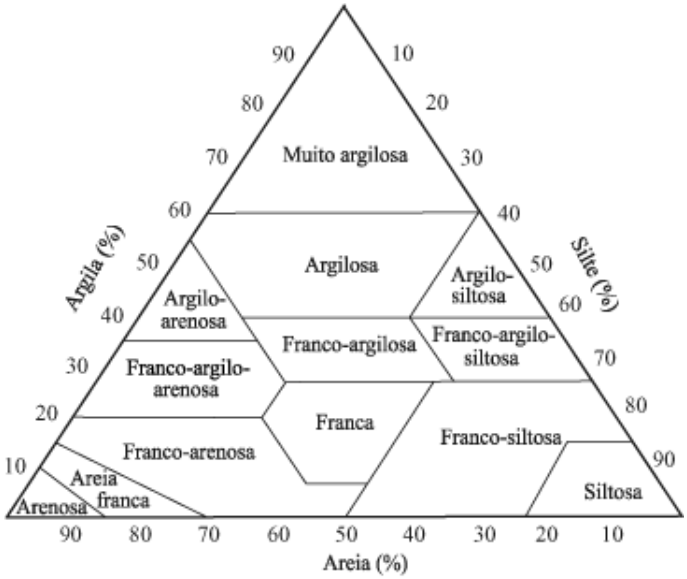
No que se refere à granulometria, usualmente os grãos são classificados em três classes texturais básicas: areia, silte e argila. A classificação proposta pela Sociedade Internacional de Ciência do Solo – ISST, segue os valores apresentados na Tabela 1.

Tabela 1. Classificação granulométrica, segundo a Sociedade Internacional de Ciência do Solo (USDA, 1993).

Classificação	**Tamanho dos grãos (diâmetro médio, mm)**
Areia muito grossa	2,0 – 1,0
Areia grossa	1,0 – 0,5
Areia média	0,5 – 0,25
Areia fina	0,25 – 0,10
Areia muito fina	0,10 – 0,05
Silte	0,05 – 0,002
Argila	< 0,002

As classes podem ser determinadas através do triângulo de texturas propostas pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e adotadas pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS), conforme apresentadas na Figura 1.

Figura 1. Triângulo de classificação de textura do solo.



Fonte: USDA, 1993.

2.1.2. Propriedades físicas do solo

Massa específica das partículas e do solo

A massa específica das partículas do solo (dp) é a razão entre a massa das partículas do solo seco (m_s) e o respectivo volume da fase sólida do solo (V_s). Na ausência de ensaios para a sua determinação, normalmente é adotado o valor de 2,65 g/cm³ que corresponde a massa específica do quartzo que é o mineral mais abundante.

$$d_p = \frac{m_s}{V_s} \qquad \text{Equação 1}$$

A massa específica do solo (ds) é definida como a razão entre a massa do solo seco (m_s) e o volume do solo (Vt).

$$d_S = \frac{m_s}{V_t} \qquad \text{Equação 2}$$

A partir dessas duas definições é possível determinar uma relação entre a porosidade do solo, a massa específica das partículas do solo e a massa específica do solo.

A porosidade (η) é definida como a relação entre o volume de vazios (Vv) e o volume de solo (V_t). No entanto, o volume de vazios é a diferença entre o volume total e o volume das partículas sólidas.

$$\eta = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t} = 1 - \frac{d_s}{d_p} \qquad \text{Equação 3}$$

Além da porosidade, é possível definir uma relação entre o volume de vazios (V_v) e o volume das partículas sólidas (V_s). Essa relação é denominada de índice de vazios (ε_v) e é bastante utilizada em mecânica dos solos nos estudos de adensamento e recalque dos solos. O volume de vazios também pode ser diretamente obtido a partir da porosidade do solo.

$$\varepsilon_v = \frac{V_v}{V_s} = \frac{\eta}{1-\eta} \qquad \text{Equação 4}$$

2.1.3. Relações básicas que definem as propriedades hidráulicas dos solos

O comportamento hidráulico dos solos é altamente dependente do conteúdo de água armazenado nos poros. As relações básicas como umidade gravimétrica, umidade volumétrica e grau de saturação da água no solo são apresentadas a seguir.

Umidade gravimétrica

A umidade gravimétrica (u) é definida como a razão entre a massa de água (m_a) e massa do solo seco (m_s).

$$u = \frac{m_a}{m_s} \qquad \text{Equação 5}$$

Umidade volumétrica

A umidade volumétrica (θ) é definida como a razão entre o volume de água (Va) e o volume total do solo (V_t) que contém o volume de água.

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} \qquad \text{Equação 6}$$

Se todos os espaços vazios estão preenchidos com água, o solo está saturado ou atingiu a umidade de saturação θs, que é o limite superior do conteúdo de água no solo. Assim, em condições saturadas, a umidade volumétrica é numericamente igual à porosidade. Na realidade, a consideração que todo o espaço poroso está preenchido com água pode não se configurar. O aprisionamento de ar nos solos faz com que a saturação seja considerada satisfatória quando o volume de água atinge 85% ou em outros casos 90% da porosidade.

Outro conceito importante é o da umidade residual θr. A umidade volumétrica residual é o volume de água aprisionado nos interstícios do solo pela ação de forças de adsorção. Essa umidade não é removida nos processos de secamento do solo por drenagem ou evaporação.

Saturação efetiva

A saturação efetiva (S_e) é a relação entre o volume de água livre de uma amostra e a capacidade máxima de retenção de água livre dessa mesma amostra. Ela pode ser também definida como a relação entre o volume de água e o volume de vazios de um dado volume de solo (Equação 7). Outro índice bastante utilizado é o grau de saturação, que corresponde a relação entre o volume de água livre de uma amostra e a porosidade dessa amostra que é numericamente igual a umidade volumétrica saturada. A diferença entre a saturação efetiva e o grau de saturação é que no grau de saturação, desconsidera-se o efeito da umidade volumétrica residual.

$$S_e = \frac{V_a}{V_a + V_{ar}} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \qquad \text{Equação 7}$$

2.1.4. Potencial e retenção da água no solo

Potencial da água no solo (ψ_t)

O movimento da água no solo ocorre se existir uma diferença de potencial total. O potencial total representa o estado de energia da água no solo e possui como componentes o potencial gravitacional (ψ_g), o potencial matricial (ψm), o potencial de pressão (ψ_p) e o potencial osmótico (ψ_o) .

$$\psi_t = \psi_g + \psi_m + \psi_p + \psi_o \qquad \text{Equação 8}$$

O potencial gravitacional representa a energia potencial devido à localização vertical do volume elementar representativo no meio poroso (Equação 9).

$$\psi_g = zg \qquad \text{Equação 9}$$

O potencial matricial é função da presença de forças de capilaridade e adsorção que ocorrem na interface entre a matriz sólida e as fases líquida e gasosa no espaço poroso (Equação 10).

$$\psi_m = \frac{P}{\rho_a} \qquad \text{Equação 10}$$

O potencial total pode ser convertido em carga hidráulica ou carga de pressão ou carga piezométrica dividindo as expressões anteriores pela aceleração da gravidade (Equação 11).

$$h_t = z + \psi \qquad \text{Equação 11}$$

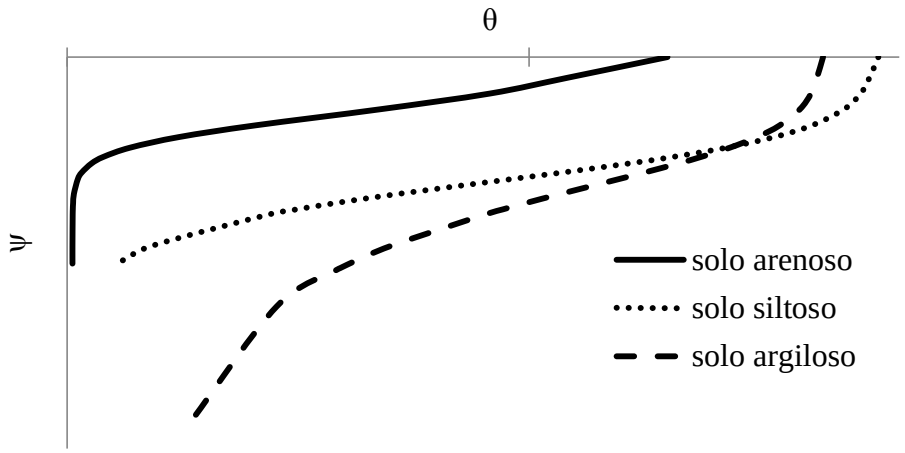
Nessa expressão, ψ é a altura de coluna d'água que pode ser positiva (potencial de pressão) ou negativa (potencial de sucção), z é o potencial gravitacional, expresso em termos de energia por unidade de peso.

Curva de retenção da água no solo

A curva de retenção representa a relação entre o potencial matricial e o conteúdo de água presente no solo. Ela determina a quantidade de água que um solo consegue armazenar em determinado potencial matricial. A umidade volumétrica e potencial matricial variam principalmente com a textura e estrutura do solo, além de depender também da conectividade e do tamanho dos poros.

As curvas de retenção hipotéticas para solos com textura 100% areia, 100% silte e 100% argila, respectivamente são apresentadas na Figura 2. Os parâmetros para determinação dessas curvas foram obtidos com o software Hydrus 1D (Symunek *et al.*, 2007) e o software Roseta (Schaap *et al*., 2001) que estima a umidade volumétrica saturada, a umidade volumétrica residual e os parâmetros de forma.

Figura 2. Curvas de retenção para diferentes tipos de solo.



Fonte: O autor

A curva de retenção pode ser obtida diretamente a partir de ensaios de laboratório utilizando amostras de solo obtidas em campo. Num dos processos mais utilizados, a amostra parte da saturação a um estado seco a partir da aplicação de sucções sucessivas utilizando a panela de Richards e o funil de Buckner.

Modelos para a curva de retenção da água no solo

Na literatura, várias expressões são utilizadas para descrever a curva de retenção. Dentre essas equações, a mais popular é a equação de van Genutchen (1980) (Equação 12), embora modelos como o de Brooks e Corey (1964) (Equação 13); Vogel, Cislerová (1988), Durner (1994), Kosugi (1996) apresentem utilização disseminada em modelos como o Hydrus.

$$\theta(\psi) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1+|\alpha\psi|^n]^m} & \psi < 0, \\ \theta_s & \psi \geq 0, \end{cases} \qquad \text{Equação 12}$$

$$\theta(\psi) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)\left(\frac{h_{bc}}{h}\right)^{\lambda} & \psi \leq h_{bc}, \\ \theta_s & h_{bc} \leq \psi \leq 0, \end{cases} \qquad \text{Equação 13}$$

Nesta equação, α é o inverso do comprimento capilar hg, n e m são parâmetros de forma que estão relacionados com as hipóteses de distribuição dos poros no solo, sendo as hipóteses de Burdine (1953) e Mualem (1976) as mais utilizadas.

A hipótese de distribuição dos poros de Burdine (1953) considera o solo como um conjunto de grupos capilares com raios diferentes e a hipótese de Mualem (1976) considera que o solo é formado por grupos de tubos capilares conectados e em série.

$$m = 1 - \frac{k_p}{n} \qquad \text{Equação 14}$$

Nessa relação, fazendo kp =1 é considerada a hipótese de distribuição dos poros de Mualem(1976), e fazendo kp =2 é considerada a hipótese de distribuição dos poros de Burdine (1953).

Modelos para a curva de condutividade hidráulica da água no solo

A condutividade hidráulica é definida classicamente como a capacidade ou a facilidade do meio poroso em transmitir água. Ela depende das propriedades do fluido e das propriedades do meio. Sendo $K(\psi)$ a condutividade hidráulica, k a permeabilidade intrínseca , ρ é massa específica da água, g a aceleração da gravidade e μ é a viscosidade dinâmica. A

variável $K_r(\psi)$ é definida como a permeabilidade relativa podendo variar entre 0 e 1. A permeabilidade relativa, leva em conta a dependência da condutividade hidráulica sobre a umidade (θ) ou sobre o potencial matricial (ψ).

$$K(\psi) = \frac{k\rho g}{\mu} k_r(\psi) \qquad \text{Equação 15}$$

O modelo de condutividade hidráulica relativa de Burdine (1953) é dado pela Equação 16. Esse modelo é dependente da saturação efetiva, variável admensional dependente da umidade volumétrica ou da pressão da água nos interstícios do solo.

$$K_r = (S_e)^2 \frac{\int_0^{S_e} \frac{1}{\psi^2} dS_e}{\int_0^1 \frac{1}{\psi^2} dS_e} \qquad \text{Equação 16}$$

Brooks e Corey (1964) exprimem a curva de condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica.

$$K(\theta(\psi)) = K_s(S_e)^{\eta} = \left(\frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{\eta} \qquad \text{Equação 17}$$

Van Genutchen(1980) exprime a curva de condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica.

$$K(\theta(\psi)) = K_s(S_e)^2 \left(1 - \left(1 - (S_e)^{\frac{1}{m}}\right)^m\right) \qquad \text{Equação 18}$$

Mualem (1976) exprime a curva de condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica (Equação 19). Essa equação combinada com a equação de van Genutchen (1980) para a curva de retenção resulta na Equação 20 .

$$K(\theta(\psi)) = (S_e)^{0,5}\left[\frac{\int_0^{Se}\frac{1}{\psi}dSe}{\int_0^1\frac{1}{\psi}dSe}\right]^2 \quad \text{Equação 19}$$

$$K(\theta(\psi)) = K_s(S_e)^{0,5}\left(1-\left(1-(S_e)^{\frac{1}{m}}\right)^m\right)^2 \quad \text{Equação 20}$$

2.1.5. Equações de fluxo no solo

A densidade de fluxo de água em regime laminar num meio poroso saturado é governada pela equação de Darcy (1856). Ela estabelece que o volume de água que passa por unidade de tempo (Q) e de área (A) em um meio poroso é diretamente proporcional ao gradiente de potencial total (Δh_t/L)e a condutividade hidráulica saturada (K_s).

$$Q = -K(\theta_s)A\frac{\Delta h_t}{\mathrm{L}} = K_s A \quad \text{Equação 21}$$

Na condição do solo saturado, o potencial total é obtido pelo somatório do potencial gravitacional z que representa a distância entre o ponto em questão no interior do solo e o nível de referência (geralmente tomado como sendo a superfície do solo), e do potencial de pressão que representa a carga hidráulica ou coluna de água que atua sobre o ponto em consideração. O sinal negativo da equação indica que o fluxo de água se dá em direção ao decréscimo do potencial hidráulico.

Para a condição de fluxo saturado, a condutividade hidráulica depende da permeabilidade intrínseca do solo que está relacionada com sua geometria porosa e com a viscosidade do fluido que escoa, a qual está intimamente ligada a temperatura.

Algumas observações devem ser consideradas quanto a aplicabilidade correta da equação de Darcy. Segundo Tucci (2009) e Lal, Shukla (2004), a equação de Darcy é válida quando as forças de inércia do fluido são desprezíveis em comparação as forças viscosas. Ela não é universalmente válida para todas as condições de escoamento em meios porosos sendo aplicável apenas para escoamento laminar, e em condições que as interações solo-água não resultem em variações na fluidez e na permeabilidade mediante a mudança de gradiente. A

equação de Darcy não descreve o fluxo em um ponto particular no solo, sendo, portanto uma descrição macroscópica do fluxo de água pelo meio poroso.

Modelo de Darcy- Buckingham

O fluxo de água em meios porosos saturados e não saturados é regido pela Lei de Darçy Buckingham (Equação 22).

$$q = -K(\psi)\frac{\partial h_t}{\partial z} = -K(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right) \qquad \text{Equação 22}$$

Relações de conservação de massa

A equação da continuidade ou da conservação de massa é dada a seguir, com o negativo do divergente do fluxo.

$$\frac{\partial \theta \rho_a}{\partial t} = -\nabla.(\rho_a q) \qquad \text{Equação 23}$$

Assumindo que a densidade da água permanece constante, a expressão para a equação da continuidade para escoamento unidimensional na direção z pode ser escrita através da seguinte equação :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \qquad \text{Equação 24}$$

Como o fluxo q foi definido (Equação 22), a substituição na equação 24 resulta em :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\psi)\frac{\partial h_t}{\partial z}\right) \qquad \text{Equação 25}$$

Em que $\partial\theta/\partial t$ pode ser reescrito utilizando a regra da cadeia, resultando na equação 36, que está escrita em função da capacidade capilar $C(\psi)$, ou em função da difusividade capilar ($D(\theta)$, (Equação 26).

Fazendo $\partial\theta/\partial t = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}\frac{\partial \psi}{\partial t}$

$$C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial z}\right) + \frac{dK(\psi)}{d\psi}\frac{\partial \psi}{\partial z} \qquad \text{Equação 26}$$

A equação de transferência escrita em função da umidade volumétrica, é denominada de equação de Fokker-Planck (Equação 27). Essa equação é composta de dois termos principais que estão associados a capilaridade (primeiro termo) e a gravidade (segundo termo). Para (Kutilek e Nielsen, 1994), a equação 27 não é adaptada a descrição do escoamento em meio saturado. A explicação é que logo que o meio é saturado, a umidade volumétrica segue constante e igual a θs enquanto que a pressão ψ continua a aumentar. Nesse caso, é preferível utilizar uma versão que resolva a equação de transferência em função de ψ.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z}\right) + \frac{dK(\theta)}{d\theta}\frac{\partial \theta}{\partial z} \qquad \text{Equação 27}$$

A equação de Richards escrita na forma unidimensional, em função da pressão ψ, resultando na Equação 28.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial z}\right) + \frac{dK(\psi)}{\partial z} \qquad \text{Equação 28}$$

A equação de Richards também pode ser escrita em uma forma tridimensional onde a formulação de K(ψ) é apresentada na Equação 29.

$$\frac{\partial \theta \rho_a}{\partial t} = \nabla.[K(\psi).\nabla(\psi + z)] \qquad \text{Equação 29}$$

2.1.6. Caracterização hidráulica das heterogeneidades

Para a solução da equação de Richards são necessárias informações relacionadas às características hidráulicas do solo, a geometria do problema (condições de contorno ou condições limite) e a um estado inicial de pressão ou de conteúdo de água no solo. Para as características hidráulicas, a equação necessita da curva de retenção e da curva de condutividade hidráulica saturada.

Para as condições de contorno, a maioria dos modelos que resolvem a equação de Richards (Hydrus, Consol) possuem opções para fluxo zero, que é caso a ser adotado quando

a fronteira do problema está limitada por uma camada impermeável, fluxo constante. A opção de fluxo variável é o caso que ocorre em condições de pressão constante, comum nos estudos de infiltração e nos casos da presença do lençol freático na base de um perfil de solo.

Embora nos últimos anos vários autores tenham desenvolvido soluções baseadas nos métodos dos volumes finitos, do ponto de vista numérico, os métodos das diferenças finitas e elementos finitos ainda tem sido os mais utilizados para a solução da equação de Richards.

Mais que os métodos numéricos, atenção maior tem sido dada em novas formas rápidas de obtenção dos parâmetros da curva de retenção e da curva de condutividade. Metodologias propostas por Lassabatère *et al*. (2006) - BEST, Bagarelo *et al.*, (2012) e Wu *et al*.,(1999) propõem a obtenção dos parâmetros de forma e dos parâmetros de escala de $h(\theta)$ e $k(\theta)$ a partir de informações obtidas de ensaios de infiltração com o infiltrômetro de anel simples. Todos esses métodos necessitam de uma curva de infiltração acumulada.

Outras informações como condições iniciais e finais de umidade, curva granulométrica e densidade são necessárias para os métodos BEST (Lassabetere *et al*., 2006) e Wu *et al.* (1999). O método simplificado proposto por Bagarelo *et al.* (2012) não necessita dessa informação. Esses métodos semi-físicos são na verdade um conjunto de equações de pedo transferência que resolvem numericamente a equação de Richards.

2.2. O MÉTODO BEST

As técnicas alternativas ou técnicas compensatórias em drenagem urbana são tecnologias cada vez mais utilizadas para reestabelecer o ciclo natural da água no meio urbano (DAVIS, 2005; RIGHETTO, 2009). Elas podem ser utilizadas individualmente para o controle do escoamento superficial ou podem atuar em conjunto com o sistema de drenagem convencional. Nesses casos, as técnicas alternativas atuam compensando parte do escoamento superficial podendo o excedente ser destinado aos sistemas de macro e microdrenagem.

No contexto das técnicas compensatórias, estruturas hidráulicas de armazenamento e de infiltração podem ser implantadas no sistema de drenagem urbana (BAPTISTA, 2005). A escolha entre uma técnica que priorize o armazenamento ou que se fundamente na infiltração depende, dentre outros fatores, da capacidade de infiltração do solo, que por sua vez é função da granulometria, estrutura, grau de compactação, condições inicias de umidade e

precipitação antecedente. No entanto, a característica principal resultante da interação dos fatores físicos relacionados ao solo é a condutividade hidráulica saturada.

As condições para a implantação das técnicas de infiltração dependem dos fatores relacionados ao solo. Para Azzout *et al*. (1994) são condições necessárias para a implantação das técnicas de infiltração : solos classificados no grupo A ou B do Soil Conservation Service; lençol freático a uma profundidade máxima de 1,2 m.

As metodologias de dimensionamento clássicas são baseadas nos métodos dos volumes e nos métodos das chuvas. Para esses casos, o dimensionamento depende fundamentalmente das características climatológicas como a precipitação pluviométrica e da capacidade de drenagem dos solos que são geralmente avaliadas a partir do cálculo da condutividade hidráulica saturada e lamina de infiltração acumulada.

Essas duas últimas informações são obtidas através de ensaios experimentais de infiltração e servem para obter parâmetros sobre a viabilidade de implantação de dispositivos de infiltração, para a obtenção de parâmetros para o dimensionamento e para a determinação de elementos que indiquem a necessidade de manutenção ou até mesmo o cálculo de indicadores sobre o desempenho hidráulico do dispositivo de infiltração (DESCHENE *et al.*, 2004).

A obtenção da taxa de infiltração básica ou condutividade hidráulica saturada se dá a partir da combinação da experimentação para obtenção da curva de infiltração e da modelagem matemática da curva. Os métodos experimentais de infiltração (infiltrometria de anel duplo, infiltrômetro de anel simples (LASSABATÈRE *et al*, 2006); infiltrometria a disco (ANTONINO *et al.*, 2001; ÂNGULO – JARAMILLO *et al.*, 2000); permeâmetro de Guelph (MONTENEGRO, MONTENEGRO, 2004); e método do poço invertido são os mais utilizados para a obtenção das propriedades hidrodinâmicas e se diferenciam pela escala da infiltração obtida (monodimensional e tridimensional).

A aplicação do infiltrômetro de duplo anel gera infiltrações unidimensionais, devido à imposição de uma carga hidráulica no anel externo, o que permite adotar a hipótese de uma infiltração unidirecional no anel interno. Para esse caso o tratamento da informação é realizado com modelos de infiltração unidimensionais como Philip (1957), Horton (1933), Kostiakov (1932) , etc. Infiltrômetros a disco e infiltrômetros de anel simples fornecem um infiltração mutidirecional, para esses casos as informações hidráulicas são obtidas a partir de

modelos como o Beerkam (LASSABATÈRE *et al.*, 2006), Bagarelo *et al.*, 2011 e Wu2 (Wu *et al*., 1999).

Além disso, o método inverso permite a obtenção dos parâmetros hidráulicos a partir da inversão numérica da equação de Richards (ANTONINO *et al.*, 2004; MUBARAK *et al*., 2010). Sua aplicação pode fornecer os parâmetros da curva de retenção e a condutividade hidráulica saturada.

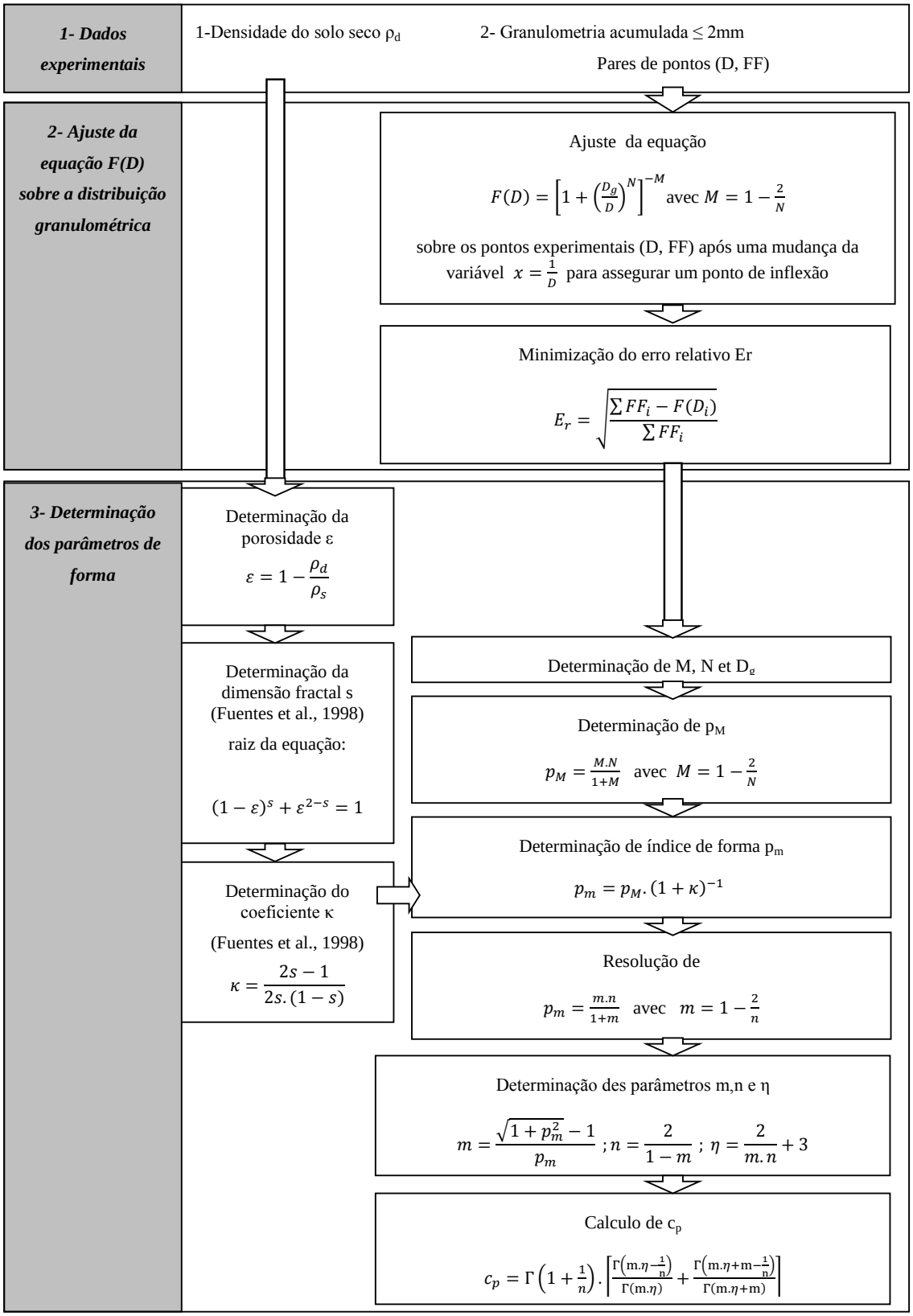
Nesse trabalho, a condutividade hidráulica saturada tridimensional e aximétrica foram calculadas por Goutaland *et al*. (2008) e Goutaland (2008), a partir da metodologia de cálculo que utiliza a informação da infiltração tridimensional e assimétrica para o cálculo dos parâmetros hidrodinâmicos do solo (LASSABATÈRE *et al.*, 2006).

Essas metodologias utilizam como informação básica, a curva de infiltração acumulada, obtida através da realização de ensaios de infiltração com anel simples no solo.

2.2.1. BEST - Algoritmo e análise dos dados (Lassabatère et al., 2006)

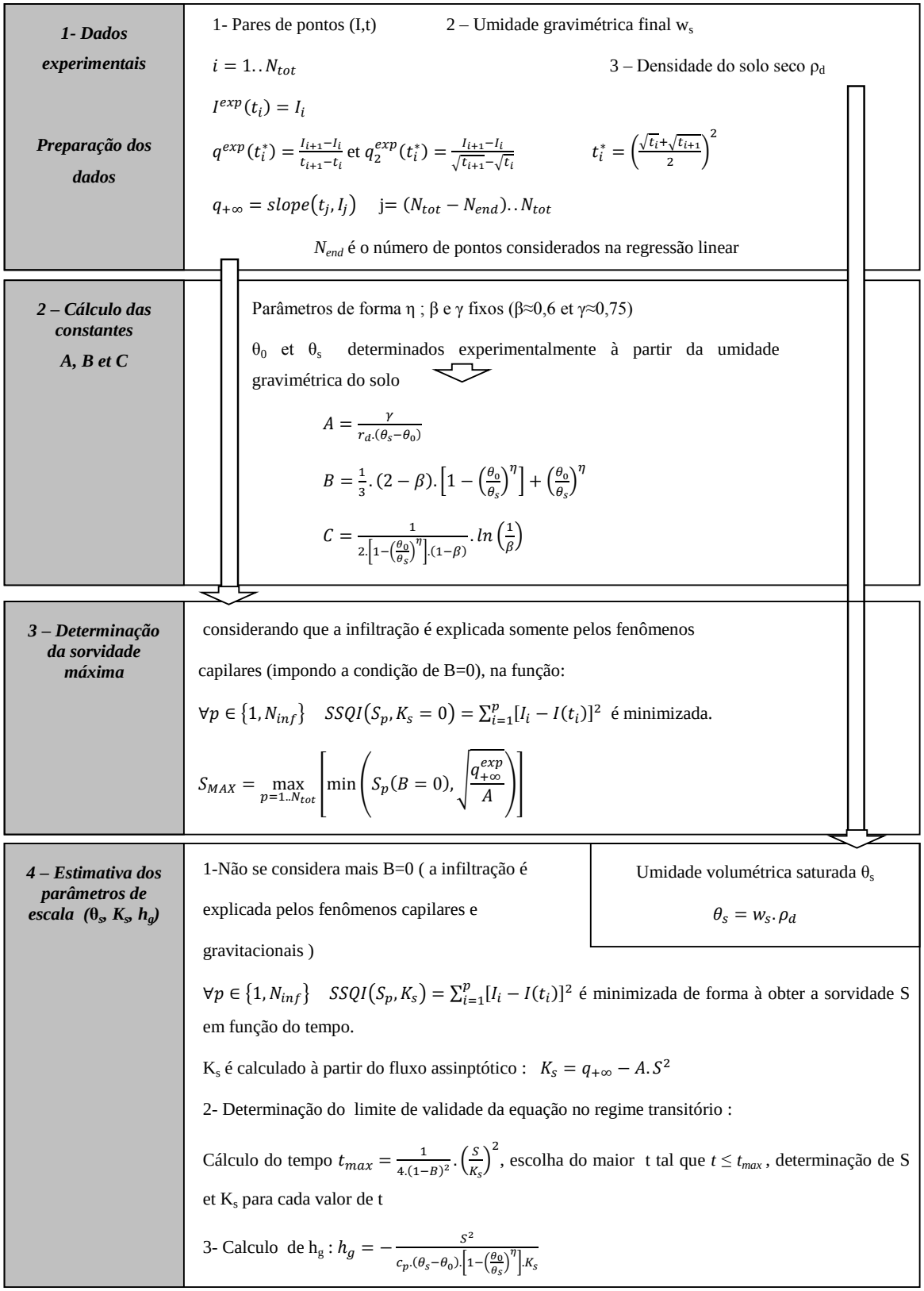
O BEST é um método simplificado para estimativa rápida dos parâmetros de forma e de normalização das curvas de retenção e da curva de condutividade hidráulica. Essa metodologia se utiliza de um ensaio de infiltração, utilizando o infiltrômetro de anel simples. A descrição do método é realizada a seguir (Figura 3 e Figura 4).

Figura 3. Algoritmo e estimativa dos parâmetros de forma do método BEST.



Fonte: Lassabatere *et al*., 2006.

Figura 4. Algoritmo e estimativa dos parâmetros de forma do método BEST.



Fonte: Lassabatère *et al*., 2006.

Determinação dos parâmetros de forma (m, n e η)

Assumindo a similaridade de forma entre a curva de distribuição do tamanho das partículas F(D) e da curva de retenção da água no solo θ(h), Haverkamp, Parlange (1986) apresentaram a seguinte equação para expressar F(D) (Equação 30):

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D}\right)^N\right]^{-M} \quad \text{com} \quad M = 1 - \frac{2}{N} \qquad \text{Equação 30}$$

Sendo D o diâmetro da partícula [L], D_g o parâmetro de escala do tamanho das partículas [L] e M e N os parâmetros de forma da curva de distribuição do tamanho das partículas.

Determinação dos parâmetros de normalização (θ_s, K_s e h_g).

Para uma fonte de água circular com dado potencial de pressão da água sobre uma superfície de solo uniforme e com um conteúdo de água inicial uniforme (θ_0), a infiltração acumulada tridimensional I(t) e a taxa de infiltração q(t) podem ser aproximadas pelas equações para o regime de fluxo transitório (Equações 31a e 31b) e estacionário (Equações 31c e 31d) (HAVERKAMP *et al.*, 1994):

$$I(t) = S\sqrt{t} + \left[aS^2 + bK_s\right]t \qquad \text{Equação 31a}$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + \left[aS^2 + bK_s\right] \qquad \text{Equação 31b}$$

$$I_{+\infty}(t) = \left[aS^2 + K_s\right]\cdot t + c\frac{S^2}{K_s} \qquad \text{Equação 31c}$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = aS^2 + K_s \qquad \text{Equação 31d}$$

Com,

$$a = \frac{\gamma}{r\Delta\theta} \qquad \text{Equação 32a}$$

$$b = \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{\eta} + \frac{2-\beta}{3}\cdot\left(1-\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{\eta}\right) \qquad \text{Equação 32b}$$

$$c = \frac{a}{2\left[1-\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{\eta}\right]\cdot(1-\beta)}\cdot\ln\left(\frac{1}{\beta}\right) \qquad \text{Equação 32c}$$

Sendo S a sorvidade [L $T^{-1/2}$], r o raio do cilindro [L]; Υ igual a 0,75 e β igual a 0,6.

Para determinação de K_s e S, o BEST utiliza equações equivalentes às Equações 31a e 31b, obtidas pela substituição de K_s em função da sorvidade S e da taxa de infiltração no regime estacionário $q_{+\infty}$, nas Equações 33a e 33b:

$$I(t) = S\sqrt{t} + \left[a(1-b)\cdot S^2 + bq_{+\infty}\right]t \qquad \text{Equação 33a}$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + \left[a(1-b)\cdot S^2 + bq_{+\infty}\right] \qquad \text{Equação 33b}$$

O ajuste da Equação 33a aos dados experimentais da infiltração acumulada ($I_{exp}(t)$) é obtido pela minimização da clássica função objetivo, dada por:

$$f_I(S,K_s,k) = \sum_{i=1}^{k}\left[I_{exp}(t_i) - I(t_i)\right]^2 \qquad \text{Equação 34}$$

Na qual k é o número considerado de pontos no regime transitório. O algoritmo usado na minimização de $f_1(S,K_s,k)$ é o de Marquardt (1963) e o desempenho dos ajustes é analisado pelos valores correspondentes ao erro quadrático médio (EQM) (Equação 35):

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{k}\left[I_{exp}(t_i) - I(t_i)\right]^2}{\sum_{i=1}^{k}\left(I_{exp}(t_i)\right)^2}} \qquad \text{Equação 35}$$

Após a determinação de θ_s e K_s, o parâmetro h_g é obtido pela seguinte equação (Lassabatère *et al*., 2006):

$$h_g = \frac{S^2}{c_p(\theta_s - \theta_0)\left[1-\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{\eta}\right]\cdot K_s} \quad \text{Equação 36}$$

Na qual c_p é um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de formas n, m e η dos modelos (de CONDAPPA *et al.,* 2002; LASSABATÈRE *et al*., 2006).

2.2.2. Bagarelo *et al. (*2011)

Nessa metodologia, a condutividade hidráulica saturada é calculada a partir da expressão 37. Nessa expressão, b1 é a inclinação da curva I /$\sqrt{t}$ x $\sqrt{t}\cdot$. e r o raio do infiltrômetro.

$$k = \frac{b_1}{0{,}467\left(\frac{2{,}92}{r\alpha}+1\right)} \quad \text{Equação 37}$$

Onde, α é o inverso do comprimento capilar (Equação 38).

$$\alpha = 0{,}0262 + 0{,}0035 * \ln(b_1) \quad \text{Equação 38}$$

2.2.3. Wu Método (Wu *et al*., 1999)

O método Wu1 assume que a infiltração acumulada é dada pela Equação 39:

$$I = At + B.t^{0,5}, \quad \text{Equação 39}$$

Sendo I a infiltração acumulada, t o tempo e A e B coeficientes empíricos. A condutividade hidráulica saturada é calculada através da Equação 40:

$$K_s = \frac{\Delta\theta\left[\sqrt{(H+G)^2+4GC}-(H+G)\right]}{2T_c} \quad \text{Equação 40}$$

Sendo Δθ a diferença entre a umidade volumétrica saturada e a umidade inicial do solo. H é a carga hidráulica utilizada durante o ensaio. G (Equação 41), C (Equação 42) e Tc (Equação 43) são determinados pelas seguintes equações:

$$G = d + \frac{r}{2} \quad \text{Equação 41}$$

$$C=\frac{1}{4\Delta\theta}\left(\frac{B}{b}\right)^2\frac{a}{A} \quad \text{Equação 42}$$

$$T_c = \frac{1}{4}\left(\frac{Ba}{bA}\right)^2 \quad \text{Equação 43}$$

Onde d e r são a profundidade de cravação e o raio do infiltrômetro, com a=0,9084 e b=0,1682. A é definido a partir da expressão:

$$\alpha = \frac{k_s}{\Phi_m} \approx \frac{k_s}{\Phi_m'}, \quad \text{Equação 44}$$

Com Φ_m'dado pela Equação 45:

$$\Phi'_m = \frac{{K_s}^2 T_c}{\Delta\theta} \quad \text{Equação 45}$$

2.2.4. Método Wu2 (Wu *et al*., 1999)

O método Wu2 assume que o fluxo de infiltração atingiu o regime permanente. Desse modo, a última parte da curva de infiltração acumulada pode ser ajustado a Equação 46.

$$I = it + c = afk_s t + c$$ Equação 46

Nessa equação I é a infiltração acumulada com o tempo, i é a declividade da curva de infiltração, a é uma constante igual a 0,9084 e f é um fator de correção que depende do solo e diâmetro do anel (Equação 47). E α um parâmetro que depende da textura do solo, apresentando valores pequenos para solos de textura fina e os maiores valores para solos de textura grossa (areia, α=0,36 cm^{-1} e para argila α=0,04 cm^{-1}) Dessa maneira a condutividade hidráulica saturada (K_s) é calculada a partir da Equação 48.

$$f = \frac{H + {}^{1}/_{\alpha}}{G^*}$$ Equação 47

$$K_s = \frac{i}{af}$$ Equação 48

2.3. DETERMINAÇÃO DAS HETEROGENEIDADES

A determinação das heterogeneidades pode ser feita a partir de métodos destrutivos e de métodos não destrutivos e também por métodos diretos e métodos indiretos. Alguns dos métodos destrutivos e diretos são a retirada de testemunhos e as escavações. Nos métodos não destrutivos, destacam-se os métodos geofísicos, que se baseiam na presença de contrastes físicos, de origem eletromagnética, elétrica ou mecânica no subsolo.

No caso dos métodos destrutivos, a escavação por exemplo, apresenta a vantagem de se poder observar a olho nu as heterogeneidades e os horizontes do solo. A desvantagem é que as informações obtidas através de observação direta não podem ser extrapoladas para maiores distâncias. A utilização de testemunhos permite a observação de informações pontuais da heterogeneidade. É possível também a verificação de características como granulometria, densidade, densidade das partículas, fraturas, aparecimento de um novo horizonte ou desaparecimento de uma estratificação.

Como métodos não destrutivos, destacam-se os métodos do GPR (Ground Penetration Radar), ERT (Eletrical Resistance Tomography) e os métodos sísmiscos (sísmica reflexão sísmica reflação e sísmica reflexão de alta resolução).

O ERT permite identificar as diferentes regiões em função do contraste de umidade. Assim, regiões com valores de baixa umidade apresentam valores elevados de resistência local do solo. O contrário também é válido.

A escolha entre esses métodos dependem da escala, da resolução e da precisão da informação que se necessita para os estudos. As limitações de cada um deles deve ser levada em consideração. Nesse trabalho, foi utilizado a técnica geofísica não destrutiva e não invasiva do GPR.

3. A IMPORTÂNCIA DA HETEROGENEIDADE NA GERAÇÃO DOS ESCOAMENTOS PREFERENCIAIS

3.1. GENERALIDADES

A compreensão do impacto das heterogeneidades do solo apresenta uma importância na modelagem dos fenômenos de transferência de água e poluentes nas tecnologias compensatórias de infiltração.

A heterogeneidade pode ser entendida como resultado da variação espacial de características como tamanho e distribuição das partículas dos sedimentos, porosidade, mineralogia, textura, propriedades mecânicas, propriedades hidráulicas e processos de formação (EATON, 2006).

Atualmente, existe uma série de técnicas como por exemplo a tomografia computadorizada e modelos como os modelos estatísticos, fractal, redes neurais e pedotransferência, que permitem identificar e assim levar em consideração o efeito da heterogeneidade estrutural do solo nos processos de escoamento (YOUNG *et al*., 2001).

Ao contrário de metodologias estocásticas, a técnica do GPR fornece uma noção determinística das heterogeneidades associada a uma dada resolução. Além disso, dependendo da frequência utilizada, o GPR pode permitir identificar as estruturas que são susceptíveis de gerar escoamento preferencial na zona não saturada.

O GPR permite caracterizar e incorporar a heterogeneidade estrutural do subsolo, gerando uma metodologia que possibilita quantificar de maneira mais próxima da realidade os processos de transferência de água e soluto numa escala mais adequada às estruturas hidráulicas de infiltração.

Dessa maneira, é possível identificar o impacto da arquitetura do subsolo nos processos de escoamento, podendo-se observar de maneira mais detalhada os escoamentos preferenciais

e fenômenos de transferência de água na escala das intrusões a partir da integração entre uma técnica geofísica e uma técnica de modelagem de escoamento de água na subsuperfície.

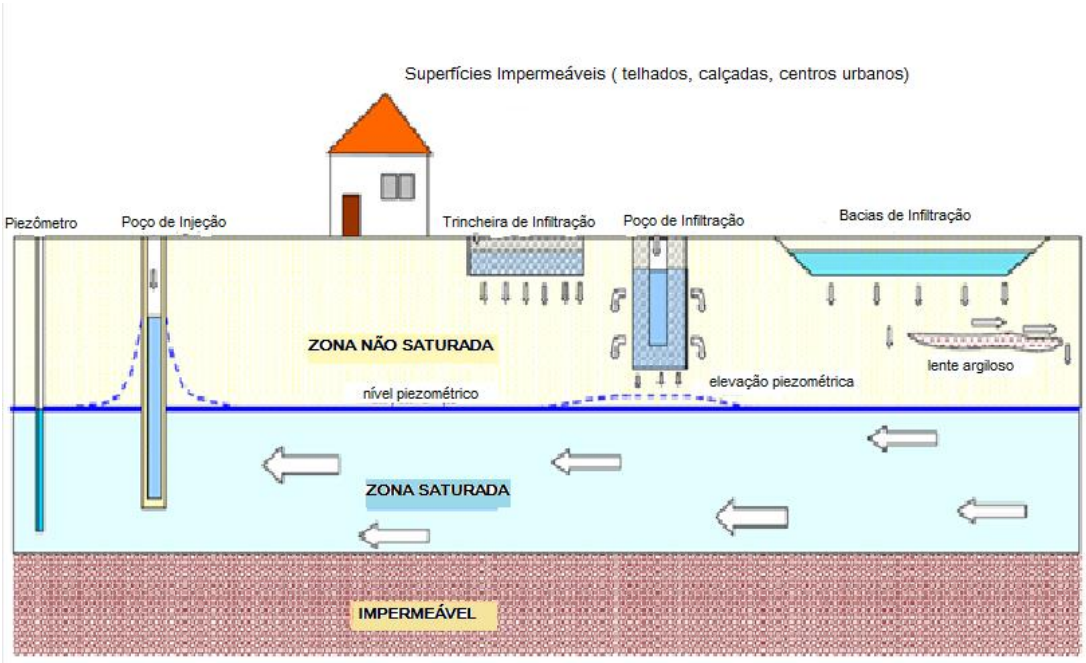
O objetivo desse capítulo é desenvolver de maneira geral a noção de heterogeneidade realizando uma revisão dos trabalhos relacionados à determinação da heterogeneidade estrutural e ao efeito dessa heterogeneidade nos fenômenos de transferência de água no subsolo, principalmente na relação entre a heterogeneidade e a determinação do escoamento preferencial.

3.2. UMA MANEIRA ALTERNATIVA DE OBSERVAR AS HETEROGENEIDADES VISANDO À APLICAÇÃO EM OBRAS HIDRÁULICAS FUNDAMENTADAS NA INFILTRAÇÃO

As heterogeneidades estruturais podem ser divididas em dois grandes grupos: as heterogeneidades artificiais e as heterogeneidades naturais. Independente da natureza, a heterogeneidade espacial do subsolo induz a uma variabilidade espacial da estrutura do solo e consequentemente a uma variedade infinita de diferentes fenômenos localizados nas interfaces entre as diferentes estruturas durante os processos de percolação de água e soluto no meio poroso.

As heterogeneidades artificiais são aquelas construídas pelo homem. Nas técnicas compensatórias, mas especificamente nas obras hidráulicas de infiltração como pavimento permeável, jardins de chuva e trincheiras de infiltração essas heterogeneidades são evidentes nas camadas de armazenamento compostas normalmente por brita, nas camadas intermediarias de areia e principalmente nos geotêxteis (Figura 5).

Figura 5. Técnicas compensatórias de infiltração e a zona não saturada.



Fonte : ECOPLUIES, 2009.

Nas técnicas compensatórias de infiltração, a heterogeneidade artificial visa melhorar a capacidade de infiltração e de armazenamento do solo antropizado. Em resumo, a heterogeneidade artificial imposta no solo urbano cria duas zonas com enorme contraste de condutividades hidráulicas: a zona de armazenamento, caracterizada por valores elevados de condutividade hidráulica e também por possuir uma porosidade efetiva maior que a do solo suporte que geralmente possui taxas de infiltração bem mais lentas e outra zona com uma capacidade de drenagem do volume armazenando também bem mais lenta.

Além desses fatores que dependem da arquitetura e da natureza dos materiais que geram a heterogeneidade artificial, as características do solo que serve de base para essas estruturas apresentam uma influência sobre o desempenho das estruturas de infiltração.

A construção desses dispositivos está condicionada a combinação de uma série de critérios que dependem do solo, do nível do lençol freático e do uso e ocupação da região geradora do escoamento superficial.

Os fatores dependentes do solo que influenciam na concepção das técnicas compensatórias de infiltração são a permeabilidade, a granulometria e sua classificação hidrológica. Além disso, o risco de contaminação do lençol freático induz a uma limitação da instalação de técnicas de infiltração. A literatura tem indicado a profundidade do lençol freático de no mínimo 1,2 metros como limite para a implantação de técnicas compensatórias

de infiltração (BAPTISTA; NASCIMENTO; BARRAUD, 2005; URBONAS; .STAHRE, 1993).

A restrição da profundidade do lençol freático não está apenas relacionada com a vulnerabilidade do lençol e ao risco de poluição. A presença de um lençol freático mais próximo da camada de armazenamento de um sistema de infiltração limita o fluxo multidirecional e diminui o gradiente de fluxo e a capacidade de armazenamento do subsolo (BOUWER, 2002).

A permeabilidade permite a escolha entre técnicas compensatórias fundamentadas na infiltração ou em técnicas com princípio de funcionamento fundamentado apenas no armazenamento. Embora não exista um consenso sobre o valor de condutividade hidráulica que torna viável a aplicação de um sistema de infiltração, o valor de 8mm/h tem sido bastante citado como valor mínimo em vários manuais((URBONAS E STAHRE, 1993),.

Em todos esses critérios, na maioria das vezes, a hipótese normalmente adotada é que o subsolo é homogêneo. Isso se deve a dificuldade que até então existe de se levar em consideração o efeito da heterogeneidade numa escala próxima do metro ou de até mesmo de uma dezena de metros. Essa escala é insignificante na modelagem dos processos de transferência de massa na escala da bacia hidrográfica, mas importante para a modelagem dos processos de transferência de massa na escala de uma estrutura hidráulica de infiltração como uma bacia de infiltração.

Desse modo, dependendo da técnica compensatória de infiltração, será necessário vencer não somente a dificuldade de se considerar a heterogeneidade artificial, mas também a heterogeneidade estrutural natural do subsolo. Nesse caso, atenção maior deve ser dada àquela heterogeneidade que existe na mesma ordem de grandeza da estrutura hidráulica.

A heterogeneidade estrutural natural é aquela resultante dos processos naturais de formação dos depósitos. Os processos de deposição, sedimentação, erosão interna e externa, intemperismo físico e químico são responsáveis pela criação das diversas estruturas geológicas que podem guardar internamente um mesmo processo de formação e talvez um mesmo comportamento hidráulico.

As estruturas geológicas com o mesmo processo de formação ou com a mesma assinatura geológica que foi formada por um processo homogêneo de depósito e transporte são denominadas de litofácies. As litofácies são objeto de estudo da disciplina da sedimentologia. De maneira complementar, os hidrogeólogos se aproveitam do mapeamento

de litofacies fornecido pelo sedimentologistas para identificar estruturas sedimentares com propriedades hidráulicas similares (WEBB, DAVIS, 1998).

O conceito de litofácies se vale da arquitetura dos sedimentos e de sua assinatura geológica que pode ser traduzida a partir de sua curva granulométrica e da estrutura dos sedimentos, ou seja, é um conceito que depende basicamente das características estáticas do meio poroso.

Para definir as litofácies, várias propriedades devem ser definidas: a granulometria, o arranjo dos grãos, a forma dos elementos de depósito e as estratificações. A metodologia mais utilizada para identificação das litofácies tem sido a proposta por MIALL (1978) e MIALL (1985). Essa classificação sofreu adaptações com o objetivo de melhor definir as litofácies para os meios fluvioglaciais.

A classificação de Miall utiliza um código que é constituído por uma sequência de letras (i1. I1i2 i3, i4) (Quadro 1). Os primeiros termos i1 e I1 indicam a fração granulométrica mais abundante (letras maiúsculas) e eventualmente a fração secundária (letras minúsculas) do depósito (isso se essa ultima for considerada importante). O terceiro termo i2 representa estrutura suporte ou de apoio da textura. Os últimos termos representam a estrutura sedimentar e eventualmente as informações complementares referentes ao depósito (Goutaland, 2008).

O conceito de hidrofácies se vale da similaridade entre as características hidrodinâmicas dos sedimentos e é também utilizado para relacionar diferentes litofácies com similar comportamento hidrodispersivo ou com propriedades hidráulicas homogêneas que controlam o transporte de contaminantes e de soluto no meio poroso (POETER, GAYLORD, 1990; WINIARSKI *et al.*, 2013). O conceito de hidrofacies também relaciona unidades homogêneas, mas também anisotrópicas que são hidrogeologicamente similares (ANDERSON, 1989).

A determinação dos parâmetros hidráulicos das hidrofacies tem sido realizada com a utilização de vários métodos. Dentre eles, destacam-se os métodos de ARYA, PARIS (1981) para determinação da curva de retenção, e as equações para determinação da condutividade hidráulica saturada desenvolvidas a partir da expressão de Kozeny - Carmann (KOZENY, 1927; CARMAN, 1997; BEAR, 1972; CHAPUIS, AUBERTIN, 2003) e o método BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer) (LASSABATERE *et al*.,2006).

Quadro 1. Código de classificação das litofácies aluvionares proposto por Miall (1978). Adpatado de Goutaland (2008).

I1	Fração granulométrica mais abundante	G:cascalhos S:areias F:finos
i1	Fração granulométrica secundária	b:blocos c:seixos g:cascalhos s:areia f:finos
i2	Textura : Areia,Cascalho	c:clast-suported(apoiada ou suportada por grãos, granulometria descontínua) m:matrix-suported (matriz abundante,granulometria contínua) -:não possui mastriz fina
i3	Estrutura sedimentar	x:estratificação m:massivo (não existe estratificação interna) g:classificação granulométrica normal
i4	Informações adiconais	o:granulometria aberta b:bimodal a:alternância entre duas litofácies contidas numa mesma fase do depósito i:bolsões de cascalhos

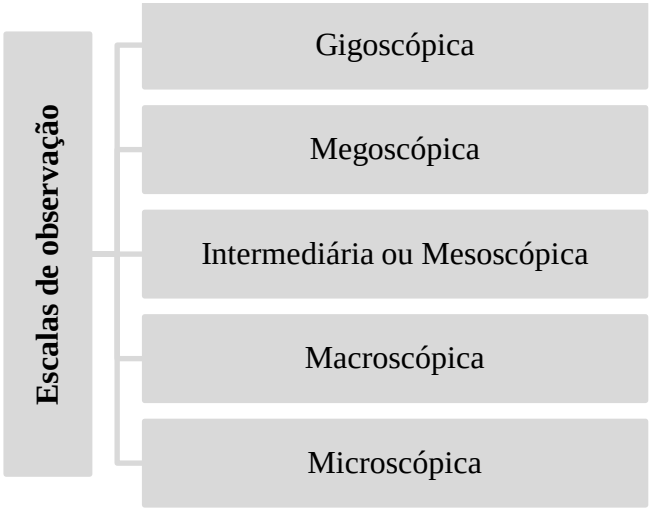
O método de ARYA, PARIS (1981) permite determinar os parâmetros da curva de retenção das hidrofacies relacionando simplesmente a curva granulométrica com um modelo que relacione a sucção com o raio de abertura dos poros como a equação de Laplace. Esse método é indicado para sedimentos grossos, onde os efeitos da capilaridade são desprezíveis e onde se apresenta dificuldade para utilização de metodologias baseadas em ensaios de infiltração (infiltrômetro de anel simples, infiltrômetro a disco), como é o caso de cascalhos com granulometria uniforme.

O método de Arya, Paris (1981) foi utilizado por GOUTALAND *et al*. (2013) para determinação das propriedades hidrodinâmicas para litofácies para um depósito fluvioglacial.

Escalas de Heterogeneidade

As heterogeneidades sedimentológicas possuem uma hierarquia relacionada à suas dimensões que dependem da escala de observação. As unidades estratigráficas podem ser divididas nas escalas: gigoscópica, megoscópica, intermediária ou mesoscópica, macroscópica e microscópica (Figura 6).

Figura 6. Escalas de observação dos processos de transferência de água no subsolo segundo Klingbeil *et al*.., 1999.

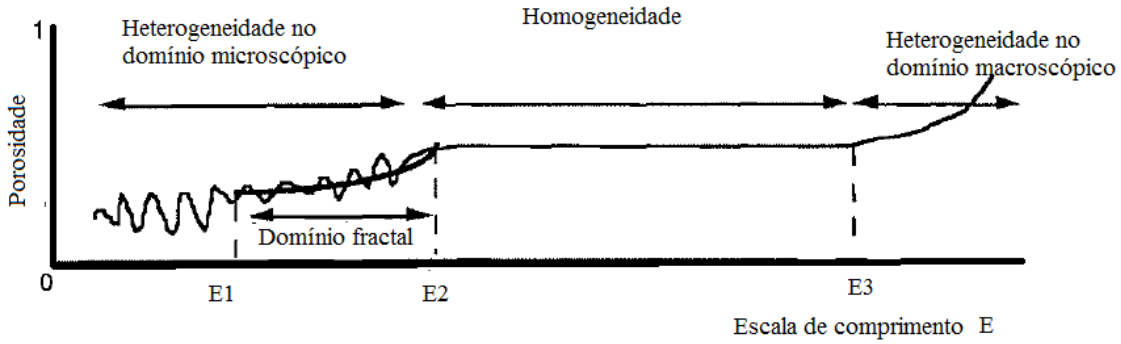


Fonte: O autor.

A escala gigoscópica é a mais adequada para estudos que visam compreender os escoamentos numa escala regional. Um exemplo da utilização dessa escala é na modelagem do escoamento em aquíferos nos trabalhos voltados a estimativa da recarga de água subterrânea ou nos trabalhos interessados em avaliar o efeito da poluição de aquíferos em tempos longos. Para esse caso o tipo de prospecção não destrutiva mais adequada é a prospecção sísmica.

As escalas microscópicas (escoamento na escala do poro) e macroscópicas e o conceito de volume elementar representativo são representadas a partir da Figura 7.

Figura 7. Observação da porosidade em função de diferentes escalas de observação.



Fonte: Adaptado de BEAR, 1972.

Na escala microscópica, ou seja, na escala do poro, assume-se a hipótese que o diâmetro do poro é muito maior que as dimensões moleculares. Nessa escala, as grandezas locais (velocidade e massa específica, por exemplo) apresentam enormes variabilidades, podendo-se assumir a hipótese que cada fase seja considerada como um meio contínuo, sendo o meio poroso um conjunto de meios contínuos com alto grau de conexão ou não.

Na escala macroscópica, a complexidade da geometria do meio poroso gera uma série de dificuldades que força a uma mudança de escala, tendo como consequência a definição do volume elementar representativo (VER). O VER é o volume mínimo a partir do qual pode-se definir ou quantificar uma grandeza do solo sem que essa grandeza sofra com uma enorme variabilidade, o que significa ser a região entre as escalas de comprimento E3 e E2 na Figura 7.

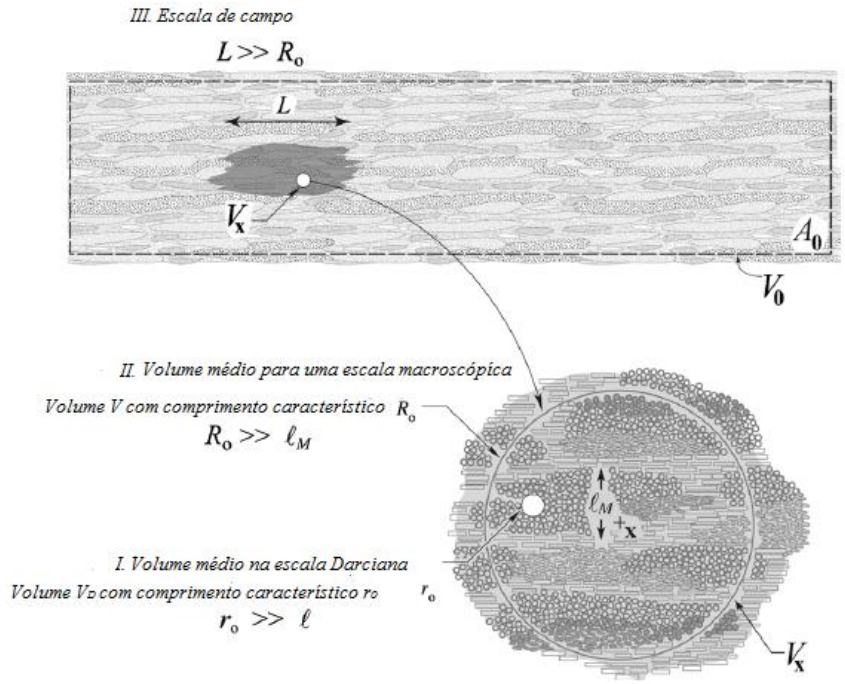
A noção de Volume Elementar Representativo significa que é possível calcular para uma dada propriedade física do meio poroso (umidade volumétrica saturada, porosidade efetiva, densidade) um valor médio que é global na escala do VER.

A necessidade de adotar uma escala local, ou uma escala de campo, pode conduzir a utilização de um VER de dimensão característica E_2, muito maior que E_1, permitindo levar em consideração uma maior quantidade ou um maior volume do meio poroso. Isso quer dizer que o VER pode aumentar também em função da variável de interesse. Por exemplo, para o caso da variável de interesse ser a condutividade hidráulica saturada ou a sorvidade, a dimensão do VER pode aumentar de tamanho em função da influencia de diversas fontes de variabilidade e heterogeneidade relacionadas, como a presença de fraturas ou a diferentes tipologias de poros que efetivamente participam do processo de transferência de água.

Na escala microscópica, o escoamento de água é governado pela equação de Stokes. Na escala macroscópica, o escoamento obedece a Lei de Darcy, com coeficientes macroscópicos (permeabilidade e porosidade) que representam em média o comportamento global do meio poroso (ZANG *et al*., 2000).

Três escalas de observação para um meio, de volume Vo e comprimento característico L, são apresentadas na Figura 8. São observadas as escalas de campo, as escalas macroscópicas e a escala do poro.Para o caso de uma prospecção visando determinação das heterogeneidades estruturais na escala do comprimento característico L, o GPR é bastante adaptado à escala III que é a escala de campo, ou seja, a escala mesoscópica. Evidente que os volumes V e Vo são homogêneos nas suas respectivas escalas de volume elementar representativo. Para esse exemplo, é clara a heterogeneidade estrutural para a meso escala devido à intrusão de comprimento característico L (Figura 8).

Figura 8. Diferentes escalas de observação para um meio bimodal.



Fonte: Adaptado de WOOD, 2009.

No entanto, existe um contraste entre a metodologia para determinação das heterogeneidades numa mesoescala e a metodologia para determinação das propriedades hidráulicas. Uma vez que as propriedades hidráulicas são geralmente obtidas na escala de um

pequeno infiltrômetro ou de uma amostra (coluna de solo) que é a escala macroscópica. Assim, assume-se um risco ao generalizar as propriedades obtidas para uma região com comprimento característico muito maior.

Uma solução para esse problema pode ser dada revisitando o conceito de litofácies e hidrofacies já que diferentes litofácies, que são determinadas de maneira simplificada a partir de uma análise granulométrica, podem possuir o mesmo comportamento hidrodinâmico podendo, de maneira simplificada, ser representada por apenas uma hidrofacie.

Ao adotar um VER maior que o assumido na determinação das propriedades hidráulicas, adota-se a hipótese que a estrutura porosa é contínua, e que as características globais de escoamento ou funcionamento hidráulico da estrutura podem ser obtidas adotando parâmetros globais, o que é aceitável na escala de Darcy.

3.3. AS LITOFÁCIES

O impacto da heterogeneidade na geração do escoamento preferencial

Existem vários tipos de escoamento de água e poluentes na zona não – saturada. O escoamento mais comum é o escoamento matricial (escoamento distribuído), que corresponde a um escoamento de água no conjunto do volume de poros do solo. Esse escoamento é caracterizado por uma velocidade de escoamento que se desloca por diferença de pressão capilar (Hillel, 1998).

Um outro tipo de escoamento é o escoamento preferencial. Ele corresponde a um escoamento que ocorre somente através de uma parte do volume de poros. O volume de poros correspondente aos caminhos preferenciais é geralmente menor que o volume de poros total (Walter et al., 2000). Os escoamentos preferenciais estão implicados na transferência rápida de contaminantes em profundidade sem que esses tenham o tempo de serem adsorvidos pelo solo.

O escoamento preferencial é definido como um tipo de escoamento rápido. O escoamento preferencial também pode ser definido como aquele em que o efeito da capilaridade é desprezível. Nesse caso, não se pode considerar o escoamento como governado pela equação de RICHARDS (1931). O escoamento preferencial pode ocorrer de várias maneiras, LIN (2010) cita em sua revisão 15 tipos diferentes de escoamento preferencial.

Hillel (1998) define três tipos de escoamentos preferenciais que se produzem devido aos macroporos : a) Escoamentos preferenciais gerados pela fauna do solo : esses são gerados por poros de origem biológica. Esse tipo de macroporos possue um impacto sobre a condutividade hidráulica dos sedimentos urbanos presentes por exemplo, na superfície de uma bacia de infiltração (Nogaro *et al.*,2007). Essas estruturas geradas pela fauna são geralmente tubulares e de diâmetro variável. b) Macroporos gerados pelas raízes: a água pode ser escoada ao longo das raízes ou nos espaços vazios deixados por ela. c) Fissuras: produzidas nos depósitos sedimentares argilosos nos períodos de secagem (Antonino *et al*., 2004). Alterações físicas ou químicas podem igualmente conduzir a esse tipo de macroporos.d) Canalizações naturais no solo: correspondem a zonas de forte porosidade onde o escoamento de água é rápido e as vezes turbulento.

O escoamento preferencial pode ser induzido pela heterogeneidade de propriedades físicas, mineralógicas, geoquímicas, podendo até ser dependente das condições inicias de umidade do solo (HINCAPIÉ, GERMANN, 2009), podendo ocorrer em qualquer escala espacial de observação ou em qualquer escala temporal dos eventos hidrológicos (CLOTHIER *et al*., 2008).

Na escala intermediária, o escoamento preferencial depende da variabilidade das propriedades hidráulicas das litofácies e do grau de conexão hidráulica de regiões com propriedades hidráulicas similares.

ALLAIRE *et al*. (2009) evidenciam quatro tipos principais de fluxo preferencial: *Crack flow* (escoamento em fendas e/ou fraturas no solo), *Burrow flow* (escoamento preferencial gerado pela fauna do solo), *Lateral flow* (escoamento lateral) e Finger flow (escoamento instável que ocorre em solos grossos não estruturados).

O fluxo preferencial ocorre também devido a existência de macroporos (JARVIS, 2003), devido ao contraste de propriedades texturais e hidráulicas das inclusões no solo que geram um redirecionamento ou alteração do sentido principal do escoamento (funnel flow e lateral flow), devido ao efeito da repelência em alguns tipos de solo, especialmente em solos arenosos (NIEBER *et al*., 2000).

O escoamento preferencial também é definido em função de seu impacto na distribuição espacial da umidade, velocidade e pressão no subsolo. Vários trabalhos definem o escoamento preferencial como aquele que gera instabilidade ou uma não uniformidade no avanço da frente

de molhamento e na distribuição da velocidade de escoamento no subsolo (HENDRICK, FLURY, 2001; LIN, 2010).

A modelagem do escoamento preferencial pode também apresentar dificuldades devido a uma elevada heterogeneidade vertical e lateral de propriedades hidráulicas do solo geradas pelas diferenças texturais e de densidade que podem gerar instabilidade na frente de molhamento (BAVEYE, LABA, 2014). No entanto, dependendo da escala de observação, a influência de alguns fatores é muitas vezes negligenciada.

Por exemplo, na maioria dos trabalhos a influência da fauna é desprezada na análise dos processos de escoamento. No entanto, o meio biótico apresenta enorme influência nas análises de degradação de poluentes orgânicos, gerando uma heterogeneidade no escoamento na escala no poro. A escala de observação das tradicionais técnicas macroscópicas são incapazes de determinar as interferências na escala microscópica do meio geradas pelo meio ambiente microbriano (BAVEYE, 2014).

Devido a complexidade do fenômeno de escoamento preferencial, vários trabalhos optaram por avalia-lo numa escala piloto. PREDELUS *et al*. (2014) estudaram o efeito da heterogeneidade estrutural do solo na transferência de nano-partículas em um lisímetro composto por um cascalho bimodal e areia, que são solos típicos da geologia fluvioglacial. Em função da geometria da planta – geometria com estratificações paralelas e inclusão inclinada, os autores verificaram os fenômenos de escoamento preferencial na forma de desvio lateral (HEILIG *et al*., 2003) e na forma de barreira capilar.

A barreira capilar induz a uma forma de escoamento preferencial do tipo desvio do escoamento ou escoamento lateral mesmo se as intrusões se apresentam levemente inclinadas. ROSS (1990) demonstrou que a máxima vazão de desvio lateral (Qmax) e que o comprimento de desvio capilar (L) podem ser expressos a partir das Equações 49 e 50.

$$Q_{max} = K_s \frac{\tan\Phi}{\alpha}\left[\left(\frac{q}{K_s^*}\right)^{\alpha/\alpha^*} - \frac{q}{K_s}\right] \qquad \text{Equação 49}$$

$$L = K_s \frac{\tan\Phi}{q\alpha}\left[\left(\frac{q}{K_s^*}\right)^{\alpha/\alpha^*} - \frac{q}{K_s}\right] \qquad \text{Equação 50}$$

Nessas equações Qmax e L são dependentes da condutividade hidráulica saturada (Ks), do ângulo formado entre um plano horizontal e inclusão de material fino (Φ), dos números de

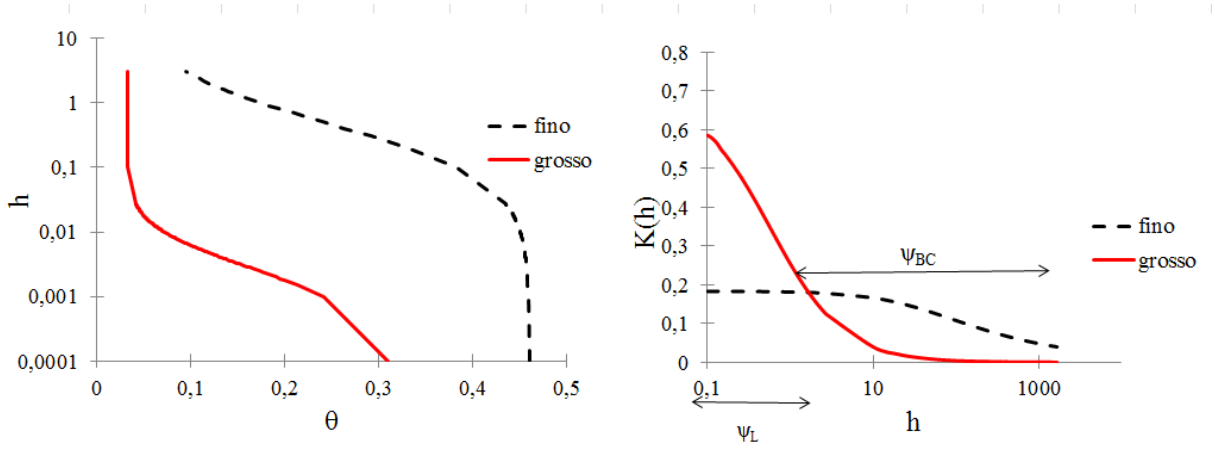
sorvidade dos materiais fino e grosso (α, α*), e do fluxo de infiltração aplicado (q). Para a expressão desenvolvida por ROSS (1990), os números de sorvidade e a condutividade hidráulica saturada são obtidos a partir da expressão de GARDNER (1958). No entanto, outros desenvolvimentos para a obtenção de Qmax e L podem ser realizados tomando, por exemplo, o modelo da curva de retenção de VAN GENUTCHEN (1980). Esses desenvolvimentos foram realizados em trabalhos como os de WEBB, DAVIS (1998).

Basicamente, a barreira capilar se forma com uma camada de solo fino sobre uma camada de solo de granulometria grossa. O contraste entre essas duas camadas (heterogeneidade textural) é a origem de um fenômeno de impedância hidráulica entre essas duas camadas limitando a infiltração de água para a camada inferior. Importante notar que o contrário também gera uma barreira ao escoamento vertical.

A barreira capilar é fenômeno que gera o fluxo preferencial em função de um contraste de propriedades texturais, mas também de um contraste de propriedades hidráulicas (WALTER *et al*.,2000; KAMPF *et al*.,2003; BIEN *et al*, 2013).

É importante observar que mesmo um material de condutividade hidráulica saturada elevada pode gerar a barreira capilar. Esse caso ocorre em situações onde existem bolsões rápidos, isto é bolsões que possuem elevados valores de condutividade hidráulica saturada, distribuídas em outro material majoritário de menor condutividade hidráulica saturada. Nesse caso, basta que em condições não saturadas o material grosso "mais condutor" apresente condutividade hidráulica menor que a do material fino (Figura 9).

Figura 9. Interpretação da barreira capilar a partir das curvas de retenção e das curvas de condutividade hidráulica.



Fonte: O autor.

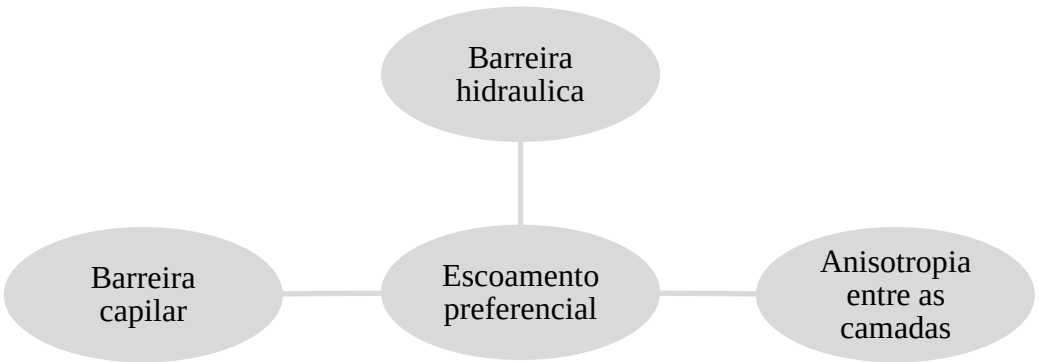
Assim, enquanto a pressão no material de textura grossa estiver no intervalo ψ_{BC}, dependendo da geometria do bolsão, o escoamento irá gerar um acúmulo de água sobre o material de textura grossa ou um desvio lateral no escoamento. Com o acumulo de água na superfície do bolsão, o potencial matricial diminui até o valor de $\psi_{L.}$ A partir desse valor de potencial, a condutividade do material mais grosso passa a ser maior que a da inclusão mais fina, gerando uma conexão hidráulica entre os dois materiais.

Esse fenômeno pode aumentar consideravelmente a variabilidade do campo de velocidade de escoamento levando a ocorrência de escoamentos preferenciais. Isso ocorre nos casos onde a distância média entre bolsões (‘lentos’ ou ‘rápidas’) não é tão grande, criando assim uma convergência dos escoamentos preferencias gerados. Dessa maneira, observa-se que mesmo nos casos em que os bolsões não possuem uma continuidade espacial, pode ocorrer uma conectividade do escoamento preferencial gerado.

O escoamento preferencial pode também ser resultado da ação do efeito individual ou combinado da barreira capilar, da anisotropia e de barreiras hidráulicas (ALFNES *et al.*, 2004).

A anisotropia das camadas é resultado da variação direcional na condutividade hidráulica, devido à diferença dos processos de segregação das partículas e orientação da estrutura do solo, resultado dos processos específicos de deposição dos sedimentos. As barreiras hidráulicas na zona vadosa podem ter origem natural ou podem possuir origem antrópica, como geotêxteis, camadas impermeabilizantes de argila ou concreto e solo compactado. Isso pode aumentar o risco de contaminação das águas subterrâneas, canalizando o fluxo de água ao longo de camadas mais profundas, sendo vetores de transmissão de poluentes e contaminantes para a água subterrânea (Figura 10).

Figura 10. Tipos de fenômenos ou características que podem gerar escoamento preferencial.



Fonte: O autor.

3.4. O EFEITO DA HETEROGENEIDADE ESTRUTURAL NA ESCALA DE CAMPO

A heterogeneidade estrutural resulta no aparecimento do escoamento preferencial, seja nos processos de transferência de água ou nos processos de transporte de soluto no solo em escala de campo ou em escala de laboratório (REID, DREISS, 1990; KUNG, 1990a; KUNG, 1990b; FRENCH *et al*., 1999; PRUESS, 2004; WIPFLER *et al*., 2004; WINIARSKI *et al*., 2006; WINIARSKI *et al*., 2013; GOUTALAND *et al*., 2013).

Um trabalho pioneiro na modelagem de solos estratificados foi realizado por REID, DREISS (1990). A partir da modelagem numérica bidimensional, verificou-se a sensibilidade da recarga do lençol freático a partir de quatro diferentes casos de distribuição estratigráfica da heterogeneidade na zona não saturada (geometria e permeabilidade). Nesse trabalho, além do modelo numérico, foi utilizado o modelo de GREEN- AMPT (1911), o qual se mostrou apto para o estudo do cenário de subsolo homogêneo. O autor concluiu que a consideração da estratificação influencia na estimativa do tempo de chegada do fluxo para recarga do lençol freático.

A utilização da informação da heterogeneidade estrutural pela técnica não invasiva do GPR para simular o transporte de solutos na escala de campo foi realizada por ALFNES *et al*. (2004). A partir de uma seção bidimensional obtida com o GPR os autores verificaram a presença de fluxo preferencial do tipo barreira capilar gerado pela ação de uma lente de silte arenoso inserido em uma formação geológica essencialmente arenosa. A análise de sensibilidade do grau de anisotropia da litofácies silte-arenosa evidenciou um incremento do fluxo por desvio lateral a partir do aumento da importância da componente lateral da condutividade hidráulica saturada do bolsão silto-arenoso. O contraste das propriedades texturais e hidrodinâmicas gerou enormes diferenças no campo de velocidade no transporte de soluto. No entanto, para os autores, o efeito da barreira capilar foi mínimo quando comparado ao efeito da anisotropia do bolsão silto-arenoso.

PRUESS (2004) estudou o fluxo em solos onde a heterogeneidade aparece na forma de estratificação horizontal, com alternância de camadas grossas e camadas finas. A estratégia adotada pelo autor foi comparar um meio estratificado com um meio homogêneo e anisotrópico dotado de propriedades efetivas. Para o cálculo da condutividade hidráulica efetiva, o autor utilizou a media aritmética e a média harmônica

CABRAL (1997) descreve a situação de heterogeneidade que ocorre em aqüíferos estratificados formados por camadas superpostas onde cada camada é formada por determinado material com condutividade hidráulica diferente, sendo que o resultado da vazão na direção horizontal é obtido pela média ponderada onde a espessura das camadas é utilizada como fator de ponderação e para o cálculo da vazão na vertical, utiliza-se as espessuras para obtenção de uma condutividade equivalente obtida pela média harmônica.

Winiarski *et al*., (2006) caracterizou uma distribuição heterogênea na escala do metro em concentrações de metais pesados (Pb, Cd, Cu) na zona vadosa da bacia de infiltração Django Reinhardt, em Lyon, França.

ROTH *et al*. (1991) estudaram o transporte de clorato em uma seção heterogênea de solo não saturado de três metros de profundidade e doze metros de comprimento. O solo estudado apresentava macroporosidade. Testando diferentes modelos de transporte (convecção-dispersão, estocástico-convecção) com os valores de campo, os autores verificaram que os fenômenos de transporte do traçador não eram dependentes da matriz do solo heterogênea para baixas taxas de infiltração, não encontrando para baixas taxas de infiltração o efeito do escoamento preferencial (o macroporo não influenciava no processo de transporte e na geração de escoamento preferencial). Com efeito, os autores verificaram que o aumento da taxa de infiltração na superfície aumenta o aparecimento de fluxo preferencial, uma vez que o macroporo participa do processo de transporte e do aparecimento de escoamento preferencial gerando elevadas taxas de percolação em uma pequena região do subsolo.

FRENCH *et al*. (1999) estudaram o efeito da heterogeneidade no processo de infiltração de um traçador. Os autores verificaram uma variabilidade espacial da estrutura do solo que varia temporalmente em função das condições climáticas.

Em meio saturado, INDELMAN *et al*. (2006) verificaram a quantidade de soluto que podia ser capturada por um poço de bombeamento após injeção de solução num aquífero heterogêneo. A partir de modelagem numérica do aquífero heterogeneo utilizando um modelo estocástico, foi verificado que os resultados apresentam diferença significativa quando comparado com um aquífero homogêneo.

KNUDBY *et al*. (2006) generalizam uma equação empírica para a determinação da condutividade hidráulica equivalente para depósitos com elevada quantidade de inclusões de

elevada condutividade hidráulica saturada (inclusões rápidas inseridas em uma matriz porosa menos permeável).

Pesquisas no sentido de verificar o efeito de inclusões rápidas foram desenvolvidas por STAUFFER (2007), LEWANDOSWKA *et al.* (2005) e, LEWANDOSWKA, AURIAULT (2004). Essas inclusões rápidas geram um tipo de escoamento preferencial criados por macroporos, bio-poros ou fissuras. Nessas inclusões, os escoamentos preferenciais no sistema de macroporos está relacionado ao grau de continuidade dos macroporos e ao tamanho dos macroporos. Uma especificidade que pode ocorrer nesse tipo de heterogeneidade é que o escoamento preferencial gerado pode não seguir um fluxo darciano. As soluções para esses casos levam a utilização de modelos a dupla-porosidade, a dupla-permeabilidade, ou até mesmo multi permeabilidade ou porosidade (RADCLIFFE, SIMUNEK, 2010; HAWS *et al*., 2004; GERKE, VAN GENUTCHEN, 1993).

O impacto da heterogeneidade no escoamento é também função da conectividade de estruturas de propriedades hidráulicas similares. Para o caso da zona saturada, a literatura já desenvolveu indicadores de conectividade e transporte (KNUDBY, CARRERA, 2006).

Para a zona não saturada, SCHLUTER *et al*. (2012) estudaram a influência da conectividade estrutural do subsolo na infiltração. Os autores observaram um desequilíbrio hidráulico gerado por macroporosidade numa modelagem na escala macroscópica do processo de infiltração. Esse trabalho faz parte de um enorme grupo de pesquisas que considera a heterogeneidade a partir de um modelo estocástico (Multigaussiano). Essa heterogeneidade é função da variação da condutividade hidráulica saturada, ou seja, admite-se que a heterogeneidade espacial é dependente de uma distribuição estatística da condutividade hidráulica.

3.4.1. A heterogeneidade como uma variável estocástica

Em vários trabalhos a heterogeneidade é considerada como uma variável aleatória. Nesse caso, a heterogeneidade é regida pelas leis de probabilidade associadas às variáveis aleatórias que representam as propriedades do meio poroso.

Dessa maneira, variáveis como condutividade hidráulica saturada e dispersividade são considerados como valores locais das grandezas e como uma amostra da variável associada. A análise estocástica aborda também o efeito da heterogeneidade a partir de variáveis

equivalentes. As variáveis equivalentes são definidos como aqueles valores correspondentes a um meio poroso homogêneo submetidos às mesmas condições de contorno e obtidos a partir de uma média dos valores locais.

A ideia de aleatoriedade das propriedades hidráulicas também se aplica ao VER. BEAR (1972) inseriu no conceito de VER a ideia que a estabilização de valores médios deve estar associada a um coeficiente de variação da variável que deve ser inferior a um valor limite. Na utilização da hipótese estocástica, em vez de resolver o problema da escolha do tamanho do VER, deve-se resolver o problema da escolha da lei de probabilidade obtida a partir de várias simulações do comportamento de um mesmo meio poroso. Por exemplo, nos estudos do impacto da heterogeneidade em meio poroso saturado, diversos trabalhos assumem e demonstraram que as variações da condutividade hidráulica saturada podem assumir uma lei de distribuição log-normal (BALLIO,GUADAGNINI, 2004).

Com efeito, a lei de distribuição estatística de uma propriedade hidráulica ou hidrodispersiva de um meio poroso pode ser definida como aplicável em um meio estaticamente homogêneo sujeito as hipóteses de estacionaridade e de ergodicidade (Marsily *et al*., 1998).

A estacionaridade permite assumir a hipótese que a lei de probabilidade é invariante sobre um conjunto de repetições no espaço, sendo a mesma em todo e qualquer ponto do domínio. A ergodicidade assume a hipótese que uma realização única do meio poroso é necessária para implantar a lei de probabilidade assumida.

A partir dessas definições de estacionaridade e ergocidade é possível diferenciar um meio heterogêneo de um meio homogêneo e de um meio uniforme. Um meio uniforme é aquele onde as propriedades são idênticas em todo ponto. No meio homogêneo, as propriedades estatísticas atendem as hipóteses de ergodicidade e de estacionaridade . Um meio heterogêneo não atende as hipóteses de ergocidade e estacionaridade.

3.4.2. Indicadores de Heterogeneidade

Vários estudos quantificam e qualificam a heterogeneidade do subsolo em função da variabilidade espacial da condutividade hidráulica. Esses trabalhos são mais comuns na zona não saturada onde variações locais nos campos de velocidades e nos transportes de poluentes apresentam elevada importância de serem descritos.

No caso da zona não saturada, a complexidade de descrever a heterogeneidade espacial vai além de identificar os diferentes materiais e suas respectivas diferenças de condutividade hidráulica na saturação. Os fenômenos de transferência de água na zona saturada apresentam maior sensibilidade à condutividade hidráulica do que em condições não saturadas que dependem das variações de umidade.

Seja em condições saturadas ou não saturadas, vários pesquisadores propuseram indicadores de heterogeneidade, que revelam o quão um determinado meio poroso heterogêneo difere do comportamento de um meio poroso homogêneo (VASSENNA *et al*., 2010, HEEREN *et al*., 2014).

Os indicadores baseados na teoria da percolação têm sido chamados de indicadores de conectividade para o escoamento de água, indicadores de conectividade relacionados ao transporte e indicadores estatísticos de conectividade (KNUDBY, CARRERA, 2005). Esses indicadores se baseiam em variáveis que englobam ou generalizam todo o comportamento ou influência da desordem do meio heterogêneo nos processos de transferência de água. Por exemplo, um fluxo de drenagem na base de um perfil de solo, a concentração de um soluto ou poluente, guardam um comportamento global que dependem do grau de heterogeneidade em características como tempo de percurso ao longo do perfil, tempo de chegada no regime permanente , ou tempo de recuperação de todo contaminante injetado na superfície.

KNUDBY, CARRERA (2005) definiram o indicador de escoamento "Flow connectivity indicators' baseado na condutividade hidráulica efetiva (K_{eff}) (Equação 51), na condutividade hidráulica saturada (K_C) (Equação 52) e na média geométrica da condutividade hidráulica do meio (K_G) (Equação 53).

$$K_{eff} = \left(\frac{1}{\Omega}\int \Omega K(x)^{CF1} d\Omega\right)^{\frac{1}{CF1}} \qquad \text{Equação 51}$$

$$CF2 = \frac{K_{eff}}{K_G} \qquad \text{Equação 52}$$

$$CF3 = \frac{K_C}{K_G} \qquad \text{Equação 53}$$

KNUDBY, CARRERA (2005) definiram também indicadores de transporte "Transport connectivity indicators", CT_1 e CT_2 (Equações 54 e 55), e indicadores estatísticos de conectividade "Statistical connectivity indicators", CS_2 e CS_4 (Equações 56 e 57).

Nessas equações, $\bar{t}$ é o tempo médio de chegada do soluto na condição limite inferior, $t_{5\%}$ é o tempo de chegada dos primeiros 5% de soluto injetado, $N^{(part)}$, o número de partículas,

σ o desvio padrão do tempo de chegada do soluto na condição de contorno inferior, $t^{(r)}$ o tempo de chegada para uma r-th partícula.

$$CT_1 = \frac{\bar{t}}{t_{5\%}} \qquad \text{Equação 54}$$

$$CT_2 = \frac{1}{N^{(part)}} \sum_{r=1}^{N^{(part)}} \left(\frac{t^{(r)} - \bar{t}}{\sigma}\right)^3 \qquad \text{Equação 55}$$

$$CS_2(K_{th}) = I_\Gamma \qquad \text{Equação 56,}$$

com I_Γ sendo considerada como uma medida integrada da continuidade do campo, dada pela integral :$I\Gamma = \int_0^{+\infty} \frac{\sigma^2{}_I(K_{th}) - \gamma_I(h,K_{th})dh}{\sigma_I{}^2(K_{th})}$

$$CS_4 = I_\Gamma \qquad \text{Equação 57}$$

Uma outra maneira de se considerar a heterogeneidade é com a utilização da condutividade hidráulica efetiva. A condutividade hidráulica efetiva pode ser utilizada como um indicador de escoamento nos casos em que se considera a aplicação de um fluxo constante na superfície. Nesses casos, espera-se que o fluxo imposto na superfície alcance o mesmo valor na condição limite inferior. Assim, K_{eff} indicaria a condutividade hidráulica saturada representativa da seção heterogênea.

Considerando um material 2 que é majoritário e que apresenta uma série de lentes de um material 1. A condutividade hidráulica equivalente pode ser calculada a partir da expressão a seguir. Onde K_1 é a condutividade hidráulica saturada da inclusão, K_2 é a condutividade hidráulica saturada do material majoritário e D é a dimensão do problema e p1 é a fração de ocupação das inclusões (KNUDBY *et al*., 2006; HELSINK, 1993; TORQUATO, 2002).

$$\frac{K_{ef} - K_2}{K_{ef} + (D-1)K_2} = p_1 \left(\frac{K_1 - K_2}{K_1 + (D-1)K_2}\right) \qquad \text{e} \quad K_{harm} \ll K_{ef} \ll K_{Arit} \qquad \text{Equação 58}$$

Vários estudos verificaram que a permeabilidade efetiva(K_{efe}) é sempre localizada entre a média aritmética (K_{Arit}) e a média harmônica (K_{harm}) das permeabilidades locais. Na realidade, a média aritmética caracteriza a permeabilidade equivalente de estratificações em paralelo e privilegia as permeabilidades locais elevadas enquanto que a média harmônica

caracteriza a permeabilidade equivalente de estratificações em série privilegiando assim as baixas permeabilidades.

4. TÉCNICAS GEOFÍSICAS NÃO DESTRUTIVAS PARA A DETERMINAÇÃO DA HETEROGENEIDADE

4.1. INTRODUÇÃO

A necessidade de considerar a heterogeneidade do solo na modelagem dos fenômenos de transferência de água, soluto e metais pesados tem ganhado bastante força nas ultimas décadas.

A geofísica possibilita uma série de métodos de prospecção não destrutivos que podem ser utilizados para quantificar a heterogeneidade estrutural do solo. Reynolds (1997) elenca de maneira detalhada os princípios físicos e as principais metodologias geofísicas existentes para prospecção do solo. Dentre essas metodologias, podem ser destacadas algumas com aplicação direta na modelagem de subsuperfície em diversas escalas.

Por exemplo, os métodos denominados de campo potenciais como a gravimetria e o geomagnetismo, e métodos sísmicos como a refração sísmica e a reflexão sísmica, fornecem a informação geológica na escala regional, em Km^2. Já métodos como da resistividade possuem o e poder serem utilizados em explorações hidrogeológicas, na detecção de cavidades e no monitoramento de plumas de contaminação.

Dentre os métodos eletromagnéticos, o GPR – Ground Penetration Radar possui grande aplicação em investigações do subsolo voltadas para a engenharia, sendo um método com uma enorme potencialidade para as aplicações relacionadas à física do solo e hidrogeologia.

No tocante às aplicações em hidrogeologia, principalmente na identificação e na descrição da geometria das heterogeneidades, o GPR apresenta alguma vantagem em relação a métodos tradicionais como poços testemunhos e sondagens a trado (HUGGENBERGER *et al.*, 1994).

A identificação das litofácies e das suas respectivas arquiteturas geológicas, o monitoramento de plumas de contaminação, o monitoramento da frente de molhamento no processo de infiltração e o monitoramento do conteúdo de água têm sido os grandes eixos de pesquisa envolvendo o GPR, na hidrogeologia e na física do solo.

O objetivo deste capítulo é apresentar bases teóricas para a compreensão e aplicação do radar geológico ou Ground Penetration Radar (GPR). São apresentados conceitos fundamentais para o entendimento do GPR. Além de uma apresentação dos principais métodos de aquisição, tratamento e interpretação dos dados, bem como uma revisão recente de aplicações em engenharia civil, física do solo, meio ambiente e em outras áreas.

4.2. GROUND PENETRATION RADAR

4.2.1. Princípio de Operação

O método do Radar Geológico ou Ground Penetration Radar é um método radar comparado ao método sísmico, a diferença entre eles é a natureza da onda que é propagada no subsolo. O GPR dispõe de uma antena que gera um impulso eletromagnético de elevada frequência. A gama de frequências centrais utilizadas no GPR é bastante vasta. Ela varia de algumas dezenas de MHz até o GHz. As ondas eletromagnéticas propagadas na formação geológica são registradas por uma antena receptora. A distância que separa a antena emissora da antena receptora varia de alguns centímetros a vários metros. A aquisição de dados pode ser feita por vários métodos. No entanto, a prática mais comum é a seção de deslocamento constante, obtida movimentando as antenas emissoras e receptoras ao longo de uma linha, mantendo sempre entre as antenas uma distância constante.

Na realidade, o GPR detecta a heterogeneidade do subsolo numa profundidade máxima de 50 metros (frequência de 10MHz) em função da descontinuidade das propriedades dielétricas entre materiais distintos. O GPR detecta a geometrias do subsolo através de um sistema integrado de vídeo, cabos e antena que atuam gerando, transmitindo, propagando e reflectando e rebendo pulsos eletromagnéticos de alta frequência (NEAL, 2004).

O sistema radar emite uma serie de ondas eletromagnéticas a partir da antena emissora. Essa onda eletromagnética se propaga no subsolo, e ao encontrar diferentes interfaces (que possuem diferentes graus de compactação, diferente composição granulométrica e diferente histórico de deposição, erosão e formação, diferente umidade) é parcialmente refletida e volta para a superfície. O tempo de ida e volta entre as duas antenas é muito curto, da ordem de algumas dezenas a algumas centenas de nanosegundos.

A profundidade de investigação e a resolução vertical dependem da natureza do terreno encontrado e, principalmente, da potência da antena emissora e da frequência central de impulsão da onda eletromagnética emitida. As condições iniciais de umidade do subsolo também influenciam, uma vez que um aumento do conteúdo de água no solo diminui a velocidade propagação da onda eletromagnética, a resolução e a profundidade máxima de penetração da onda eletromagnética (SLOWIK, 2012). A profundidade de penetração teórica e resolução vertical média para alguns tipos de antenas GPR são apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2. Profundidade de penetração teórica e resolução vertical média para alguns tipos de antenas GPR.

Frequência central da antena (MHz)	Profundidade Teórica de Penetração (m)	Resolução (m)
100	15-30*	0,60
200	9	0,3
400	3	0,15
900	1	0,03
1500	0,5	

* Antena biestática

A resolução vertical é considerada como um quarto do comprimento de onda. Assim, uma frequência elevada apresenta maior resolução e menor profundidade de penetração. A escolha da antena emissora é em função da profundidade de penetração e da resolução vertical desejada. O aumento da voltagem e da potência da antena emissora favorece a penetração.

4.2.2. Teoria da propagação da onda eletromagnética

Com o objetivo de caracterizar o comportamento dos materiais com relação aos fenômenos eletromagnéticos, três parâmetros fundamentais são utilizados : a permeabilidade magnética, a condutividade elétrica e pertividade dielétrica.

Para um meio isotrópico, na sausência de um momento magnético permanente, a indução eletromagnética é escrita como:

$$\vec{B} = \mu\vec{H}$$ Equação 59

Onde B é a indução mangnética, H é o campo magnético do meio de propagação e μ é a permeabilidade magnética do meio de propagação. A indução total pode ser reescrita como:

$$\vec{B} = \mu_o(\vec{H} + \vec{M})$$ Equação 60

$$\vec{B} = \mu_o(1 + \chi_m)\vec{H}$$ Equação 61

Onde μo é a permeabilidade magnética do vácuo (4**Π**10-7 H/m), χ_m é a susceptibilidade magnética e M é a imantação (magnetização induzida). Para a maioria das rochas, a susceptibilidade magnética não constitue um critério de diferenciação. No entanto, alguns materiais como (magnetita, hematita) possuem uma susceptibilidade magnética não desprezível, ou são encontrados em quantidades muito pequenas nos meios onde a utilização do GPR é recomendada.

Outra equação de Maxwel é para a condutividade elétrica. Na realidade, o movimento de cargas livres em um meio produz uma corrente de condução. Esse fenômeno é descrito pela lei de Ohm:

$$\vec{J_c} = \sigma\vec{E}$$ Equação 62

Onde, Jc é a densidade de corrente, E é o campo elétrico e σ é a condutividade elétrica. Em geral, as condutividade das rochas perfeitamente secas é próxima ou praticamente a mesma as da matriz das rochas. Uma excessão deve ser dada àquelas que possuem elevado teor de óxidos. Além disso, com a presença de solução nos poros e nas fissuras das rochas, a condutividade ocorre devido ao deslocamento de ínos (condução do tipo eletrolítica). Em resumo, nos meios geológicos, a condutividade é um parâmetro possue ordens de grandeza variando entre 10^{-5} a 1S/m.

4.2.3. Propagação e difusão da onda eletromagnética

As equações de Maxwell conduzem a uma equação de propagação de uma onda eletromagnética (Annan, 2009). As equação de Maxwell são resumidas nas quatro a seguir:

$$rot\vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Equação 63}$$

$$div\vec{D} = \rho_l \quad \text{Equação 64}$$

$$rot\vec{H} = J_c + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Equação 65}$$

$$div\vec{B} = 0 \quad \text{Equação 66}$$

Para um meio isotrópico e homogêneo, o campo elétrico E associado a propagação de uma onda plana.

$$\nabla^2\vec{E} = \mu\sigma\frac{\delta\vec{E}}{\delta t} + \mu\varepsilon\frac{\delta^2\vec{E}}{\delta t^2} \quad \text{Equação 67}$$

Essa equação também é válida para o campo de indução magnética B ($\vec{B} = \mu\bar{H}$). As constantes de proporcionalidade ε, μ e σ representa a permissividade dielétrica, e a permeabilidade magnética e a condutividade elétrica do meio. Para essas constantes de proporcionalidade temos.

$$\varepsilon = \varepsilon_o\varepsilon_r \; e \; \mu = \mu_o\mu_r \quad \text{Equação 68}$$

As constantes ε_r e μ_r são respectivamente a permissividade dielétrica relativa e a permeabilidade magnética relativa. As constantes ε_o e μ_o são respectivamente a permissividade dielétrica e a permeabilidade magnética do ar. Uma onda eletromagnética se propaga no ar com uma velocidade c de $3x10^8$m/s.

O membro direito da equação é composto de dois termos, o primeiro é um termo de difusão, o segundo é um termo de propagação. Uma solução da equação, tomando como referencia a direção z.

$$E(z,t) = E_o e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)}$$ Equação 69

Esta é uma expressão de uma onda monocromática de pulsação ω se propagando na direção z com a velocidade v=ω/β com um coeficiente de atenuação.

A combinação das equações anteriores permite estabelecer a relação de dispersão regida pela seguinte equação:

$$(\alpha + i\beta)^2 = i\mu\sigma\omega - \mu\varepsilon\omega^2$$ Equação 70

Nessa relação, a parte real se refere ao fenômeno de propagação e a parte imaginária ao fenômeno de difusão. Os dois fenômenos ocorrem simultaneamente, podendo-se privilegiar a propagação ou a difusão, em função das frequências escolhidas.

Nas prospecções com o GPR, a escolha de frequências elevadas (ω) favorece a ocorrência do fenômeno de propagação.

$$\omega >> \sigma/\varepsilon$$ Equação 71

Para esse caso, as constantes de atenuação α e β são aproximadas a partir das relações apresentadas nas Equações 72 e 73.

$$\beta \approx \frac{\omega}{c}\sqrt{\mu\varepsilon c^2}$$ Equação 72

$$\alpha \approx \frac{\omega}{c}\sqrt{\frac{\varepsilon\mu c^2}{2}\frac{1}{2}\left(\frac{\sigma}{\varepsilon\omega}\right)^2}$$ Equação 73

Excetuando-se os materiais com elevado teor de ferro, a quantidade $\varepsilon\mu c^2$ é próxima da permissividade dielétrica relativa ε_r. Além disso, a velocidade de propagação da onda eletromagnética pode ser aproximada através da expressão que demonstra que a permissividade do material influencia na atenuação do sinal eletromagnético e

simultaneamente na velocidade de propagação. Na Equação 74, c é a velocidade da onda eletromagnética no vácuo que vale 0,3m/ns:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \qquad \text{Equação 74}$$

4.2.4. Reflexão da onda eletromagnética nas interfaces do subsolo

Ocorre reflexão da onda eletromagnética no momento em a EM passa numa interface onde existe um contraste da permissividade dielétrica (dois matérias com propriedades dielétrica diferentes). Nesse caso, é possível calcular o índice de reflexão, que é um índice dependente da impedância eletromagnética, calculados a partir de:

$$Z = \left(\frac{\mu_o \mu_r}{\varepsilon_o \varepsilon_r}\right)^{\frac{1}{2}} \approx \left(\frac{\mu_0}{\varepsilon_o \varepsilon_r}\right)^{\frac{1}{2}} \qquad \text{Equação 75}$$

Assim, o coeficiente de reflexão, entre dois meios de índice i e i+1 é calculado pela Equação 76.

$$r_{i,i+1} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \approx \frac{\sqrt{\varepsilon_i} - \sqrt{\varepsilon_{i+1}}}{\sqrt{\varepsilon_i} + \sqrt{\varepsilon_{i+1}}} \qquad \text{Equação 76}$$

Dessa maneira, fica evidente o efeito das propriedades dielétricas do terreno no fenômeno de reflexão e atenuação da onda eletromagnética. A Tabela 3 apresenta a permissividade dielétrica, a velocidade de propagação da onda e a condutividade elétrica para alguns materiais.

Tabela 3. Constante dielétrica relativa, velocidade e condutividade para alguns materiais. Fonte: Reynolds (1997).

Material	ε_r	V(m/ns)	Condutividade elétrica, σ (mS/m)
Ar	1	0,3	0
Água	81	0,03	0,1-10
Gelo	3-4	0,15-0,17	1

Areia seca	4-6	0,12-0,15	0,0001-1
Areia molhada	10-30	0,05-0,09	0,1-10
Argila seca	2-20	0,07-0,21	1-100
Argila molhada	15-40	0,05-0,08	100-1000
Solo médio (equilibrado, franco)	10-20	0,08	5
Granito seco	5-8	0,11-0,13	0,001-0,00001
Granito molhado	5-15	0,08-0,13	1-10
Concreto seco	4-10	0,09-0,15	1-10
Concreto molhado	10-100	0,07-0,09	10-100

Fonte: Reynolds (1997)

4.2.5. Relação entre permissividade dielétrica e umidade do solo

A permissividade dielétrica indica a resistência de um meio quando percorrido por uma onda eletromagnética a uma dada velocidade.

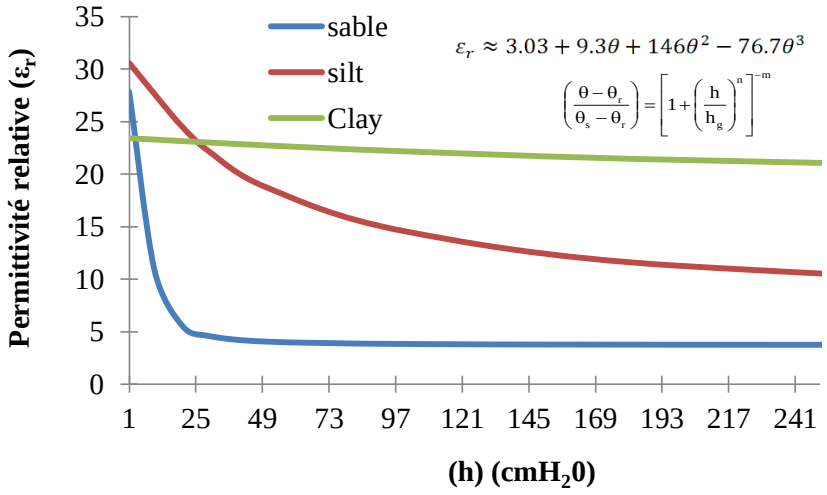
Para o caso de meios porosos, a permitividade é uma propriedade estritamente dependente de características físicas como a porosidade e principalmente do conteúdo de água do meio poroso, no caso a umidade volumétrica. Essa dependência com a umidade volumétrica pode ser expressa pela relação proposta por Tropp *et al.* (1980).

$$\varepsilon_r = 3{,}03 + 9{,}3\theta + 146\theta^2 - 76{,}7\theta^3 \qquad \text{Equação 77}$$

Ora, essa equação demonstra que a permitividade relativa cresce com a umidade volumétrica permitindo relacionar também com o potencial matricial através da curva de retenção da água no solo.

Desse modo, a título de ilustração para um solo estritamente arenoso, siltoso e argiloso, pode-se relacionar a Equação 45 como modelo de van Genutchen (1980), resultando na Figura 11.

Figura 11. Variação da permitividade elétrica relativa com o potencial matricial para um solo 100% arenoso, 100% siltoso e 100% arenoso. Parâmetros do modelo de van Genutchen (1980) estimados através do Roseta - Hydrus 1D.



Fonte: O autor.

Outra relação que também pode ser utilizada para relacionar a constante dielétrica com o grau de saturação da água no solo (S_e), com a porosidade (η) e com a constante dielétrica da água e do solo é a proposta por Birchak *et al*. (1974) e Roth *et al*. (1990) (Equação 78).

$$\sqrt{\varepsilon_{solo}'} = S_e\eta\sqrt{\varepsilon_a} + (1 - S_e)\eta\sqrt{\varepsilon_{ar}} + (1 - \eta)\sqrt{\varepsilon_{part}} \qquad \text{Equação 78}$$

Em que ε_{solo}', ε_a, ε_{ar} e ε_{part} são respectivamente as permissividade dielétrica do solo, da água, do ar e das partículas do solo. Sendo ε_a igual a 81, ε_{ar} igual a 1.

4.3. METODOLOGIA DE AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DE IMAGENS DO GPR

As imagens brutas obtidas com o GPR necessitam serem submetidas a etapas de tratamento. Tal sequência de tratamento submete a imagem bruta a uma série de processos básicos que possuem como objetivo auxiliar o usuário na melhor interpretação possível do

perfil geológico. Alguns tratamentos são obrigatórios, no entanto, após terminar os tratamentos básicos, tratamentos adicionais podem ser realizados à escolha do usuário. O critério de parada ou de escolha de um tratamento adicional é subjetivo e depende apenas da possibilidade do usuário interpretar o sinal observado, permitindo-o detalhar as heterogeneidades existentes (materiais, estruturas, alvos, litofácies) e obter uma geometria representativa da realidade geológica do local de interesse.

Os processos de tratamento corrigem erros inerentes ao processo de aquisição ou reestabelecem a potência do sinal a uma condição mais próxima possível do momento de sua obtenção. Alguns tipos mais comuns de incertezas que são inerentes ao processo de obtenção da imagem GPR são as variações na velocidade do conjunto operador/equipamento, interferências de sinais de telefones, umidade do subsolo e etc.

O equipamento GPR está sujeito à interferência nos seus sinais devido a ações de celulares, antenas de televisão e rádio. No momento da aquisição aconselha-se que o operador e as pessoas próximas à aquisição desliguem os aparelhos celulares e demais equipamentos eletrônicos de modo a minimizar as interferências que causam ruídos no sinal eletromagnético.

No momento da aquisição, é aconselhável observar se o cabo que liga o sistema de vídeo e antena estão o mais retilíneos possível. Na verdade, atenção deve ser dada para que o cabo não fique em cima da antena de modo a não gerar interferências

4.3.1. Tipos de Aquisição

Várias maneiras de aquisição podem ser definidas em função da orientação e da posição relativa das antenas. Para o caso de estudos de depósitos sedimentares, dois tipos de aquisição são mais utilizadas. A aquisição em modo de reflexão (offset constante) e a aquisição em modo CMP (Common Mid-Point).

A aquisição em modo reflexão é a mais utilizada nas prospecções com o GPR com o objetivo de obtenção de imagem da subsuperfície. No modo reflexão, o espaçamento entre a antena emissora e a antena receptora é fixo. O radar posicionado na superfície é movimentado ao longo de um eixo horizontal. As ondas emitidas vão sendo refletidas na interface que separa dois meios de propriedades eletromagnéticas diferentes, ou sendo difratadas por

objetos de pequenos tamanhos quando comparados ao comprimento de onda do sinal incidente.

O caso onde a distância entre as antenas emissora e receptoras é variável é denominado de aquisição do tipo CMP (Ponto médio comum) ou (offset variável). As antenas emissoras e receptoras são espaçadas continuamente a intervalos constantes em torno de um ponto médio comum. As reflexões em uma interface geram semi-hiperboles e a modelagem dessas semi-hiperboles permitem encontrar a profundidade da interface e principalmente a velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas entre a superfície e as interfaces.

4.3.2. Filtros

Os filtros são definidos como a resposta de um impulso que pode ter duração finita ou infinita, eles são aplicados para a remoção de ruídos de baixa frequência ou de alta frequência tanto na direção horizontal quando na direção vertical. Podem ser do tipo “Infinite Impulse Response” (IIR) , “ Finite Impuse Response “FIR” e “Spatial 2-D Filters”.

4.3.3. Limitações da metodologia do GPR

O GPR apresenta uma série de limitações relacionadas principalmente a resolução e a profundidade de penetração da antena. Dentre as principais limitações destacam-se as seguintes:

a. Um meio condutor atenua a energia emitida de maneira mais rápida, reduzindo então a profundidade de investigação. Por exemplo, em regiões onde as formações argilosas ou formações com elevado teor de óxido de ferro são predominantes, existem dificuldades elevadas de aplicação da técnica do GPR.Assim, a adoção de uma metodologia baseada no GPR para determinar as heterogeneidades da zona não saturada em regiões onde sabe-se da existência de grandes bolsões de argila pode conduzir a erros e incertezas além dos já existentes com GPR.
b. Um meio com uma permitividade dielétrica elevada é menos favorável a propagação de ondas eletromagnéticas que um meio que possui uma permitividade mais baixa.
c. A atenuação do sinal GPR é inversamente proporcional a resistência elétrica do material (ASPRION, AIGNER, 1997).

d. Variações laterais e verticais das velocidades de propagação das ondas eletromagnéticas se apresentam com uma limitação do método. A análise de seções GPR ocorre em imagens onde a escala vertical é uma escala de tempo duplo, correspondendo ao tempo de ida e volta de uma onda entre as antenas na superfície e as interfaces entre meios de propriedades eletromagnéticas diferentes. A obtenção de uma seção radar com uma escala vertical de profundidade (escala métrica) se faz a partir do conhecimento do perfil de velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas no meio investigado. A dificuldade da conversão do tempo duplo (ida-volta da EM) em profundidade real é complexa pelo fato que a relação tempo duplo e profundidade não é linear.

e. A presença do lençol freático nos depósitos estudados gera um forte contraste entre velocidade de propagação na zona não saturada e a velocidade de propagação drasticamente mais baixa na zona saturada. Isso ocorre devido a forte permitividade dielétrica da água. As variações laterais são ligadas a heterogeneidade sedimentar do depósito, resultando em variações significativas da porosidade e da umidade em partículas finas. Assim, incertezas na estimativa do lençol freático devem ser levadas em consideração quando se dispõe apenas do equipamento como o GPR. Recomenda-se cruzar informações através do monitoramento de piezômetros. Além disso, a utilização de cartas potenciométricas podem ajudar no conhecimento do local que está sendo prospectado.

4.3.4. Tramento das imagens obtidas com o GPR

Os principais tratamentos que são efetuados nas imagens obtidas com o GPR estão apresentados na Tabela 4. Os tratamentos da normalização em distância, que efetua a correção do fato do condutor da antena não possuir velocidade constante. O correct position que suprime na imagem a camada de ar entre a antena e o solo e o tratamento de migração que transforma o tempo de trânsito (tempo de ida e volta da EM) em profundidade.

Tabela 4. Tratamento de Imagens de Radar.

Tratamento	Efeito	Vantagem	Observação	Obrigatoriedade
Normalização da Distância	Coloca as imagens na escala horizontal correta	Correção erros decorrentes da não uniformidade da velocidade de propagação da antena	Posiciona o conjunto de scans numa escala horizontal pré-definida	Sim
Ajustamento ao tempo zero	Elimina uma pequena zona superior do radargrama; Ajusta a primeira onda EM refletida ao tempo zero	Retira o efeito da camada de ar existente entre a base do radar e o topo do solo		Sim
Background Removal	Elimina reflexos horizontais,	Suprimir as anomalias da prospecção		Sim
Migração	Elimina distorções geométricas		Não preserva as amplitudes	Sim
Transformada de Hilbert				
Correção Topográfica	Realiza correção vertical em todos os reflectores a partir da informação de um perfil longitudinal, transversal ou de um modelo numérico do terreno			Obrigatório
Desconvolução	Aumenta resolução vertical			
Aplicação de Ganhos	Permite observar a forma dos sinais que estão sofrendo o efeito de uma atenuação			

4.4. EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DO GPR EM DIFERENTES ÁREAS

4.4.1. Engenharia Civil

Xie *et al*. (2013) desenvolveram uma metodologia para identificação de vazios em estruturas reforçadas de concreto utilizadas para fins rodoviários. Utilizando uma antena de frequência central de 900 MHz para a obtenção de uma elevada resolução, os autores verificaram a influencia de seções de concreto reforçado com e sem barras de aço. Em todos os casos os autores construíram vazios que foram mantidos na mesma posição em todos os casos testados. Para os casos com barras de aço, foram verificadas a influencia da disposição horizontal e vertical das barras de aço na identificação de vazios pré-estabelecidos nas seções de concreto estudadas.

Xie *et al*. (2013) concluíram que as barras de aço prejudicam a interpretação e localização dos vazios. Um método de tratamento da imagem foi desenvolvido melhorando a identificação dos vazios mesmo com as barras de aço. Esse trabalho demonstra que podem ser desenvolvidos outros métodos de tratamento (além dos métodos tradicionais) para resolver problemas de interpretação das imagens GPR que resolvam problemas específicos.

4.4.2. Física do solo

O estudo dos processos de transferência de poluentes no solo tem ganhado um enorme avanço com o GPR. Na escala do lisímetro, diversos trabalhos tem monitorado o avanço da pluma de contaminação, solicitando os lisímetro com DNAPL e LNAPL. As antenas mais utilizadas nesses trabalhos são as antenas de 400 MHz e 1,5 MHZ.

O monitoramento com o GPR é possível no caso da utilização de poluentes que alterem as características dielétricas do material, ou seja, de poluentes que gerem um contraste de propriedades dielétricas. Dificuldade da observação da pluma de contaminação foi observado no trabalho de Bertolla *et al*. (2014) . Os autores explicaram a dificuldade no monitoramento pela proximidade entre as constantes dielétricas do solo utilizado no lisímetro e do poluente para o caso de solo seco. Ao contrário, os autores testaram o caso de solo saturado e

concluíram que em condições de solo úmido, ocorre um aumento do contraste entre as propriedades dielétricas do solo e do poluente, podendo-se melhorar o monitoramento.

Outros trabalhos buscam monitorar o avanço da frente de molhamento utilizando o GPR (EPPSTEIN, DOUGHERTY, 1998; CHANG *et al*., 2004). Nesse caso, a maioria dos trabalhos tem utilizado a escala de laboratório utilizando solos homogêneos. O monitoramento é feito passando a antena em tempos regulares de modo que o avanço da frente de umidificação é observado em função do contraste entre uma zona próxima a saturação e uma zona seca. Assim, a cada instante, considerando o meio homogêneo, a transição entre uma zona úmida e uma seca é também uma transição entre dois meios com diferentes propriedades dielétricas, o que gera um reflector que será deslocado à medida que a frente de umedecimento avançar (SAINTENOY *et al*., 2008).

Em meios heterogêneos, a possibilidade de poder observar ou não o avanço da frente de molhamento depende não apenas do contraste de propriedade dielétrica entre o solo seco e o solo úmido, mas também estará relacionado ao contraste de propriedades geofísicas entre as regiões de baixa permeabilidade e de elevada permeabilidade. Em todos os casos, a umidade possui uma enorme influencia na atenuação do sinal, podendo-se gerar erros na interpretação da estrutura geológica.

Essas dúvidas são mais comuns quando se utiliza antena de baixas frequência como as antenas de 100 MHz e 50 MHz. Essas antenas são mais adequadas para determinar a geometria das grandes estruturas geológicas (escala intermediária, com dimensões características de ordem métrica à decamétrica), no entanto, embora permitam observar as condições de fronteira das estruturas, a interpretação sobre o que existe dentro das estruturas pode ser influenciada pela umidade que age atenuando o sinal de propagação, apagando ou deixando menos evidentes reflectores característicos da assinatura geológica que permitiria identificar uma outra litofácies.

Nesse caso, se a dúvida quanto a interpretação for próxima a superfície, pode-se utilizar a informação proveniente de outra antena GPR (caso tenha) ou combinar a informação com outra técnica de investigação (YEBOHA- FORSON *et al*., 2014). No entanto, os casos mais comuns de dúvidas são em profundidade e próximas ao lençol freático, principalmente na zona de franja capilar. Nessa região o conteúdo de água elevado gera uma atenuação do sinal que pode criar um reflector paralelo levando a interpretações errôneas da profundidade do lençol freático e também das litofácies.

4.4.3. Aplicações diversas

O GPR tem se mostrado um excelente equipamento na identificação de objetos históricos. Diversas aplicações em arqueologia podem ser encontradas nos trabalhos de Zhao *et al*. (2013).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O trabalho experimental foi desenvolvido na bacia de infiltração e de retenção Django Reinhard (Figura 12). Essa estrutura hidráulica recebe a contribuição de uma área com uso e ocupação do solo voltada para a indústria com 185 ha de área. Além disso, segundo Bardin, Barraud (2004) o grau de impermeabilização da área de contribuição da bacia é de aproximadamente 70% sendo seu coeficiente de escoamento de 0,4.

A área de contribuição da bacia de infiltração Django Reinhadt é drenada por uma rede onde existe separação do sistema de águas pluviais e da rede de esgoto.

Figura 12. Bacia de infiltração Django Reinhardt – Lyon- França



Fonte: Google, 2013.

As características físicas da bacia de infiltração Django Reinahrdt e da bacia de contribuição está expressa no Quadro 2. A bacia estudada tem uma superfície de aproximadamente 1ha. Seu solo apresenta baixo percentual de matéria orgânica. A declividade média da superfície da bacia é de aproximadamente 0,004m/m. O lençol freático se situa a uma profundidade de aproximadamente 13 metros, contados a partir da superfície da

bacia de infiltração. A condutividade hidráulica saturada média varia entre 605 e 780 m/dia (BURGEAP, 1995; BURGEAP, 2001) que é típica de solos compostos por cascalhos arenosos (BOEKER, Van GRONDELLE, 1995).

Quadro 2. Características da Bacia de infiltração Django Reinhardt e da Bacia de contribuição.

Bacia Django Reinhardt			**Área de contribuição**	
Características	Decantação/Retenção	Infiltração	Características	Zona Industrial
Área (m²)	11302	10000	Área (ha)	185
Volume (m³)	32000	61000	Declividade média (%)	0,4
Diâmetro, coletores de água (m)	1,6		Impermeabilização (%)	75
Altura média (m)	2,83	6,1	Coeficiente de escoamento (%)	40
Altitude do fundo (m)	312- 312,5		Profundidade do lençol freático (m)	12 à 13

A geologia da bacia de infiltração possui origem fluvioglacial (Figura 13). Goutaland (2008) caracterizou as principais litofácies existentes na zona não saturada da bacia de infiltração. Ao todo, foram encontradas as seguintes litofácies: O Gcm, o Gcm,b, o S-x o Gc,o e alternância entre o Gcm,b e o Gc,o.

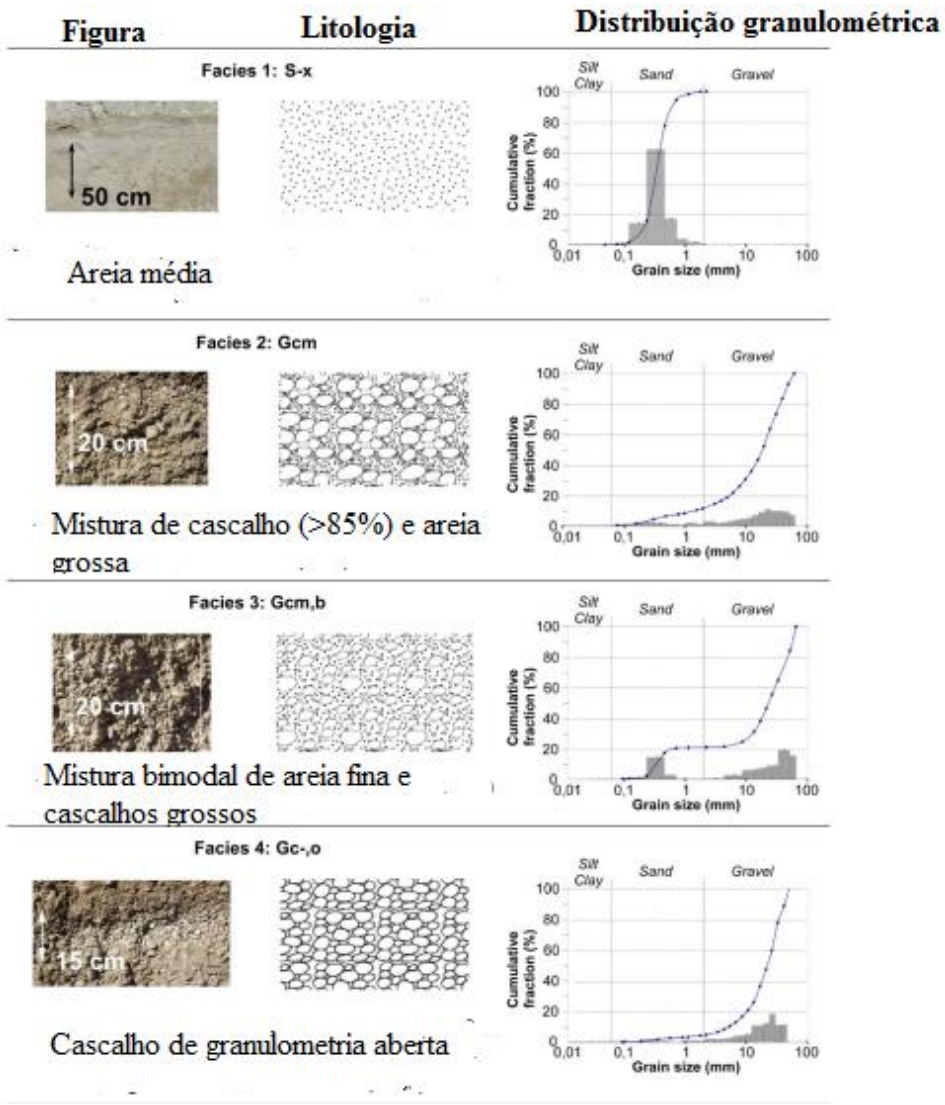
A litofácies Gcm é formada por areias finas, cascalhos grossos e pequenos cascalhos. Em geral, é composta por mais de 85% de cascalhos, com fração argilosa menor que 5%. Essa litofácies é identificada com estratificação horizontal com espessura na escala decimétrica. Os depósitos de Gcm foram formados sob um regime de escoamento elevado.

A litofácies do tipo Gcm,b é a mais abundante, sendo formada essencialmente por cascalhos, com granulometria contínua e bimodal (as partículas de areia ocupam os espaços vazios deixados pela fração grossa composta por cascalho). Essa litofácies pode possuir eventualmente um pequeno percentual de silte e argila. Sua estrutura é massiva e sub-horizontal,com espessura podendo atingir 1,5 metros.

A litofácies S-x é formada essencialmente por areias finas e por areia grossa, com ausência da fração siltosa e argilosa. A estrutura aparece na escala micro e mesoscópica (plana ou levemente inclinada), com extensões laterais na escala métrica ou decamétrica.

A litofácies do tipo Gcm,b/Gc,o é formada pela alternância entre cascalhos arenosos bimodais e cascalhos de granulometria uniforme Gc,o, que não possuem sem presença de partículas finas no interior. A estratificação dessas litofácies pode ser horizontal ou inclinada.

Figura 13. Representação esquemática, descrição da distribuição granulométrica para o código de Miall para as principais litofácies da bacia de infiltração Django Reinhardt.

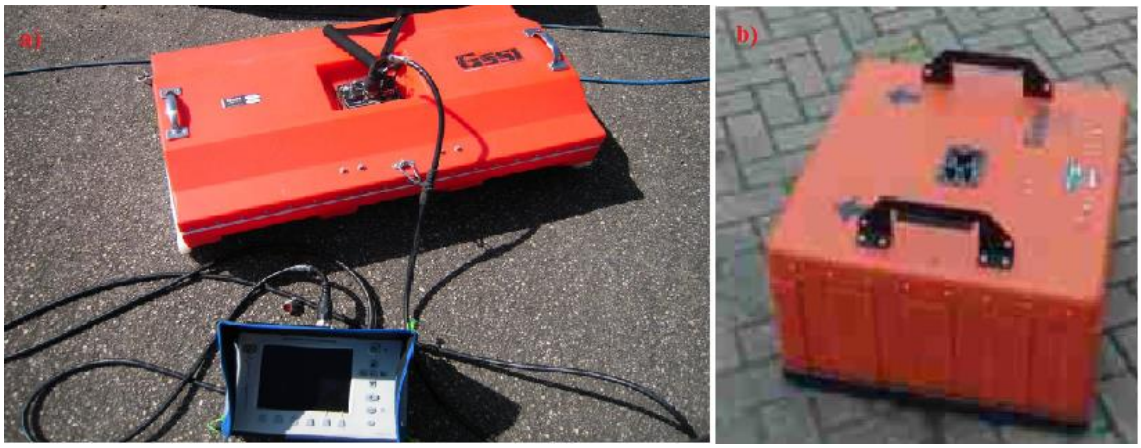


Fonte: Adaptado de Goutaland *et al*. (2013) e Goutaland (2008).

As medidas foram realizadas com um sistema de aquisição GSSI SIR 3000.Para a caracterização geofísica da zona não saturada foram utilizadas dois tipos de antenas GPR: antenas de 100MHz e 200 MHz (Figura 14). A antena de 200MHz é blindada, o que evita a interferência de sinais parasitas provenientes do meio ambiente do local de aquisição. A

antena de 100MHz não é blindada. No momento da aquisição, o cabo que liga a antena ao sistema de vídeo foi mantido alongado e os telefones celulares foram mantidos desligados visando diminuir a presença de ruídos.

Figura 14. Radar geológico utilizado nessa pesquisa. Sistema composto por uma unidade emissora e receptora ligada a unidade de aquisição e vídeo através de um cabo: a) Antena de 100MHz; b)antena de 200MHz.



Fonte: O autor.

A aquisição foi realizada em modo monostático, deixando apenas uma antena para emitir e receber as ondas eletromagnéticas. No início dos nós entre as malhas foi registrado manualmente no sistema de aquisição (vídeo) SIR 3000 por um operador, ao mesmo tempo em que um outro operador se ocupava de deslocar a antena a uma velocidade constante ao longo de uma seção investigada. A quantidade de seções realizadas para cada antena é apresentada na Tabela 5.

Tabela 5. Quantidade de seções transversais e longitudinais por antena.

Antena (MHz)	**Quantidade de seções transversais**	**Quantidade de seções Longitudinais**
200	32	24
100	32	9

A estruturação do sistema de coordenadas é caracterizada por suas dimensões de ordem métrica e pela ortogonalidade de suas malhas, sendo necessária para realizar uma representação tridimensional dos depósitos fluvioglaciares (HEINZ, AIGNER, 2003; GOUTALAND, 2008). A representação tridimensional também é importante para a

compreensão dos escoamentos preferenciais de água, sendo uma aquisição pseudo 3D suficiente para a caracterização desse tipo de estratigrafia.

No momento da aquisição, foram inseridos stacks, isto é, a quantidade média de scans que serão utilizadas pelo aparelho para a confecção da imagem durante a aquisição. Nesse estudo, para todas as medidas de reflexão, um stack de 20 foi utilizado na aquisição de imagens GPR no terreno. Assim, as imagens foram obtidas com scans médios que são a média de 20 scans consecutivos. Uma vantagem da inserção do stack é reduzir os ruídos do sinal eletromagnético. Isso permite a obtenção de um sinal mais forte, e de explorar um sinal em uma maior profundidade do subsolo.

A partir desse sistema de coordenadas, as imagens brutas obtidas foram tratadas com o software RADAN 6.6 (GSSI, 2009). As etapas subsequentes foram as seguintes:

a. Inicialmente, foi utilizado o tratamento da normalização em distância. No momento da aquisição, marcas são inseridas em cada seção. Essas marcas correspondem aos controles equidistantes existentes no cruzamento entre as linhas longitudinais e transversais. Antes da normalização, o software RADAN 6.6 considera que todos os *scans* das seções GPR são equidistantes. Depois da normalização, cada marca é colocada em seu local no eixo das abscissas. A normalização em distância corrige os erros advindos da inconstância da velocidade durante a movimentação da antena na aquisição. Após esse tratamento, a seção obtida é mais coerente com a escala horizontal estudada.
b. Em seguida, é necessário realizar a correção da escala vertical. Para isso, é necessário corrigir a parte do sinal correspondente a passagem da onda eletromagnética pelo ar antes de atingir o solo (região entre a antena e a superfície do solo). Assim, a profundidade da superfície do solo é levada para zero. Isso é conseguido suprimindo toda a parte do sinal eletromagnético até que se encontre o primeiro reflector. Nessa etapa, precauções devem ser tomadas para que não sejam suprimidas informações úteis da superfície do solo. No entanto, essa correção não elimina totalmente toda a camada de ar, restando alguns milímetros em muitos casos, isso ocorre devido a irregularidade do solo durante o percurso da antena.
c. Em seguida, a escala vertical é transformada em escala métrica. Essa transformação deve ser feita uma vez que a escala vertical inicialmente obtida é em escala de tempo duplo, isto é, o tempo necessário para que o sinal faça a ida e volta entre a antena e o

reflector. Essa conversão é feita a partir da velocidade de propagação da onda eletromagnética. Para isso, foi utilizado o modelo de Kirchoff.

d. O tratamento do tipo "Background Removal" foi realizado com o objetivo de suprimir as anomalias de medida. Este tratamento suprime todos os sinais que estão na mesma profundidade com a mesma amplitude.

e. Para melhorar as informações em profundidade, um aumento do ganho do sinal foi realizado. Um sinal que se encontra em profundidade, perdeu parte de sua amplitude, já que ele foi atenuado ao longo de seu percurso desde a superfície. Podem ser utilizados um ganho variável (linear ou exponencial) ou um ganho constante. Utilizando o ganho variável, as estratégias são diferentes na superfície e em profundidade, assim, a amplitude do sinal próximo à superfície é atenuada e o sinal a grande profundidade é aumentado. Dessa maneira, o contraste será em média similar para as interfaces próximas ao solo e para as interfaces em profundidade. Ou seja, um reflector em profundidade apresentará um mesmo contraste; como se estivesse próximo a superfície, melhorando a leitura da imagem GPR.

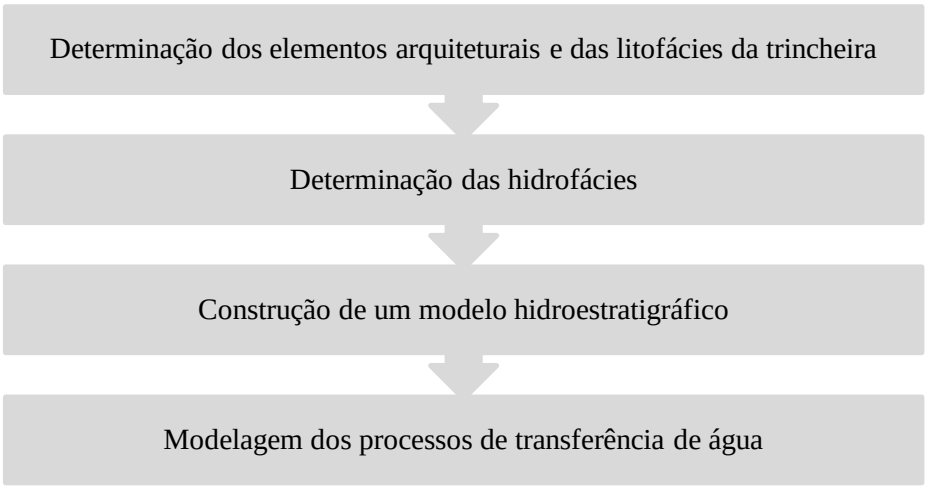
f. Ao final, foi utilizado o software rad2bmp, para a obtenção das imagens com o sinal tratado. O software rad2bmp permite extrair as imagens com 24 bit e a resolução de até 600 DPI.

5.2. ETAPAS PARA ESTUDO DO IMPACTO DAS HETEROGENEIDADES ESTRUTURAIS DO SUBSOLO NOS PROCESSOS DE TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA E NOS ESCOAMENTOS NA ZONA NÃO SATURADA

A modelagem dos mecanismos de transferência de água e de poluentes na zona não saturada necessita de uma compreensão dos campos de escoamento bidimensionais estimados na escala de campo. Para isso, a distribuição espacial das propriedades hidráulicas deve ser conhecida, o que sugere a existência de um modelo hidroestratigráfico.

A construção e concepção do modelo hidroestratigráfico necessita de uma abordagem multidicisplinar, unindo disciplinas como a sedimentologia, a geofísica e a física dos solos. Essa abordagem hidrogeofísica na zona não saturada foi introduzida por Huggenberger *et al*. (1994). As diferentes etapas desse estudo serão descritas na Figura 15.

Figura 15. Etapas para a modelagem dos processos de transferência de água na escala de campo a partir da generalização de um método geofísico.



Fonte: O autor.

5.2.1. Determinação da arquitetura do subsolo e das litofácies a partir de uma trincheira

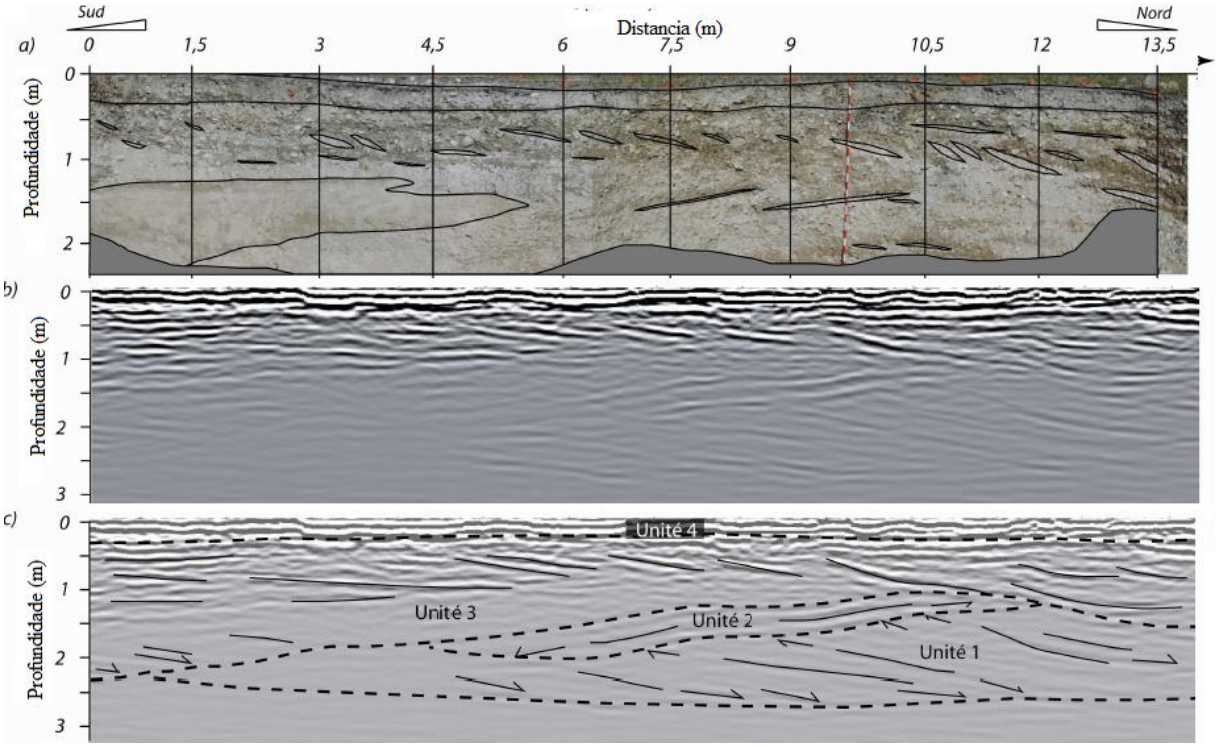
A primeira etapa consiste em realizar um estudo sedimentologico a partir da escavação de uma trincheira. Esse processo apresenta a vantagem de permitir identificar a olho nu os materiais e suas respectivas formas, ou seja, a partir de um estudo da trincheira é possível caracterizar as unidades estruturais do depósito fluvioglacial. Essas unidades estruturais são formalmente denominadas de elementos arquiteturais.

Um estudo geofísico com a utilização do GPR permite o reconhecimento dos principais elementos arquiteturais. Na realidade, cada elemento arquitetural é associado a uma configuração particular dos reflectores radar, ou seja, as litofácies não são determinadas ou caracterizadas diretamente a partir das seções geofísicas. No entanto, iniciar com um estudo sedimentológico permite interpretar as litofácies existentes no interior dos elementos arquiteturais . Em resumo, as estruturas podem ser compostas por várias litofácies.

Cada litofácies é identificada inicialmente a partir de uma análise puramente textural, a ligação da textura de cada litofácies ao tipo de sinal específico apresentado por cada textura é feita a partir da interpretação das seções geofísicas obtidas a partir de um depósito que pode interpretado a olho nu, seja a partir de uma escavação, ou a partir da análise de um depósito natural.

Os métodos geofísicos como radar geológico (GPR) e resistividade elétrica permitem reconhecer as principais estruturas sedimentares, mas não permitem conhecer diretamente as unidades texturais que são associadas a propriedades hidráulicas homogêneas. Assim, Goutaland (2008), para atingir uma resolução capaz de associar os sinais geofísicos ás assinaturas geológicas das respectivas unidades texturais, confrontou seções geofísicas com as paredes de uma trincheira, o que permitiu a obtenção de uma descrição sedimentológica visual(Figura 16 a, b e c).

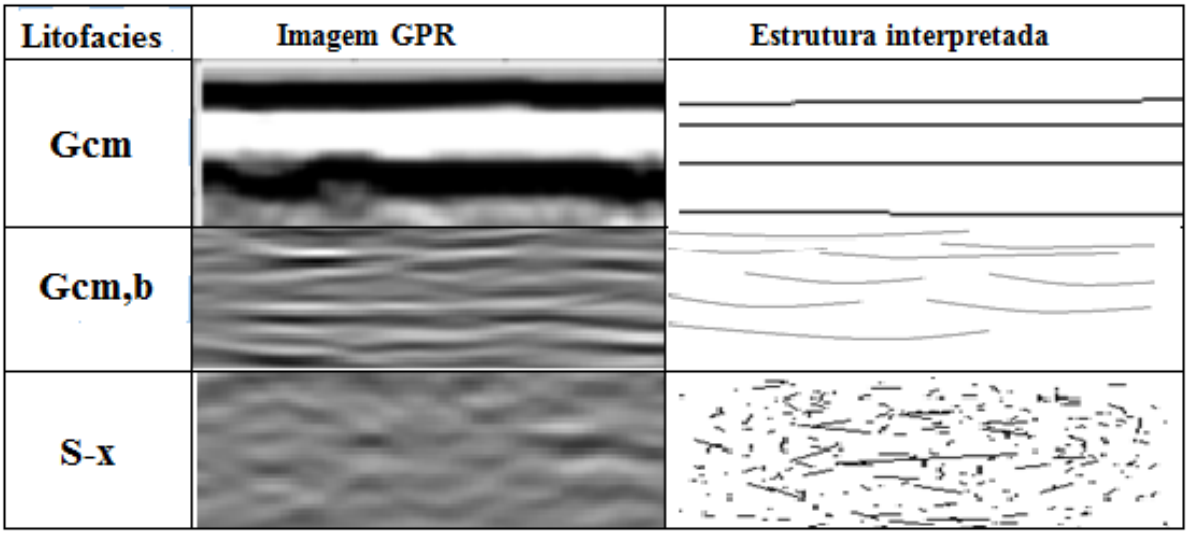
Figura 16. a) Descrição dos elementos arquiteturais e das litofácies para a parede de uma escavação; b) Caracterização geofísica através do GPR; c) Interpretação das principais unidades estruturais.



Fonte: Goutaland, 2008.

Uma vez finalizado o tratamento das imagens, a interpretação foi realizada com ajuda da tabela de leitura obtida a partir do trabalho de Goutaland *et al*. (2008) (Figura 17). Essa tabela permite encontrar nas imagens tratadas um sinal similar a cada litofácies.

Figura 17. Tabela de leitura e interpretação das litofácies.

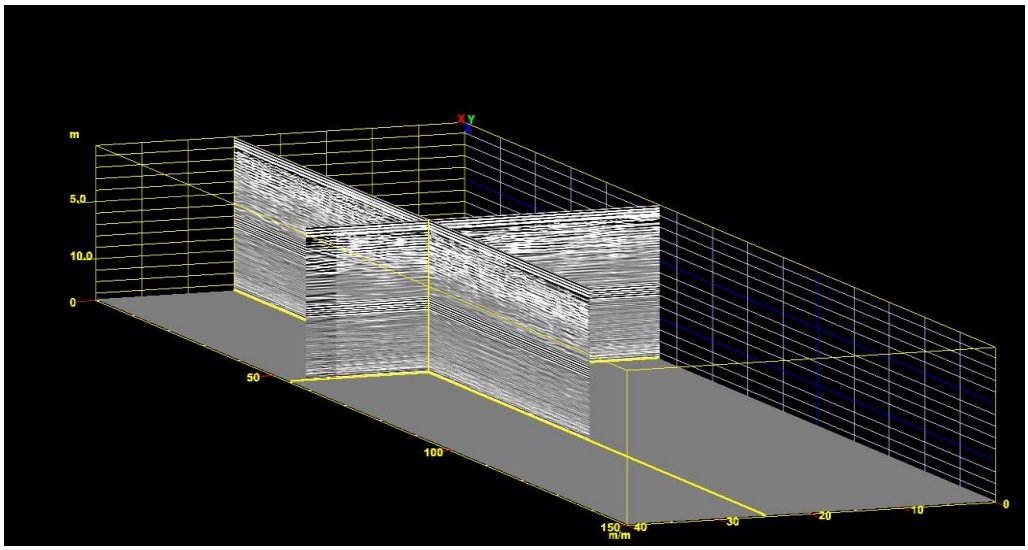


Fonte : Adaptado de Goutaland *et al.*, 2008.

5.2.2. Interpretação das estruturas em 3D

Na fase de interpretação, é necessário observar a continuidade das estruturas que foram identificadas em uma seção. Para fazer isso, uma maneira é construir seções pseudo-3D com o objetivo de verificar se na intersecção entre seções perpendiculares, pode-se identificar o mesmo material e a mesma espessura (Figura 18).

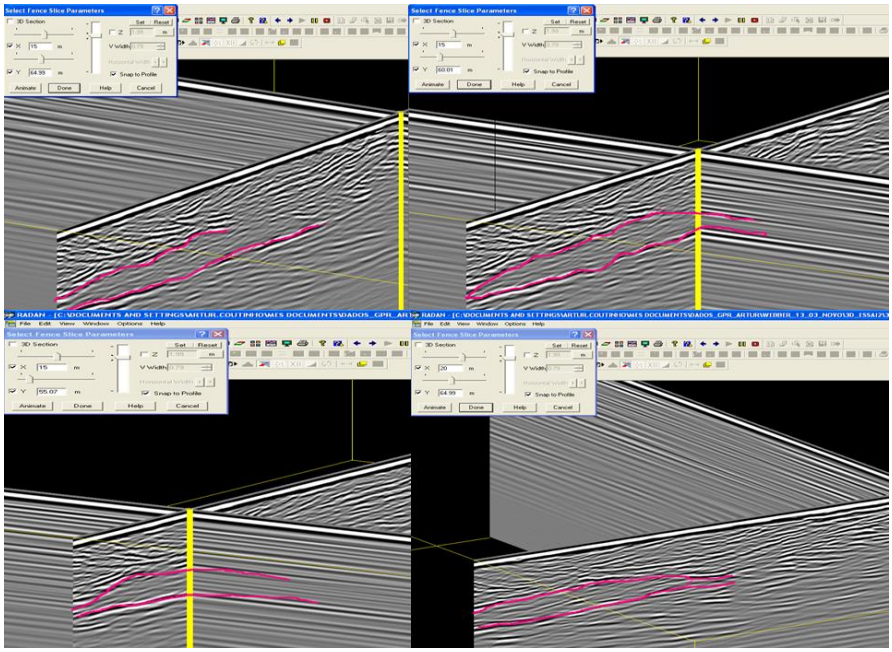
Figura 18. Modelo Pseudo 3D construído com a ajuda do software Radan 3D. Interseção entre uma seção longitudinal e uma seção transversal.



Fonte: O autor.

Esse tipo de artifício também permite identificar a continuidade das camadas em três dimensões. Para isso, basta construir várias seções paralelas para a observação em conjunto conforme a Figura 19. Dessa maneira, é possível identificar a forma pseudo-3D das estruturas.

Figura 19. Interpretação das de uma estrutura que se repete em várias seções paralelas.



Fonte: O autor.

5.2.3. Determinação das hidrofácies

A modelagem dos escoamentos na zona não saturada necessita do conhecimento das propriedades hidráulicas do meio poroso. As unidades sedimentares possuem propriedades hidráulicas. Denomina-se hidrofácies as unidades sedimentares que possuem propriedades hidrodinâmicas homogêneas. Dessa maneira, as hidrofácies correspondem as litofácies que possuem o mesmo comportamento hidráulico.

Para o caso da bacia de infiltração Django Reinhardt, Goutaland (2008) determinou quatro hidrofácies. As metodologias utilizadas para determinação das propriedades hidráulicas das principais hidrofácies do subsolo da bacia de infiltração foram o método BEST (LASSABATÈRE *et al*., 2006) e o modelo de ARYA, PARIS (1981).

O método BEST (Souza *et al.*, 2008) e o modelo de ARYA, PARIS (1981) fornecem os dados de entrada para os modelos de escoamento para a zona não saturada correspondente a cada hidrofácies, isto quer dizer que para cada hidrofácies, são determinados os parâmetros para a curva de retenção da água no solo e para a curva de condutividade hidráulica.

No caso do método BEST (Beerkan Estimation of soil Transfert parameters), as propriedades hidrodinâmicas para a curva de retenção e para as curvas de condutividade hidráulica em função da umidade são estimadas respectivamente a partir das equações de van Genutchen (1980) (Equação 21) e de Brooks e Corey (1954) (Equação 22), sendo a equação de van Genutchen (1980) submetida a hipótese de Burdine (1953).

Os parâmetros de forma dependem principalmente da textura do depósito, sendo estimados a partir da curva granulométrica e da porosidade. Os parâmetros de escala dependem da estrutura do depósito e são determinados a partir da curva experimental de infiltração medida através dos ensaios Beerkan. Os parâmetros de forma e de escala para as quatro hidrofacies são apresentados na Tabela 6.

Tabela 6. Propriedades hidraulicas para as Hydrofácies (Gcm, Gcm,b e S-x). Fonte: Goutaland *el at.* (2008) e Goutaland (2008).

Hydrofacies	**Θr (cm^3/cm^3)**	**Θs (cm^3/cm^3)**	**hg (m)**	**n**	**K_s (m/s)**
Gcm	0.0107	0.274	-0.1562	1.7353	1.53.10-4
Gcm,b	0.0051	0.186	-0.2299	1.9336	1.91.10-4
S-x	0.013	0.359	-0.3559	1.7878	5.1.10-5

5.2.4. Construção do modelo hidroestratigráfico

A modelagem dos fluxos de águas é realizada através de um modelo hidroestratigráfico. O modelo hidroestratigráfico traduz a repartição espacial de cada litofácies descrita na Figura 34. Cada hidrofácies é associada as relações k(θ) e h(θ). A distribuição espacial das hidrofácies no subsolo da bacia de infiltração é feita com três etapas.

A primeira etapa para a construção do modelo hidroestratigráfico consiste em determinar os principais elementos arquiteturais a partir de medidas geofísicas realizadas nas regiões da bacia ainda não exploradas. A segunda etapa é utilizar uma relação entre sinais geofísicos e as estruturas sedimentares com o objetivo de fornecer uma interpretação da

repartição de cada litofácies. Assim, as litofácies são ligadas às propriedades hidrodinâmicas. A terceira etapa é a construção do modelo hidroestratigráfico, essa etapa foi realizada com a ajuda do modelo HYDRUS.

5.2.5. Modelagem dos processos de transferência de água

A avaliação do impacto da distribuição heterogênea das hidrofacies sobre os fluxos necessita de uma modelagem numérica 2D dos escoamentos na zona não saturada. Para isso, um modelo Hydroestratigrafico foi construído no programa HYDRUS-2D (SIMUNEK *et al*.,1999). O HYDRUS é um modelo distribuído de base física que permite a modelagem numérica dos escoamentos bidimensionais e tridimensionais num meio poroso não saturado. A resolução numérica da equação de Richards é feita pelo método dos elementos finitos.

Além disso, é importante observar que os modelos de escoamento em meio poroso para a zona não saturada são difíceis de serem parametrizados e consequentemente de serem resolvidos numericamente.

Uma explicação para essa dificuldade é a forte não linearidade das propriedades hidráulicas : curva de retenção h(θ) e curva de condutividade hidráulica K(θ), some-se a isso a forma parabólica da equação de escoamento.

5.3. MODELAGEM BIDIMENSIONAL

A modelagem bidimensional foi realizada com o modelo Hydrus-2D, para um fluxo bidimensional e aximétrico. O Hydrus é um sistema computacional que simula a dinâmica da água em solos saturados e não saturados, resolvendo a equação de Richards (Equação 79) utilizando a técnica dos elementos finitos. São desconsiderados no fluxo do líquido, os efeitos da fase gasosa e também se desconsidera o efeito do gradiente térmico no fluxo da água (SIMUNEK *et al*., 2008).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[K_{ij}^{A}\left(\frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^{A}\right)\right] - S \qquad \text{Equação 79}$$

Nesta equação : h= potencial mátrico da água no solo, [L]; θ =umidade volumétrica da água, [L^3. L^{-3}]; t = tempo. [T]; x = coordenada espacial, [L];S = termo de sumidouro, [$L^3.L^{-3}.T^{-1}$].

$$K(h,x,y,z) = K_S(x,y,z) \cdot K_r(h,x,y,z) \qquad \text{Equação 80}$$

Onde Kr é a condutividade hidráulica relativa e Ks a condutividade hidráulica saturada

Neste modelo, θ(h) e K(h) serão descritas, respectivamente, pelos modelos de van Genutchen (1980) com a hipótese de distribuição dos poros de Mualem (1976).

Para avaliar cenários do comportamento hidráulico do perfil foram utilizadas as seguintes solicitações hidráulicas :

a) Drenagem livre

Nesse caso, as seções bidimensionais foram sujeitas as seguintes condições de fronteira: 1) Condição de fronteita superior de fluxo zero; 2) Condições de fronteira laterais impermeáveis; 3) Condição de fronteira inferior de drenagem, ou seja, gradiente hidráulico unitário entre a superfície e a condição de fronteira inferior.

b) Infiltração a partir de um caso de fluxo constante

As seções foram submetidas a fluxo constante de 0,3438mm/h . A condição de fronteira inferior foi a de drenagem livre, o que permite simular a infiltração de água em condições em que o lençol freático está muito distante da condição limite inferior. Na hipótese de drenagem livre, assume-se a hipótese de gradiente hidráulico unitário entre a superfície e a condição limite inferior. As condições laterais foram de fluxo e de pressão zero. Uma vez que os modelos são relativamente largos (30 m de largura), os efeitos de borda são considerados desprezíveis.

c) Fluxo variável a partir de uma série de precipitação pluviométrica

Para esse caso, utilizaram-se como condição de fronteira superior as condições atmosféricas, considerado que a bacia de infiltração é solicitado pelo escoamento superficial

direto resultante da ação da precipitação pluviométrica diária na área de captação. A série de precipitação utilizada foi uma série de 365 dias para o ano de 2010 da estação Bron/Lyon. Assim, o escoamento superficial foi transformado em fluxo de entrada conforme Equação 81.

$$F = P + \frac{C.P.A_{cap}}{A_{pav}} \qquad \text{Equação 81}$$

Onde C é o coeficiente de escoamento superficial, P é a precipitação pluviométrica diária; Acap é a área de captação da precipitação pluviométrica; e A_{pav} é a área superficial da bacia de infiltração.

5.4. OBSERVAÇÕES SOBRE A MODELAGEM BIDIMENSIONAL

Para a resolução numérica, partindo pela discretização no espacial, as seções foram construídas com uma malha em elementos finitos, através de elementos triangulares. Todas as seções interpretadas com o GPR que foram utilizadas na modelagem hidráulica possuem 30 m de comprimento e 4 m de profundidade. As dimensões das arestas dos elementos triangulares da malha em elementos finitos foi de 8 centímetros e o número de nós são da ordem de 30000 nós. A determinação da dimensão do elemento triangular for feita a partir de análise de sensibilidade, observando o impacto na malha no tempo de simulação, na convergência da solução e na resolução das cartas de umidade volumétrica e de prssão obtidas. Para discretização do tempo, o modelo possui um mecanismo de redução do passo de tempo para o caso de fortes variações da pressão permitindo evitar divergências.

A discretização do tempo consiste em trocar as derivadas temporais por diferenças finitas, segundo um esquema implícito para a transferência de água ($\partial\psi(\theta)/\partial t \approx (\psi^{t+1}-\psi^{t})/\Delta t$), onde t+1 faz referencia a um passo de tempo que está sendo calculado e t a o passo de tempo anterior. Como critérios de convergência, a cada passo de tempo, os processos se reproduzem até satisfazer um dos dois critérios seguintes definidos pelo modelador : a) critério de convergência : isso significa que para todos os nós, a mudança absoluta da pressão ψ entre duas iterações deve ser menor que uma tolerância fixa.

O mesmo ocorre para a umidade volumétrica. b) critério de estabilidade: o modelador utiliza um número máximo de iterações para cada passo de tempo. Três eventos foram modelados: drenagem a partir de um estado próximo da saturação de água e infiltração inicial induzida pelo fluxo constante fixado na superfície, imitando um evento de chuva, usando a opção de condição limite atmosférica. A condição inicial para o caso de drenagem foi fixada em - 0,01 m$H_2$0, isso permite simular o caso de drenagem para a seção partindo de condições próxima a saturação, no caso do evento de chuva, uma condição inicial de -5mH_2O foi utilizada.

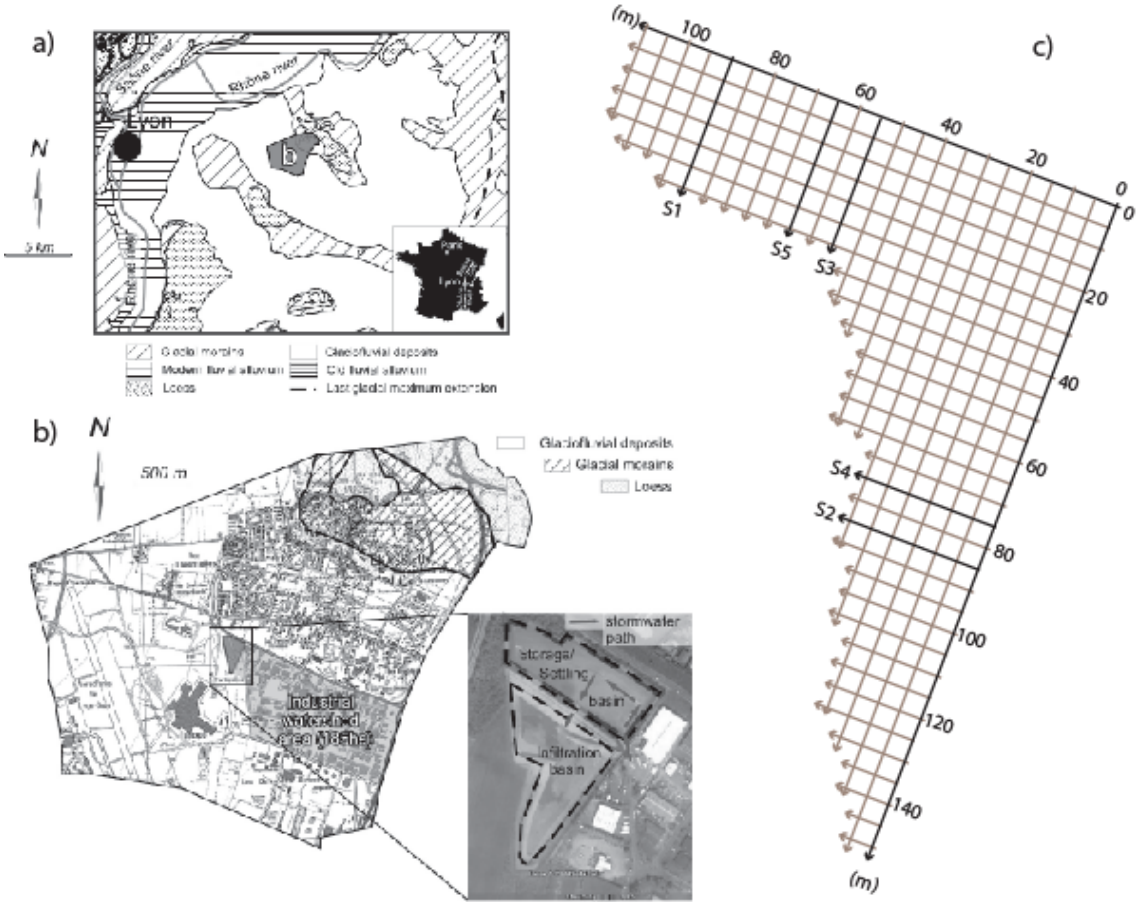
Neste estudo, o acúmulo de água na superfície do solo foi negligenciado. A carga hidráulica máxima permitida na superfície do solo, que permite o cálculo do fluxo real de água na condição limite superior para a o caso de condições atmosféricas , foi fixada no valor padrão , ou seja, 0,0 .

5.5. INDICADORES DE HETEROGENEIDADE ESTRUTURAL

Foi realizada uma descrição do depósito fluvioglacial nas escalas da textura e das estruturas arquiteturais do depósito. A escala estrutural é uma representação da escala das estruturas sedimentológicas, composta por diferentes conjuntos de litofácies que correspondem a um depósito que é produto de processos particulares ou de uma sucessão de processos que ocorrem durante a formação de uma estrutura sedimentológica (MIALL, 1978). Esses corpos sedimentares são chamados de unidades arquiteturais (HEINZ *et al*., 2003). A escala textural é caracterizada como uma estratificação uniforme caracterizada por diferentes particularidades litológicas (composição mineralógica, tamanho dos grãos, camadas e estruturas sedimentares) e correspondentes a um evento de deposição individual (MIALL, 1978).

Igualmente, as litofácies e as unidades de depósito do depósito fluvioglacial estudado foram caracterizadas por Goutaland *et al*. (2008). Esses autores realizaram uma descrição do depósito usando o código sedimentológico proposto por Miall (1978) e estendido por Heinz *et al*. (2003). Através dos resultados obtidos por Goutaland *et al*. (2013) a partir de um estudo da escavação de uma trincheira na bacia de infiltração, foram interpretadas seis seções GPR a partir de um sistema de coordenadas detalhado na Figura 20 (Seções S1,S2,S3,S4 e S5).

Figura 20. a) Características Geológicas do leste da cidade de Lyon; b) localização do sítio de estudo no distrito de Chassieu. A bacia de infiltração Django Reinhardt sobre um depósito fluvioglacias com espessura da zona não saturada de 13m; c) Layout do sistema de coordenadas retangulares utilizado para a aquisição com o GPR.



Fonte: O autor

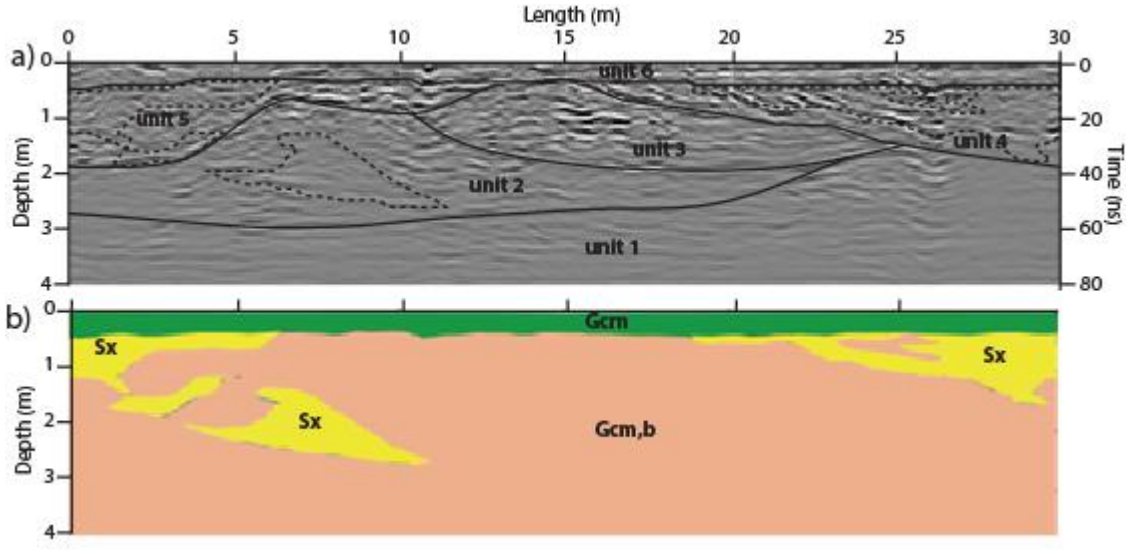
A Figura 21 mostra um exemplo de interpretação para a seção GPR S1. A interpretação proposta foi conduzida considerando seis grandes estruturas propostas por Goutaland *et al.* (2008), denominadas unidades 1, 2, 3, 4, 5 e 6 a partir do topo da seção (Figura 36a).

Dois níveis distintos foram observados para os primeiros 4 metros do depósito fluvioglacial:

> – um primeiro nível (primeiros 0.5 m) correspondente à deposição de partículas de alta energia, relacionadas com a origem e presença de várias partículas de areia e cascalho dos mais variados tamanhos (Gcm litofácies). Este nível ou unidade de depósito corresponde à unidade estrutural 6 .

– um nível mais baixo (localizado a profundidades > ~0.5 m, em média) que corresponde a um sistema de depósito em trança, conduzindo a estruturas em forma de paleocanal preenchidas por (litofácies do tipo S-x, Gcm e Gcm,b), com propagações de cascalho (litofácies do tipo Gcm,b). Esse nível corresponde às unidades estruturais de 1-5.

Figura 21. a) Seção representative do GPR com antenna de 200 MHz. Presença dos principais reflectores GPR; b) Interpretação das principais litofácies (Sx : areia, Gcm : areia e cascalho, Gcm,b : areia e cascalho bimodal).



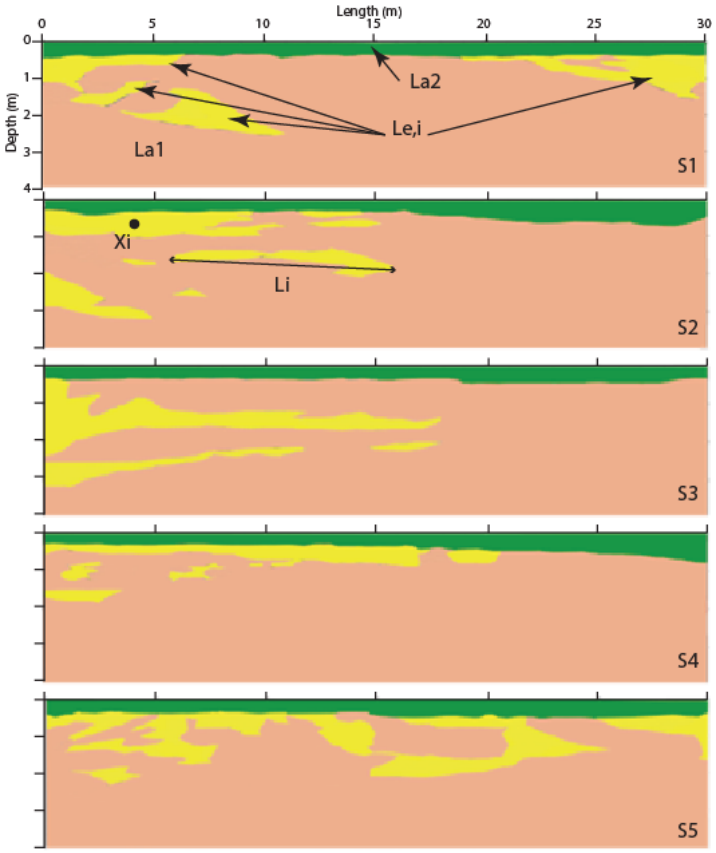
Fonte: O autor

Nessas ultimas unidades, três diferentes litofácies são presentes (GOUTALAND *et al*., 2008): areias médias (Litofácies do tipo S-x), areia e cascalhos mistos, com uma fração predominante do tipo cascalho (litofácies do tipo Gcm) ou com uma distribuição granulométrica bimodal (litofácies do tipo Gcm,b). A composição entre areia e cascalhos mistos constituem as litofácies predominantes de um depósito fluvioglacial.

Goutaland *et al* . (2005) forneceram uma interpretação sedimentologica de cada litofácies presente no subsolo da bacia de infiltração Django Reinhardt. As areias são resultantes de um depósito formados através de fluxos mais lentos quando comparados ao cascalho, as litofácies do tipo Gcm são resultantes de um depósito com fluxo elevado . As litofácies do tipo Gcm,b são formadas pela migração de dunas de cascalho. Estas considerações permitem definir as condições limites de cada litofácies em todas as seções e

estando representadas para uma seção específica na Figura 21b e para todas as seções estudadas na Figura 22.

Figura 22. Representação litológica esquemática das 5 seções estudadas; La1: materiais mais importantes (Gcm,b : areia e cascalho, granulometria bimodal); La2: camada de superfície (Gcm : cascalho arenoso); Le,i : inclusões de areia (Sx); Xi : abscissa do centro de gravidade da inclusão i; Li: comprimento máximo da inclusão i (i = 1 a n, sendo n o número de inclusões).



Fonte: O autor

As diferentes seções foram descritas em termos da heterogeneidade litológica usando uma série de indicadores estruturais ou arquiteturais. Esses indicadores foram definidos objetivando descrever e quantificar de maneira simples as informações geométricas associadas às principais litofácies presentes na seção advindas do processo de interpretação. As informações pretendidas com o uso dos indicadores são: o percentual do material mais abundante quando comparado com a superfície total da imagem, a porcentagem média de inclusões; o comprimento máximo das inclusões; o centro de gravidade das inclusões. Esses indicadores são definidos matematicamente a partir das Equações 82, 83, 84, 85 e 86.

Os indicadores F se referem ao percentual de ocupação de cada litofácies em uma área definida por uma dada imagem GPR já interpretada. Nesse trabalho foram propostas um

indicador relacionado ao material mais abundante, outro indicador relacionado ao percentual ocupado pelo primeiro horizonte do solo que controla o fluxo na interface com a atmosfera e um indicador ligado ao total de inclusões ou lentes que estão dispersos em uma litofácies ou material mais abundante.

O indicador F_M é definido como a relação entre a superfície do material mais abundante (S_M) e a superfície total da seção GPR (STC).

O indicador F_{La} (Figura 22, La) é definido como a relação entre a superfície da estrutura sedimentológica que faz fronteira com a atmosfera (S_{La}) e a superfície total da seção ou imagem GPR (STC).

O indicador F_{Le} (Figura 22, Le) é definido como a relação entre a superfície total de inclusões e a superfície total da seção GPR (STC).

$$\begin{cases} F_M = \dfrac{S_M}{STC} \\ F_{La} = \dfrac{S_{La}}{STC} \\ F_{Le} = \dfrac{\sum_i A_i}{STC} \end{cases}$$ Equação 82

Os indicadores IDC e IDCL quantificam o grau de obstrução a partir da soma dos comprimentos totais de cada inclusão e a partir do comprimento máximo respectivamente, e finalmente, X_{Gc} define o centro de gravidade das inclusões.

$$IDC = \frac{\sum_i^n L_i}{L}$$ Equação 83

$$IDCL = \frac{L_M}{L}$$ Equação 84

$$L_M = \max\left(L_i\right)$$ Equação 85

$$x_{GC} = \frac{\sum_{j=1}^{n} x_i A_i}{\sum_{j=1}^{n} A_i}$$

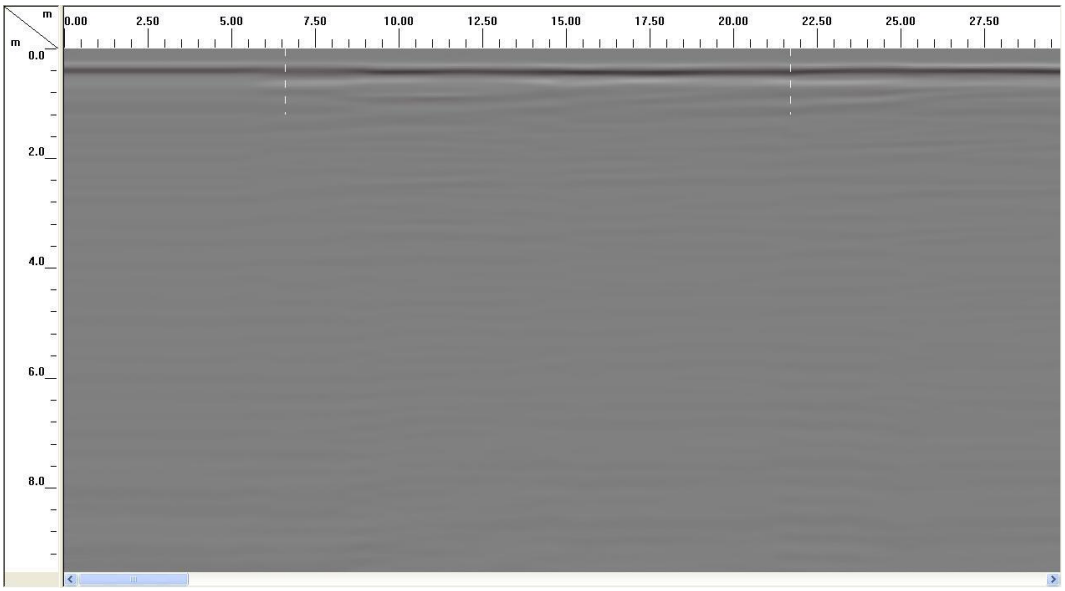
Equação 86

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1.1. Tratamento da Imagem

Para auxiliar na interpretação da imagem bruta (Figura 23), de modo a elevar a imagem a um nível de qualidade suficiente para a identificação de suas nuanças geológicas são aplicados os seguintes procedimentos de tratamento utilizando o software Radan 3D.

Figura 23. Imagem GPR Bruta. Tratamento a 200MHZ.



Fonte: O autor.

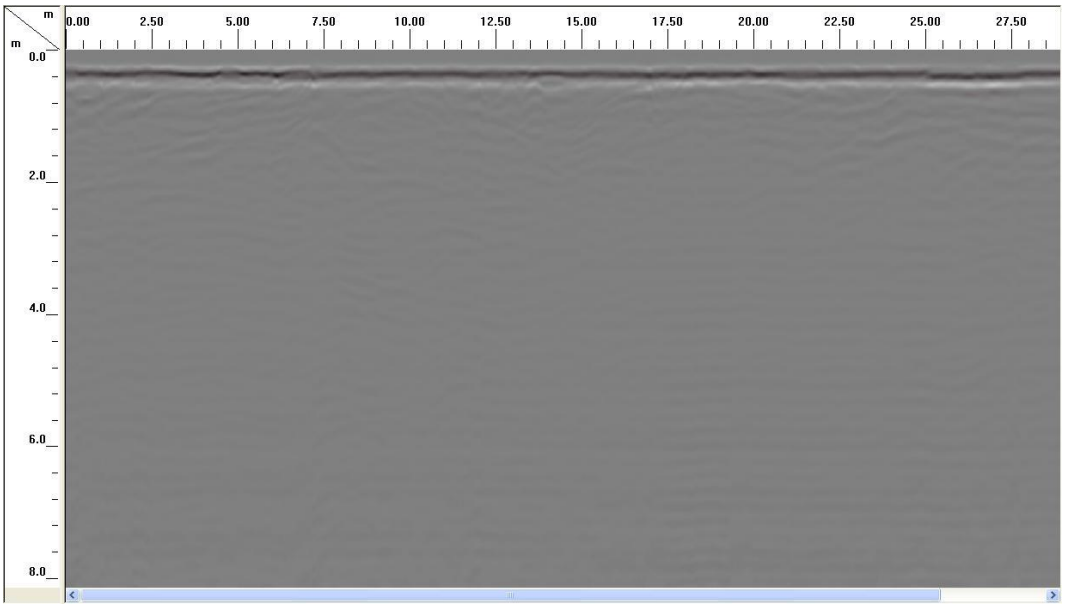
a. Distance Normalization " Normalização em distância"

Na aquisição, assume-se que o operador se movimenta com o equipamento com uma velocidade constante, tal hipótese não se confirma na realidade. Assim, esse tratamento visa corrigir a não uniformidade da velocidade de condução do equipamento. No momento da aquisição através de um sistema de coordenadas, se aconselha a condução do GPR com a menor velocidade possível pelo condutor. Isso permite uma maior emissão de pulsos por segundo que gera uma imagem com maior quantidade de sinais diminuindo as incertezas na fase de interpretação (Figura 24).

b. Correct Position "Correção de posição"

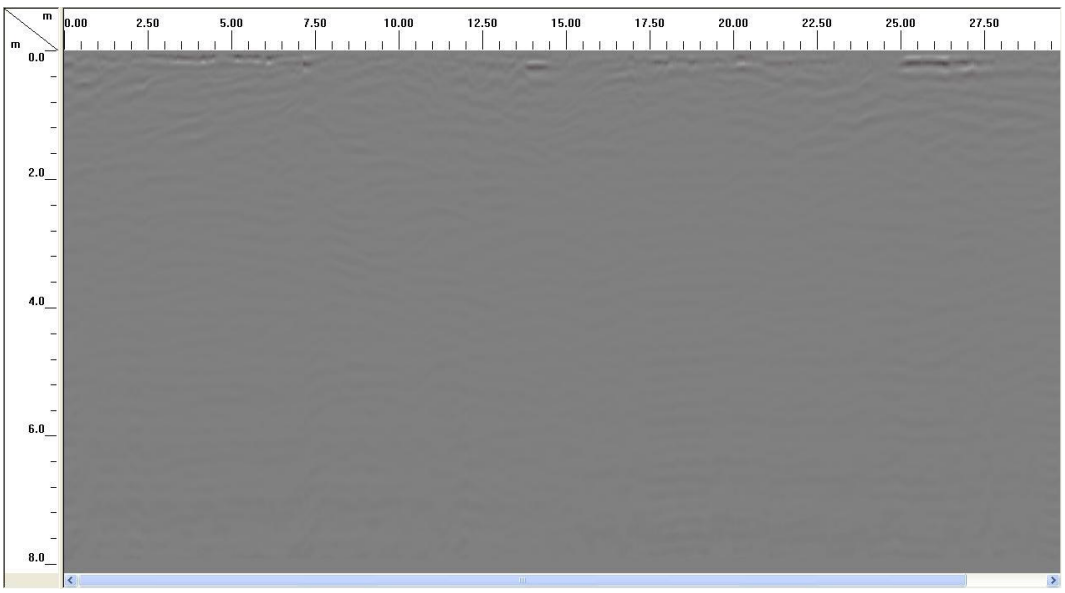
No momento da aquisição, a antena não está totalmente aderida ao solo. Pequenas irregularidades do terreno de estudo fazem com o que o GPR identifique uma pequena camada de ar que deve ser cortada nesse tratamento. Deve-se tomar cuidado para que no momento do corte da camada de ar(primeiros 50 cm da Figura 13), não seja cortado também uma parcela da superfície do solo, o que induziria a uma perda de informação (Figura 25).

Figura 24. Imagem GPR com o tratamento da normalização em distância. Tratamento a 200MHZ.



Fonte: O autor.

Figura 25. Seção GPR após a aplicação do tratamento do 'Correct Position e Backgrond Removal'. Tratamento a 200MHZ.

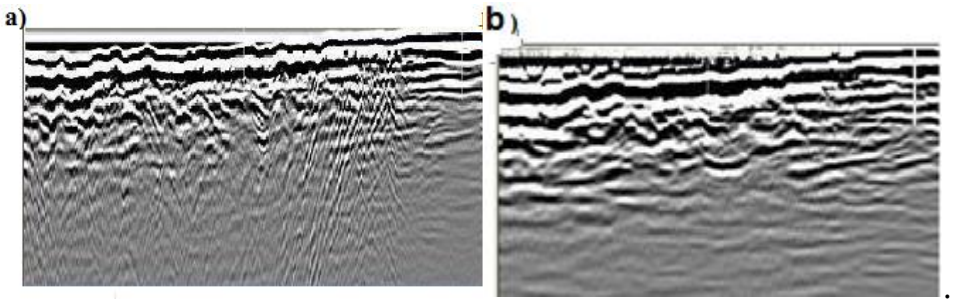


Fonte: O autor.

c. Migração

A energia do sinal emitido é atenuada á medida que a onda EM percorre uma maior profundidade, além disso, o encontro de um objeto mais raso submete a onda eletromagnética ao fenômeno de difração e deste modo a energia de propagação é menor do que quando ela foi gerada. Sendo assim, objetos mais profundos podem ser obscurecidos, causando uma má interpretação da imagem. Outra utilidade desse tratamento é a correção de distorções de geometria e tamanho das imagens dos objetos enterrados no subsolo (Figura 26).

Figura 26. Seção GPR após a aplicação do tratamento da migração. Tratamento a 200MHZ. a) Seção sem o tratamento da migração; b) Migração com V=0,133 m/ns.



Fonte: O autor.

A migração pode ser executada a partir dos métodos de Kirchoff e Soma Hiperbólica.Ela permite fazer desaparecer a difração (hipérboles de difração). Um segundo interesse da aplicação desse tratamento é transformar o tempo duplo de percurso da onda eletromagnética em distancia (profundidade). Para isso, é necessário a informação da velocidade média de propagação da onda eletromagnética e do perfil de onda eletromagnética.

d. Background Removal " Remoção de imagens de fundo"

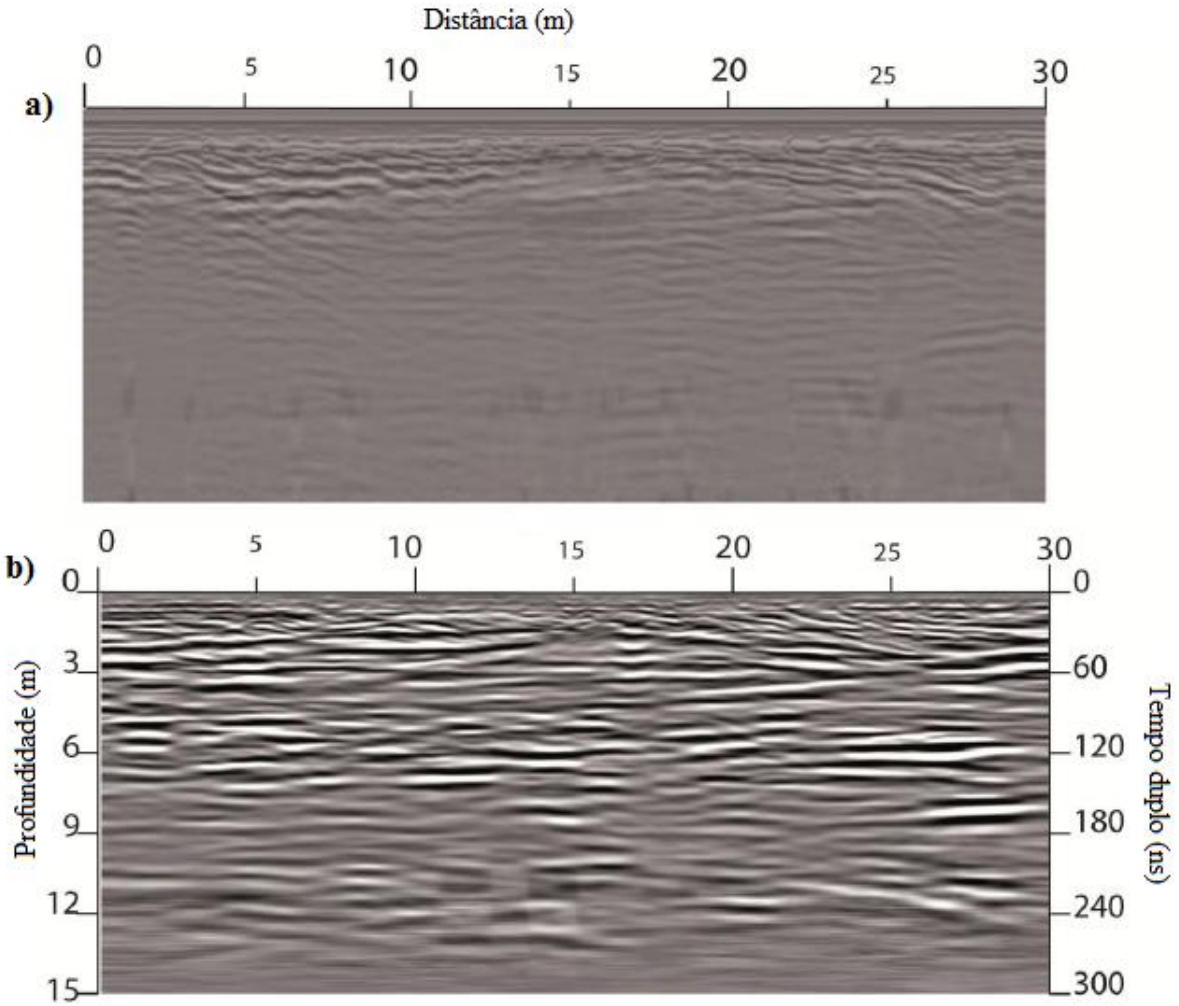
Esse tratamento permite suprimir reflectores horizontais na profundidade onde a amplitude é constante.

e. Range Gain

Um ganho específico é aplicado ao sinal com o objetivo de aumentar sua amplitude em profundidade e diminui-la próximo a superfície. Dessa maneira, é possível ter um sinal mais

homogêneo. Isso permite obter os reflectores que estavam pouco visíveis. O ganho aplicado a um radargrama pode ser de três maneiras: linear, exponencial e automático. A aplicação de um ganho exponencial é demonstrada na Figura 27. Sendo a Figura 27 (a) a imagem sem a aplicação do tratamento e a Figura 27(b), a imagem com a aplicação do tratamento. Recomenda-se não saturar de maneira elevada o ganho, uma vez que isso pode deformar o sinal eletromagnético, revelando estruturas e sinais que não correspondem a assinatura geológica dos materiais.

Figura 27. Seção final GPR após a aplicação do tratamento do Range Gain. Imagem obtida com antena de frequência central de 100MHz. a) Imagem sem a aplicação do tratamento do range gain; b) Imagem com a aplicação do tratamento do range gain.

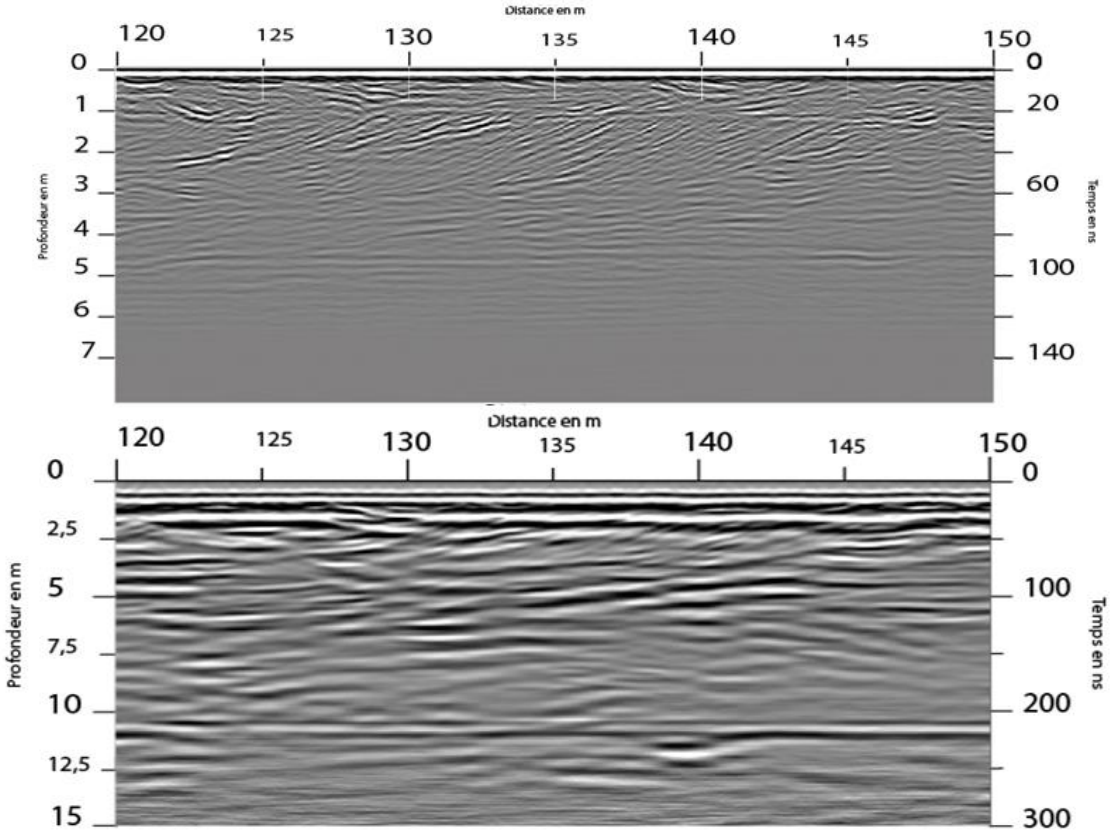


Fonte: O autor.

6.1.2. Interpretação a 100 MHz vs 200MHZ

As imagens GPR obtidas ao longo de uma mesma seção longitudinal a partir de antenas de 100MHz e 200 MHz são demonstradas pela Figura 28. Observa-se que para a frequência de 200MHz, a profundidade máxima de penetração chega a aproximadamente sete metros. No entanto, reflectores importantes são observados até a profundidade de cinco metros.

Figura 28. Radargramas realizados ao longo de uma mesma seção com a utilização de uma antena de 100 MHz (abaixo) e 200 MHz (acima).



Fonte: O autor.

A partir de cinco metros de profundidade a energia do sinal é atenuada, dificultando a interpretação e a identificações de informações no tocante a heterogeneidade do subsolo. ´Para a antena de 100MHz, a profundidade de penetração atinge cerca de 15 metros de profunidade. A maior profundidade de penetração é a vantagem da aplicação de uma antena de baixa frequência.

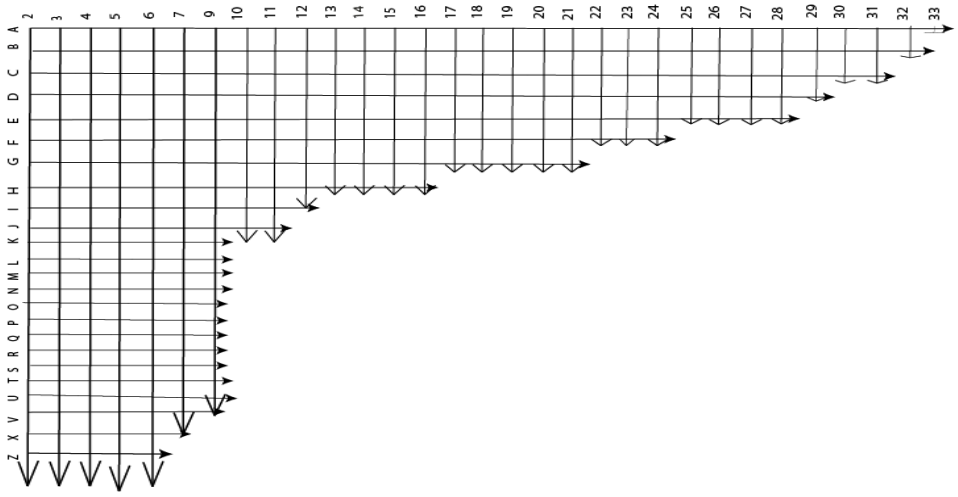
Isso pode permitir identificar a profundidade do lençol freático. A desvantagem da antena de 100MHz em comparação com a de 200MHz é a resolução. A antena de 200MHz possue menor profundidade de penetração mas maior resolução permitindo identificar uma

maior quantidade de detalhes. A antena de 100MHz permite identificar as grandes estruturas, mas se perde informação uma vez que não se observa as estruturas mais pequenas.

Interpretação a 200MHZ

A aquisição de imagens GPR foi realizada com a ajuda de um sistema de coordenadas construído sobre a superfície da bacia de infiltração. O sistema de coordenadas é composto por 32 linhas longitudinais e 24 linhas transversais. O espaçamento entre as linhas é de 5 m. A Figura 29 apresenta o sistema de aquisição utilizado para a aplicação do radar geológico.

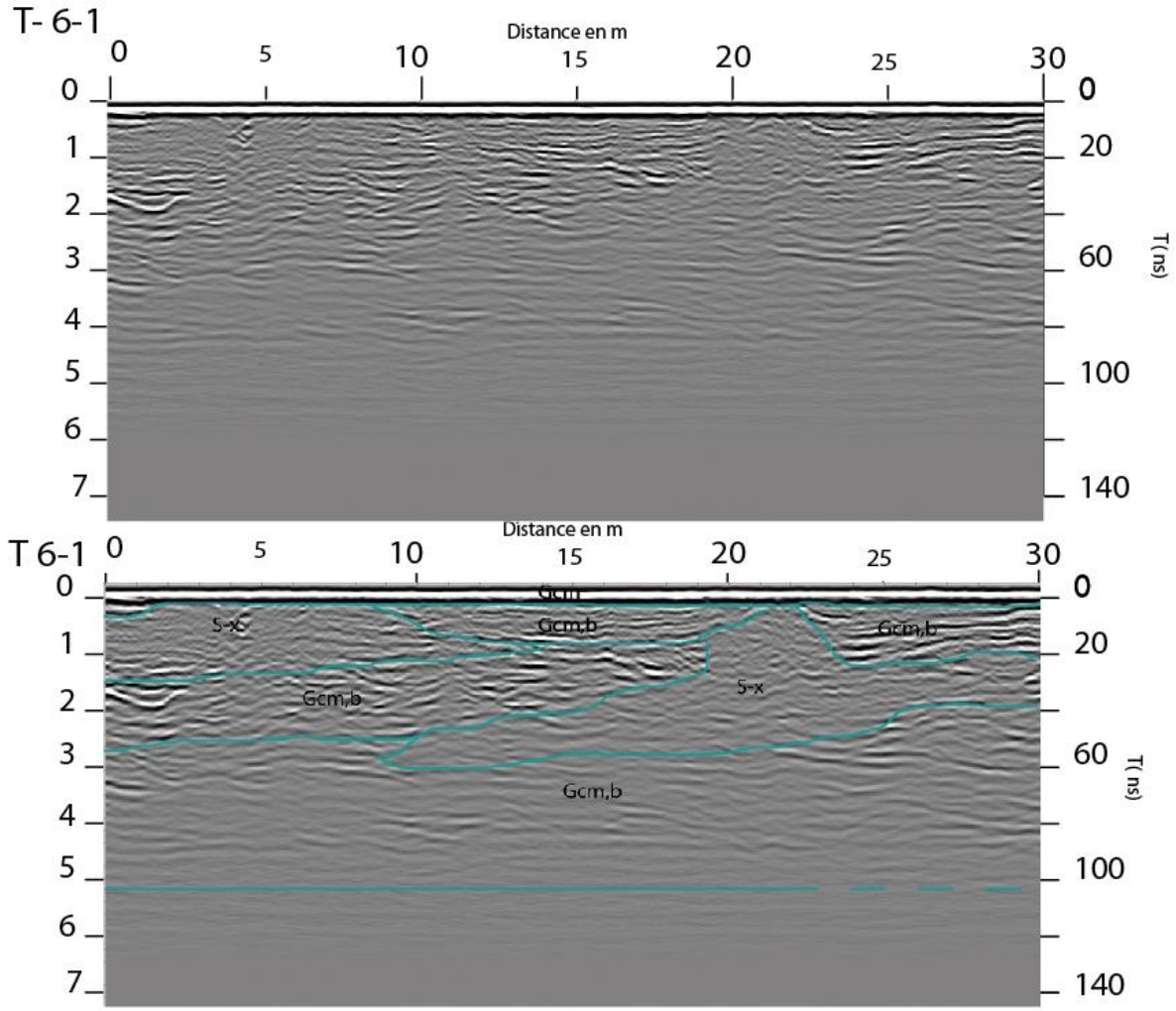
Figura 29. Sistema de coordenadas utilizado para a antena com frequência de 200 MHz.



Fonte: O autor.

A Figura 30 demonstra as seções tratadas e interpretadas para a seção transversal T-6 da bacia de infiltração Django Reinhardt. Uma estrutura com um reflector longo e contínuo é observada na superfície da seção. Esse tipo de sinal é característico da litofácies do tipo Gcm. Essa camada é formada a partir de sedimentos de origem antrópica que são depositados na superfície da bacia de infiltração Django Reinhardt. Na bacia de infiltração, a espessura dessa camada varia de 30 cm a 50cm.Essa camada apresenta uma variabilidade temporal, em função da dinâmica de transporte de sedimentos advindos da água de escoamento superficial. Lassabetere *et al*. (2010), encontrou valores variando de 15 a 30 cm para o mesmo local.

Figura 30. Imagem GPR obtida a partir de uma aquisição de uma antena de 200 MHz. Seção tratada (acima) e interpretada (abaixo).



Fonte: O autor.

A seção é também composta em sua maioria pelo Gcm,b. A presença desse material é caracterizada pela natureza dos reflectores. A partir da profundidade de 3 m e até a profundidade de 4 m, a seção apresenta uma elevada densidade de reflectores curtos e paralelos. Esse tipo de sinal é característico de estruturas que possuem em sua composição uma maioria do cascalho bimodal.

Duas camadas de areia são também identificadas. A caracterização da camada arenosa é feita a partir da identificação dos sinais com uma atenuação elevada. Nas seções, é possível identificar uma primeira inclusão de areia entre as distancia (de 0 até 10 m (horizontal) e de 0 até 1 m de profundidade, aproximadamente). Uma segunda camada arenosa é identificada entre 10 e 30 m de comprimento. Essa camada é observada a partir da profundidade de 3 m e sua espessura aumenta até a distancia de 23 m, onde a partir disso, é encontrado uma camada

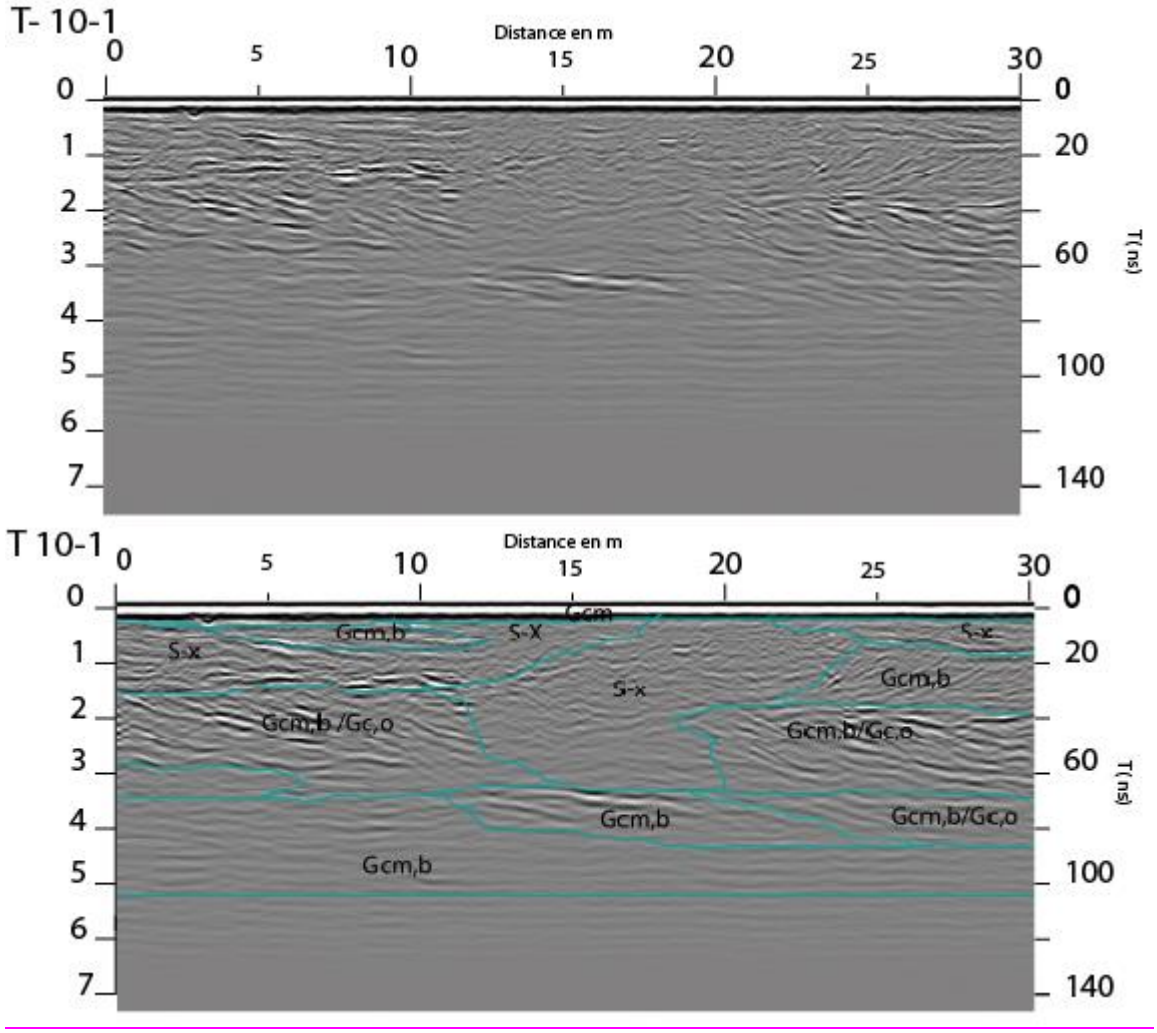
do Gcm,b. A partir da distancia de 23 m, a camada arenosa mergulha e pode ser identificada até as profundidades de 20 a 40 ns.

Para essa seção, a partir de 5 m de profundidade, não é possível interpretar com precisão a natureza dos reflectores. Isso acontece devido ao fenômeno de atenuação da onda eletromagnética, uma vez que a antena de 200 MHz possui uma profundidade de penetração teórica, isso é, em condições ideais, de 9 m (Jol *et al*, 1999). No presente caso, atingir uma profundidade de penetração de aproximadamente 5 m, demonstra a performance da antena de 200 MHz em reais condições de utilização, onde o contraste de umidade e a compactação do subsolo, mesmo que desconhecidas, influenciam a eficácia na identificação de estruturas em profundidades próximas ao limite teórico.

As imagens GPR tratadas e interpretadas para a seção transversal T-10 da bacia de infiltração Django Reinhardt são demonstradas na Figura 31. Nessa seção é possível observar 4 litofácies. Da mesma maneira que na seção T-6, se pode encontrar na superfície uma estrutura caracterizada por apresentar um reflector longo e contínuo, apresentando um sinal característico da presença da litofacies do tipo Gcm. A seção é também composta por uma estrutura composta predominantemente por uma litofácies do tipo areia.

As camadas arenosas são determinadas a partir da identificação de uma fraca ou pequena presença de reflectores (baixa densidade de reflectores) e uma atenuação do sinal. As camadas arenosas foram observadas próximas à superfície, demonstrando o forte efeito de atenuação da onda eletromagnética gerada pela facie do tipo areia, nesse caso, a energia da onda eletromagnética apresenta bastante potência por estar mais próxima da antena emissora, no entanto, tal potencia não é suficiente para apresentar reflectores em função da atenuação gerada pela estrutura da litofácies do tipo areia.

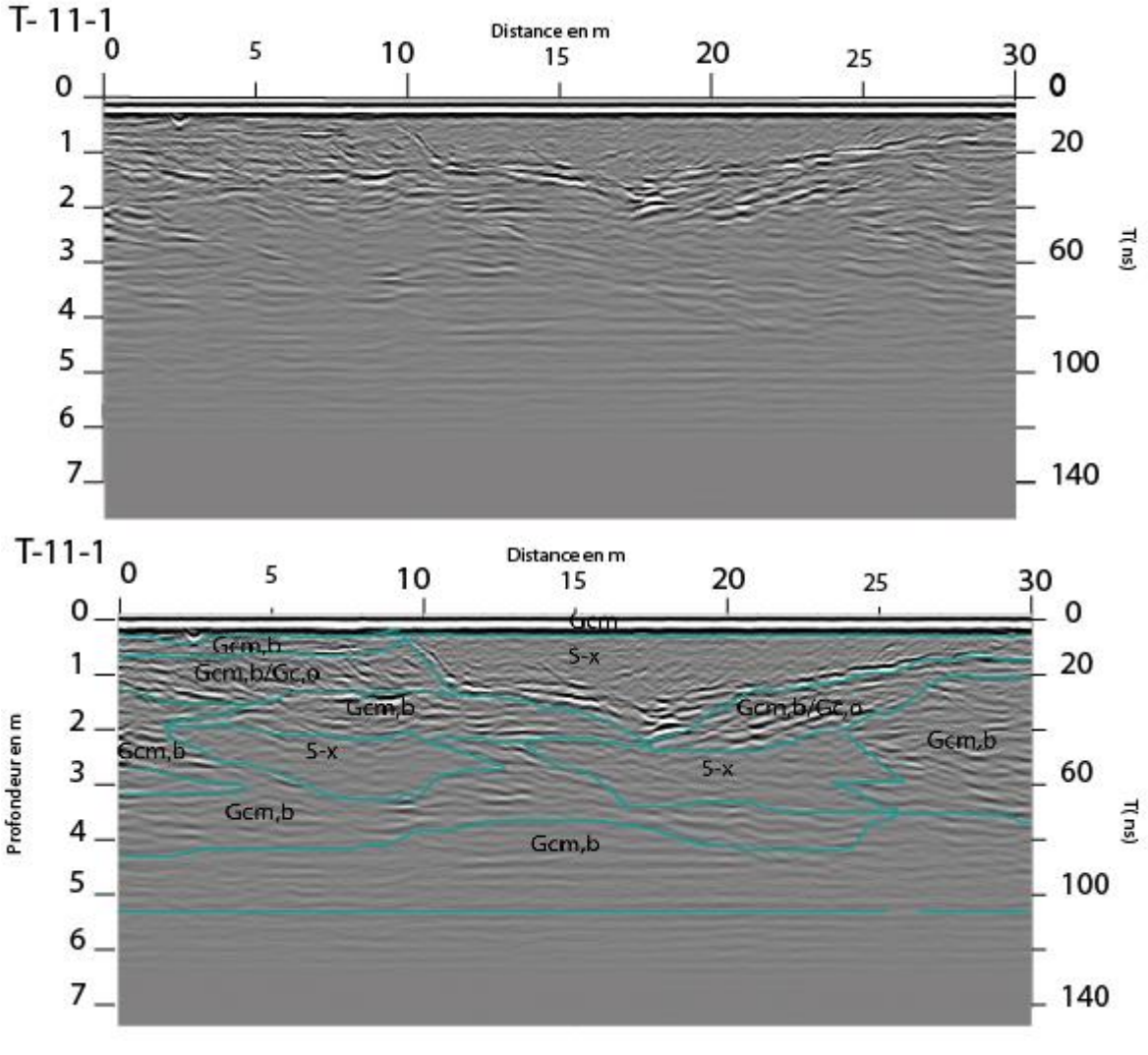
Figura 31. Imagem GPR obtida a partir de uma aquisição de 200MHz. Seção tratada (acima) e seção interpretada (abaixo).



Fonte: O autor.

São também notadas a presença de uma alternância entre as litofácies Gcm,b/ Gco. Essa transição é demonstrada com a presença de estruturas que possuem sinais oblíquos. Essas estruturas apresentam inclinação de aproximadamente 14°, sendo caracterizadas por um efeito local do Gco. Basicamente, essas camadas são formadas a partir da alternância entre o cascalho bimodal (Gcm,b) e do cascalho de granulometria uniforme (Gc,o). A porção com maior atenuação do sinal, ocorre entre os reflectores inclinados, demonstrando a presença da litofácie do tipo Gcm,b. Os reflectores inclinados entre o Gcm,b indicam as litofácies do tipo Gc,o. Interpretação similar pode ser realizada para as seções T11 e T13 (Figuras 32 e 33).

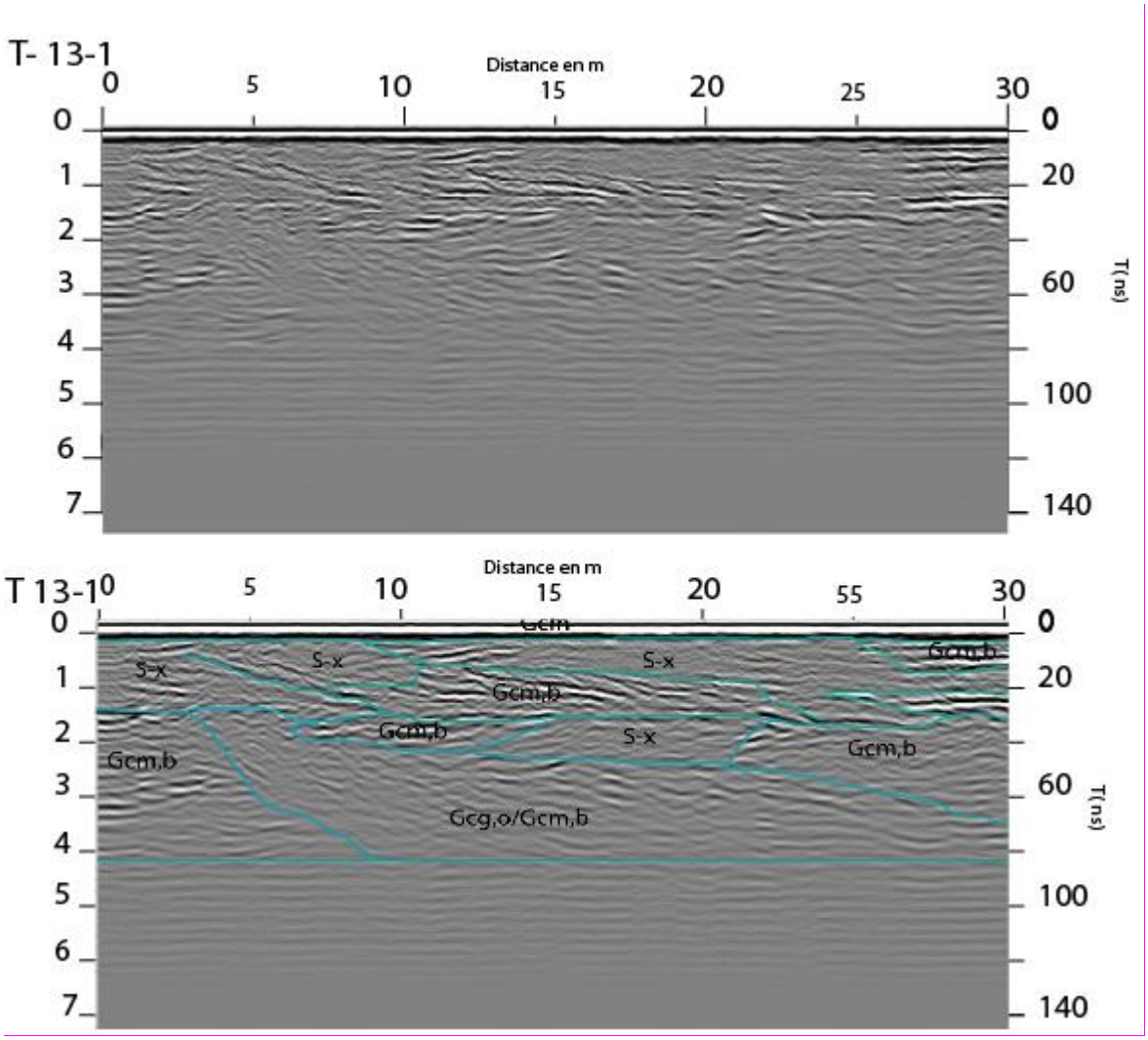
Figura 32. Imagem GPR obtida a partir de uma aquisição de 200MHz. Seção tratada (acima) e seção interpretada (abaixo).



Fonte: O autor.

As heterogeneidades estruturais encontradas sobre cada um das seções investigadas correspondem a dados pontuais em duas dimensões da heterogeneidade sedimentar. Assim, para avaliar melhor o efeito dessas heterogeneidades sobre os escoamentos em zona não saturada da bacia de infiltração, é necessário uma representação espacial das várias litofácies do depósito fluvioglacial subjacente à bacia de infiltração.

Figura 33. Imagem GPR obtida a partir de uma aquisição de 200MHz. Seção tratada (acima) e seção interpretada (abaixo).

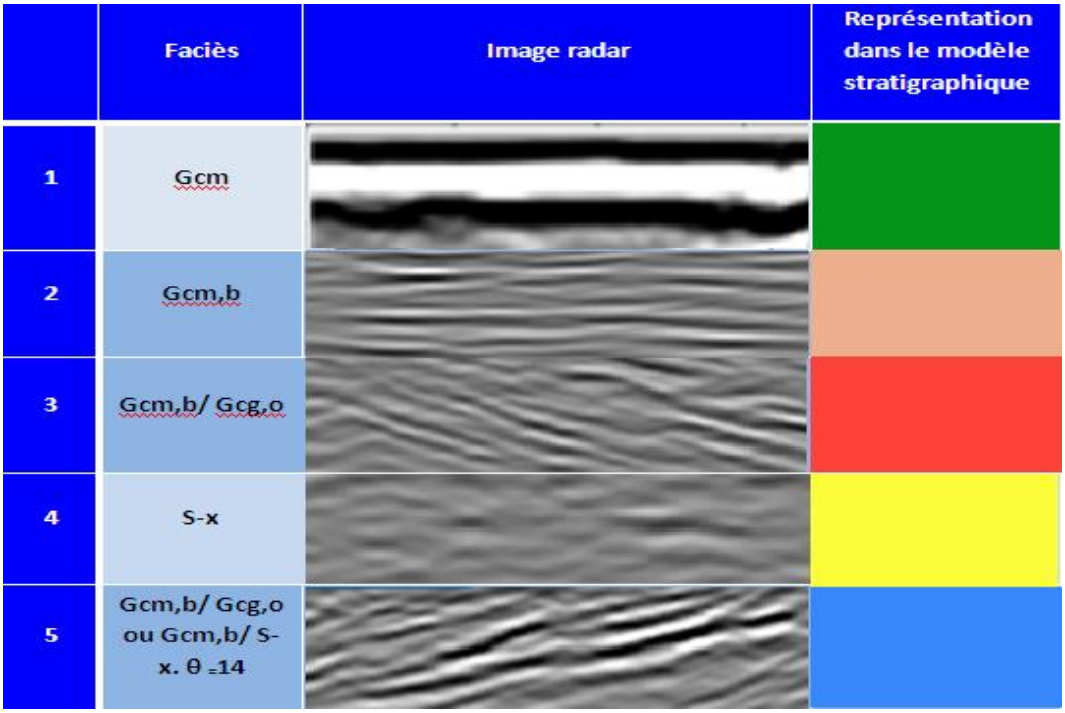


Fonte: O autor.

As seções analisadas e representadas em duas dimensões fazem aparecer sobre cada uma delas, facies geofísicas, que se reencontram geralmente com as seções adjacentes. Assim, é possível aproximar a realidade construindo as facies geofísicas por extensão lateral . O conjunto dessas interfaces entre as facies geofísicas (superfície radar no caso de uma seção GPR) pode, portanto ser representada em três dimensões, por interpolação das interfaces entre as seções adjacentes.

No momento da criação do bloco 3D, cores são associadas as facies das seções radar. Isso é realizado a partir da utilização do software Rockworks (Figura 34).

Figura 34. Interpretação do modelo estratigráfico realizado a partir das imagens obtidas e interpretadas com a antena de 200 MHz.



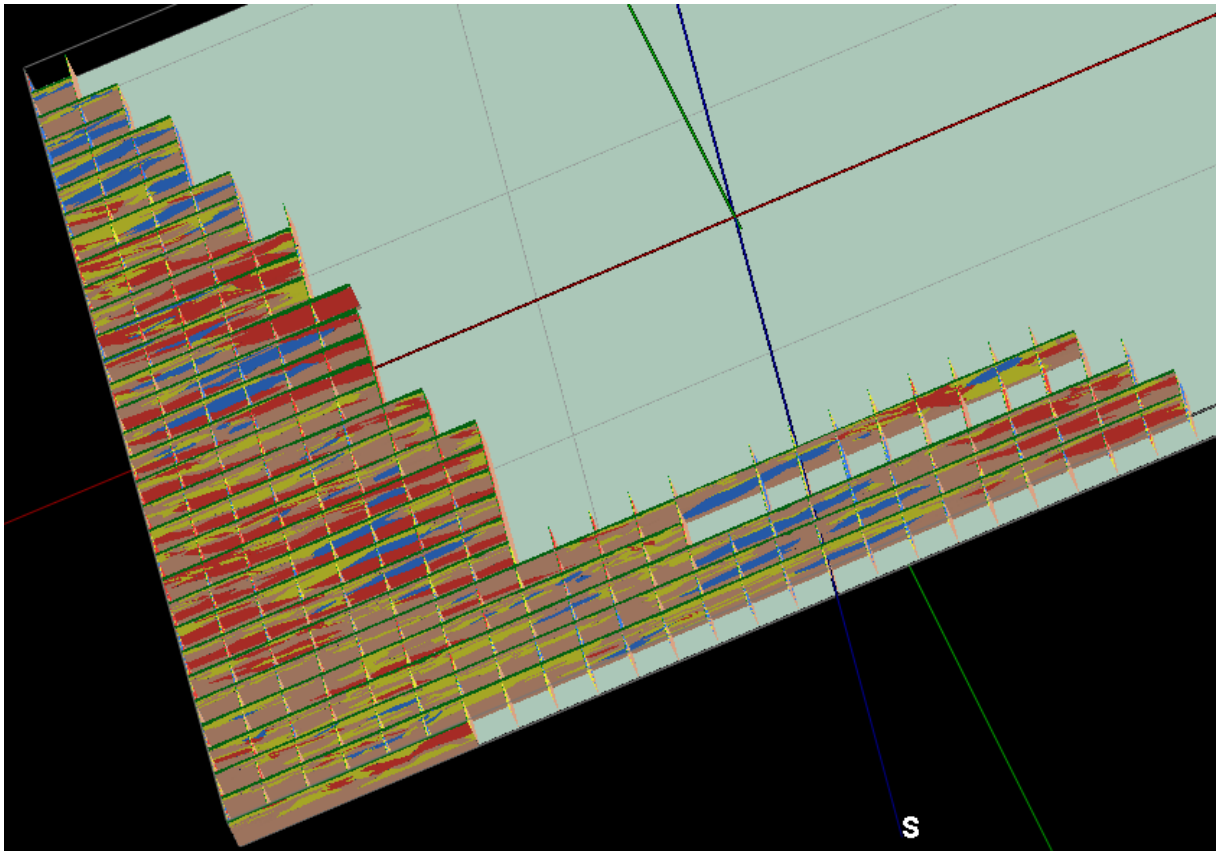
Fonte: O autor.

No mais, a representação no espaço das diferentes facies fluvioglaciares evidencia a relativa continuidade da heterogeneidade no espaço. Essa continuidade espacial é particularmente visível na Figura 34.

A facie Gcm, representado pela cor verde, é relativamente plana e está presente na superfície (primeiros 50 cm da bacia). As facies, representadas pela cor amarela está associada às camadas de areia (S-x). Nesse caso, paleocanais compostos por camadas de areia podem ser observados. O material mais abundante do subsolo da bacia de infiltração é o Gcm,b. No entanto, alternâncias de cascalhos de granulometria uniforme e cascalhos arenosos bimodais não podem se negligenciados (cor vermelha e azul) (Figura 34 e Figura 35).

A interpretação tridimensional permitiu evidenciar os elementos arquiteturais como as estruturas de preenchimento (preenchimento do canal ou de canais de erosão) correspondentes as macroformas do depósito descritas em sistemas aluviais como, por exemplo, sistemas em trança e migração de dunas de cascalho. Essa caracterização tridimensional na escala da bacia de infiltração permitirá, dentre outras coisas, de iniciar uma modelagem global do fluxo dos escoamentos de água, e, além disso, a transferência de contaminantes entre a superfície da bacia de infiltração e o lençol freático.

Figura 35. Representação espacial das fácies geofísicas: modelo pseudo-3D. Modelo pseudo 3D obtido a partir da interpretação dos radagramas obtidos com a antena de 200MHz.3D.



Fonte: O autor.

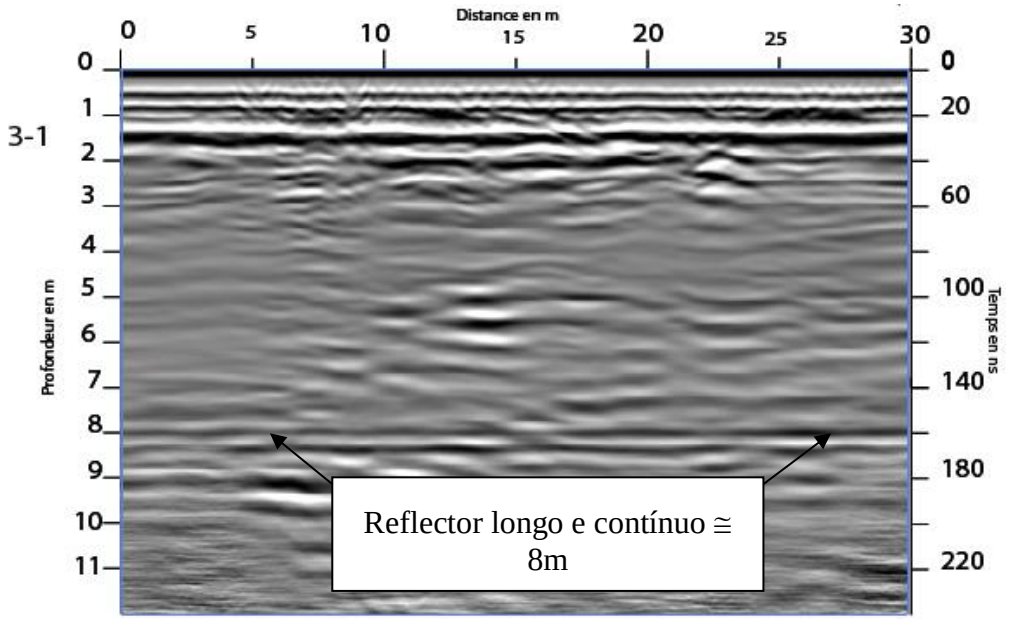
Em meios heterogêneos, a possibilidade de poder observar ou não o avanço da frente de molhamento depende não apenas do contraste de propriedade dielétrica entre o solo seco e o solo úmido, mas também estará relacionado ao contraste de propriedades geofísicas entre as regiões de baixa permeabilidade e de elevada permeabilidade. Em todos os casos, a umidade possui uma enorme influencia na atenuação do sinal, podendo-se gerar erros na interpretação da estrutura geológica.

Essas dúvidas são mais comuns quando se utiliza antena de baixas frequência como as antenas de 100 MHz e 50 MHz. Essas antenas são mais adequadas para determinar a geometria das grandes estruturas geológicas (escala intermediária, com dimensões características de ordem métrica à decamétrica), no entanto, embora permitam observar as condições de fronteira das estruturas, a interpretação sobre o que existe dentro das estruturas pode ser influenciada pela umidade que age atenuando o sinal de propagação, apagando ou deixando menos evidentes reflectores característicos da assinatura geológica que permitiria identificar uma outra litofácies.

Nesse caso, se a dúvida quanto a interpretação for próxima a superfície, pode-se utilizar a informação proveniente de outra antena GPR (caso tenha) ou combinar a informação com outra técnica de investigação(YEBOHA- FORSON *et al*., 2014). No entanto, os casos mais comuns de dúvidas são em profundidade e próximas ao lençol freático, principalmente na zona de franja capilar. Nessa região o conteúdo de água elevado gera uma atenuação do sinal que pode criar um reflector paralelo levando a interpretações errôneas da profundidade do lençol freático e também das litofácies.

Como exemplo, a Figura 36 demonstra a imagem radar inicialmente obtida a partir de uma antena de frequência de 100 MHz. A partir da imagem observa-se um longo reflector horizontal e contínuo ao longo do comprimento da seção na profundidade de 8 m. Durante a fase de interpretação, a primeira hipótese foi que esse reflector indicaria o lençol freático, no entanto, essa hipótese foi descartada uma vez uma medida da profundidade exata do lençol freático realizado com um sensor de pressão evidenciou que o lençol na realidade se encontrava a 10,5 m de profundidade.

Figura 36. Imagem GPR inicialmente obtida com a antena GPR. Velocidade propagação da onda eletromagnética de 0,1m/ns.



Fonte: O autor.

Após a obtenção da posição real do lençol freático (Figura 37), análises de sensibilidade foram realizadas utilizando o tratamento da migração. Assim, nesse tratamento a velocidade de propagação da onda eletromagnética indicou o valor de 0,133 m/ns, valor esse que posiciona o refletor que antes estava na posição de 8 m para a sua posição correta (Figura

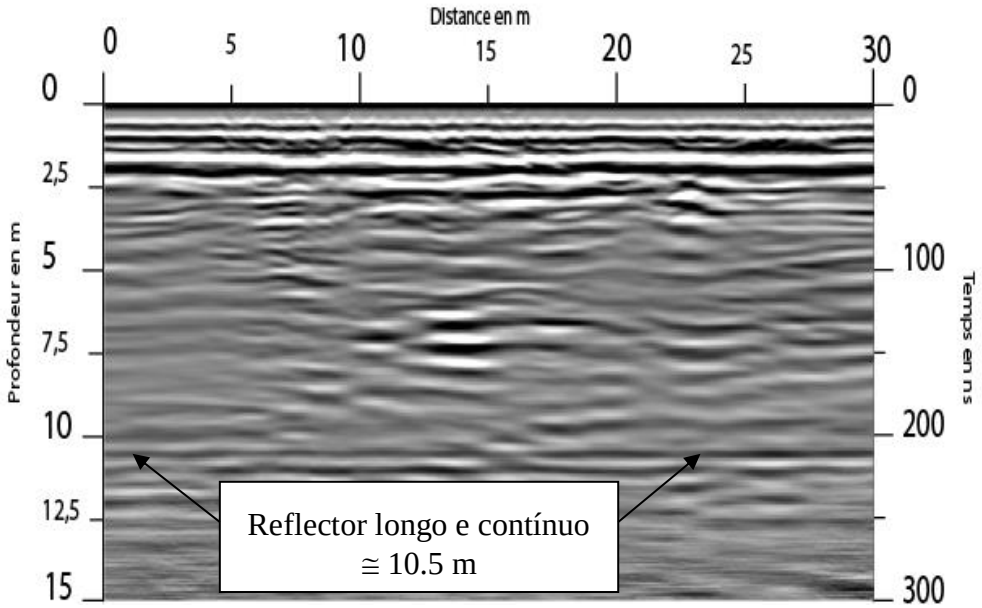
38). No mesmo local de estudo, Goutaland (2008) determinou a velocidades de propagação no intervalo de 0,109 a 0,133 m/ns. Beres et al. (1999), utilizando a técnica CMP, encontrou uma velocidade de propagação no intervalo 0,1011 a 0,142 m/ns.

Figura 37. Medida da profundidade do lençol freático na bacia de infiltração Django Reinhardt.



Fonte: O autor.

Figura 38. Imagem GPR obtida com a antena GPR com frequencia de 100 MHz. Correção com velocidade de propagação da onda eletromagnética de 0,133 m/ns.



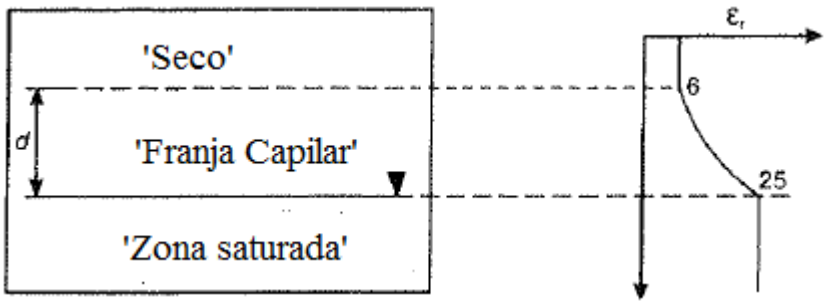
Fonte: O autor.

Esses resultados mostram a sensibilidade existente entre a técnica de prospecção do GPR e o grau de saturação do subsolo. A falsa profundidade do lençol freático inicialmente

encontrado se deve a influência da franja capilar existente na transição entre a camada seca e a zona saturada. As diferenças de propriedades dielétricas existentes entre o solo (por exemplo, areia seca ε_r=10) e água (ε_r=81) geram um contraste que influenciam os resultados em profundidade, principalmente próximo a zona saturada onde a velocidade de propagação das ondas pode atingir o valor de 0,07 m/ns, valor este coerente para a geologia fluvioglacial (Kostic et al.2005).

Reynolds (1997) cita que existem situações onde o nível do lençol freático não pode ser detectado com o GPR. Para que isso ocorra é necessário a não existência de um contraste de propriedades dielétrica entre a zona saturada e a zona não saturada (Figura 39).

Figura 39. Contraste entre a propriedade dielétrica na transição enter a zona de água no solo suposta 'seca' e a transição entre a franja capilar e a zona saturada.. Adaptado de Reynolds (1997).



Fonte: O autor.

Basicamente a interpretação da imagem GPR é feita em função da identificação de zonas de atenuação e de zonas com reflexão do sinal eletromagnético. A aparência dessas duas zonas é função da velocidade de propagação da onda eletromagnética que não é constante para o meio poroso, pois depende da variabilidade climáticas que influenciam no armazenamento de água no subsolo. De maneira simples, recomenda-se marcar no relatório de determinação do ensaio a época em que as propriedades eletromagnéticas do meio foram determinadas.

6.2. CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS E ARQUITETURAS DAS SEÇÕES ESTUDAS

Em média, a estrutura sedimentológica em contato com a atmosfera ocupa 12,2% da seção GPR, enquanto que as inclusões de areia ocupam aproximadamente 17%. A máxima taxa de ocupação para a estrutura em contato com a atmosfera que é composta majoritariamente pela litofácies do tipo Gcm é de aproximadamente 17%. Enquanto que as inclusões de areia podem ocupar até 21,2% da superfície total da imagem GPR.

Para as demais seções, o grau de ocupação da estrutura litológica essencialmente composta pelo Gcm apresenta valores próximos da média. Com exceção da seção S4, que apresenta um baixo percentual da unidade 6 e de ocupação pela litofácies areia.

A seção S1apresenta o menor indicador de ocupação das inclusões de areia. A seção S5 apresenta o maior indicador de ocupação da unidade 6 e o maior indicador de ocupação das inclusões de areia para todas as seções estudadas.

Com relação ao posicionamento das intrusões, as seções foram ranqueadas em função do total relativo de ocupação da seção GPR (FLe). Para a primeira seção, as inclusões de areia bloqueiam o escoamento na parte direita da seção, com centro de gravidade próximo do centro (i.e. $X_{GC} = 13.2 \approx 15$m). Todas as seções, S2, S3 e S4, possuem as inclusões de areia deslocadas a direita, sendo que um incremento do centro de gravidade corresponde a um incremento do grau de obstrução do escoamento ou a uma maior "obturação". O centro de gravidade pode ser entendido como o comprimento fictício representativo de uma inclusão fictícia de areia, contado a partir da condição de contorno lateral a direita, que pode indicar uma tendência no desvio do escoamento das inclusões menos condutoras (Tabela 7).

Tabela 7. Indicadores estruturais e arquiteturais para as seções estudadas.

	F_La	**F_Le**	**Xcg(m)**	**IDC**	**IDCL**	**Lmax(m)**
H	0	0	-	-	-	0
S1	12.4	12.4	13.20	1.01	0.37	11.24
S2	12.8	18.0	5.52	1.02	0.36	10.92
S3	12.2	20.7	6.35	1.12	0.60	17.91
S4	7.0	12.2	9.16	1.00	0.55	16.50
S5	16.6	21.2	13.22	1.22	0.50	13.99
Média	12,2	16,9	9,49	1,074	0,476	14,112
Desvio Padrão	3,42	4,37	3,65	0,094	0,1073	3,10

Por exemplo, para a última seção (S5), ocorre uma completa obstrução gerado pelo comprimento das inclusões de areia, tal fato é demonstrado pelo elevado valor do indicador

IDC. Com efeito, as seções possuem uma enorme variabilidade no tocante à geometria das heterogeneidades o que pode influenciar de diferentes maneiras os processos de escoamento.

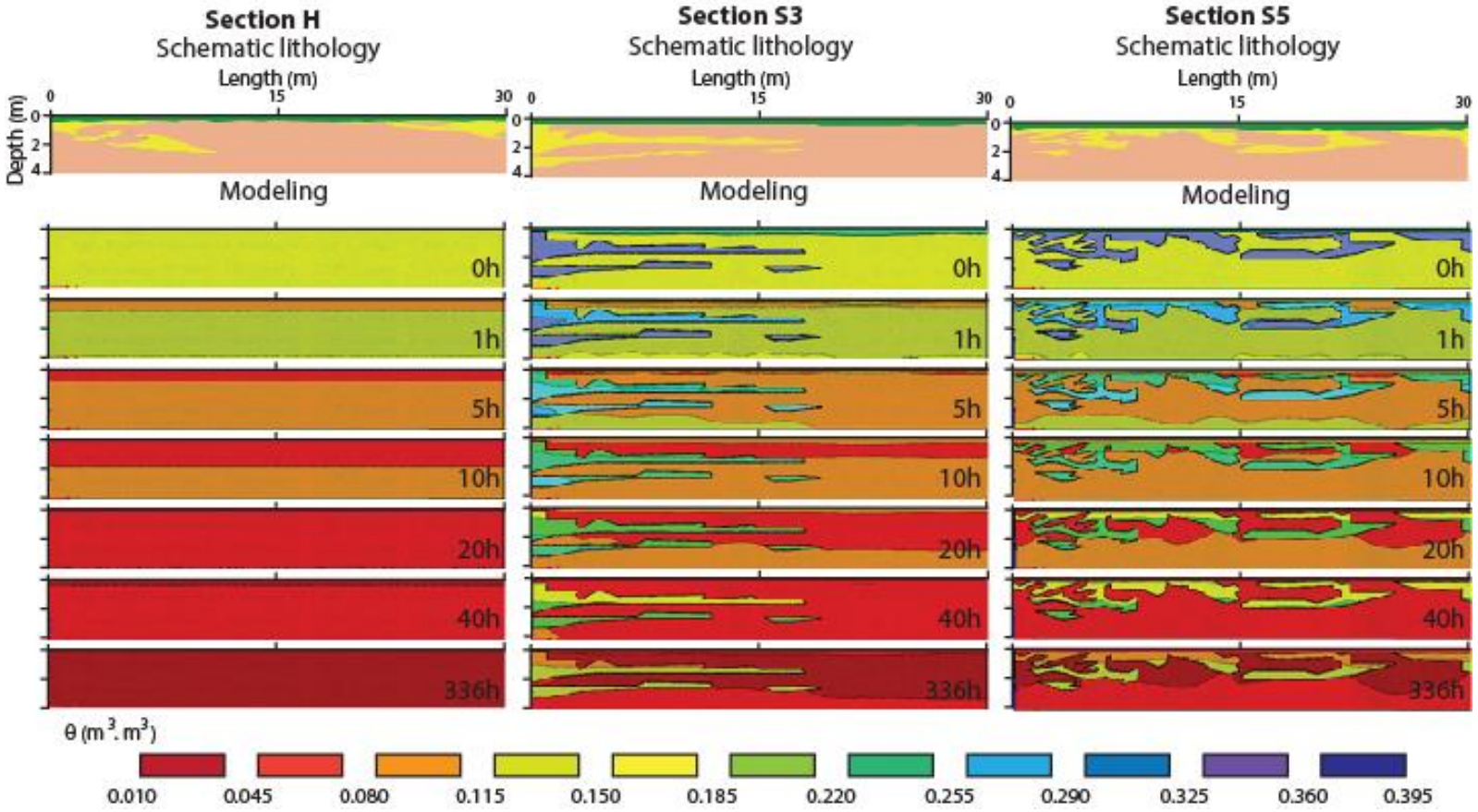
6.3. MODELAGEM DO PROCESSO DE DISTRIBUIÇÃO DE ÁGUA NA MESOESCALA: ESTUDO DE CASO DA DRENAGEM LIVRE.

Para conhecer o impacto das heterogeneidades nos processos de redistribuição de água, a primeira modelagem realizada foi a simulação dos processos de redistribuição de água e pressão nas seções heterogêneas e homogêneas a partir de um caso de drenagem. Como condição inicial, foi preferida uma condição de pressão a uma condição de umidade, uma vez que na seção heterogênea, a utilização de uma condição de umidade conduziria a uma descontinuidade nas interfaces entre as diferentes litofácies, o que poderia gerar problemas numéricos de convergência.

Para todos os eventos, foi considerada uma condição inicial de pressão de -0,01m. A distribuição interna de água nas seções é totalmente dependente da distribuição espacial da heterogeneidade. Na Figura 40, a evolução da redistribuição interna de água é demonstrada para três seções que apresentam um elevado contraste das heterogeneidades estruturais. (a) seção uniforme (seção H, Figura 40), (b), seção heterogênea, com inclusões localizadas próximas as laterais da seção GPR (Seção S3, Figura 40). E por último, uma seção onde as heterogeneidades estão distribuídas “aleatoriamente” ao longo da imagem GPR (Seção S5, Figura 40).

Está claro que para uma seção uniforme, até a condição limite inferior, a água é drenada de maneira uniforme, apresentando características que mantêm valores uniformes de pressão e umidade ao longo de linhas horizontais, definidas para um valor fixo de z. O avanço da frente de molhamento é horizontal, isto é, as isolinhas do conteúdo de água no solo são linhas horizontais que avançam ou secam paralelamente (Figura40, Seção H).

Figura 40. Evolução do conteúdo de água no solo para três seções durente a fase de drenagem.



Fonte: O autor.

Ao contrário, nas seções heterogêneas, a geometria das isolinhas do conteúdo de água no solo é impactada pela geometria das inclusões e revelam que as inclusões armazenam água. No início do processo, as inclusões de areia e a camada de Gcm em transição com a atmosfera apresentam elevados valores de armazenamento de água.

Como resultado do baixo valor de pressão inicial, no tempo inicial, todas as litofácies estão próximas a saturação, o que corresponde a um conteúdo de água no solo de 0,274 e 0,359 para a primeira camada de solo e para as respectivas camadas de areia, a litofácies mais abundante ou majoritária apresenta inicial um valor de umidade volumétrica saturada de 0,186.

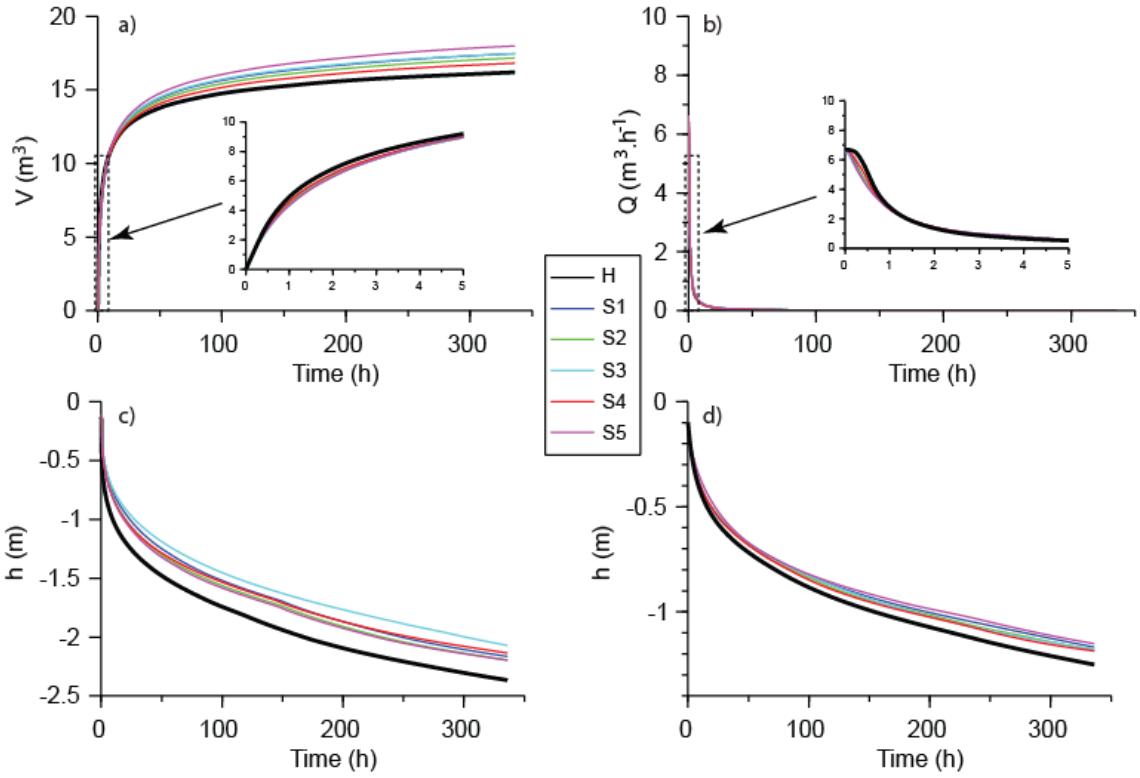
Para tempos mais longos, a observação de um perfil de drenagem para a seção uniforme, indica valores similares de umidade volumétrica ao longo de uma mesma isolinha. Ao contrário, para as seções heterogêneas, observa-se uma fase de drenagem mais lenta, com valores elevados da umidade volumétrica para as inclusões de areia. A influência das inclusões de areia no armazenamento de água é evidenciada nas seções S3 e S5 para o tempo de 336 horas (Figura 40).

A análise de fluxo e da carga hidráulica também foi observada para as condições limites superiores e inferiores. Para a condição limite superior, foi considerada uma condição de fluxo nulo por definição , ou seja, drenagem livre e inexistência de fluxo de entrada na superfície, o que é diferente de condição de contorno impermeável, onde também haveria fluxo de entrada zero, mas com impacto diferente no desenvolvimento do campo de pressão.

Em todas as condições limites inferiores, o fluxo decresce com o tempo, tendendo a zero (Figura 41b). A diferença entre os sinais correspondentes ao fluxo demonstradas pelas seções é pequena. No início do processo, entre zero e cinco horas, a densidade de fluxo é muito pequena, no entanto, rápida para a seção homogênea (Figura 41b). Após dez horas, o fluxo decresce rapidamente e se apresenta ligeiramente baixo para as demais seções.

As melhores conclusões sobre o impacto da heterogeneidade para o caso de uma drenagem livre é verificada analisando o fluxo acumulado (Figura 41a). No início do processo de drenagem, de maneira aproximada para as cinco primeiras horas, a seção homogênea drena mais rápido que as demais seções heterogêneas. De maneira geral, para um mesmo tempo, a seção homogênea drena um volume menor de água que as demais seções heterogêneas e as velocidades de drenagem para as seções heterogêneas em condições de armazenamento distantes da saturação são maiores que a apresentada para a seção homogênea.

Figura 41. a) Fluxo de drenagem acumulado para a condição limite inferior, profundidade de 4m; b) Fluxo na condição limite inferior; c) Carga hidráulica na superfície; d) carga hidráulica na condição limite inferior.



Fonte: O autor.

As seções heterogêneas apresentam diferenças com relação aos fluxos acumulados de drenagem e aos fluxos de drenagem (Figura 41a e 41b). Apesar da ligeira diferença, foi demonstrado que para o caso de drenagem livre, a heterogeneidade estrutural das seções não apresenta um grande impacto sobre os fluxos na condição limite inferior. Isso indica que as variáveis globais não apresentam grande diferença, ou seja, aquelas variáveis que sofrem o impacto de todo volume de água que chega à condição limite inferior apresentam pequena variabilidade, não sendo impactadas pela heterogeneidade estrutural do depósito.

Com efeito, na superfície e na condição limite inferior, a carga de pressão decresce para todas as seções, como resultado da redistribuição de água e da drenagem ao longo da seção. Esse decréscimo é ligeiramente mais pronunciado para o caso da seção homogênea. Para as seções heterogêneas, inicialmente se observa a presença de uma carga hidráulica positiva na superfície. Essa carga positiva permanece por uma maior duração nas seções heterogêneas quando comparada com a seção homogênea.

O aumento da carga hidráulica é consequência de um impedimento no escoamento gerado pelas heterogeneidades, principalmente aquelas próximas à superfície. A explicação

para esse fato é que a heterogeneidade estrutural é gerada por dois outros materiais com menor condutividade hidráulica saturada que o material majoritário. Isso faz com que ocorra uma restrição no escoamento gerada por essas camadas que possuem maior capacidade de armazenamento, mas com menor potencial de transferência com relação ao material mais abundante.

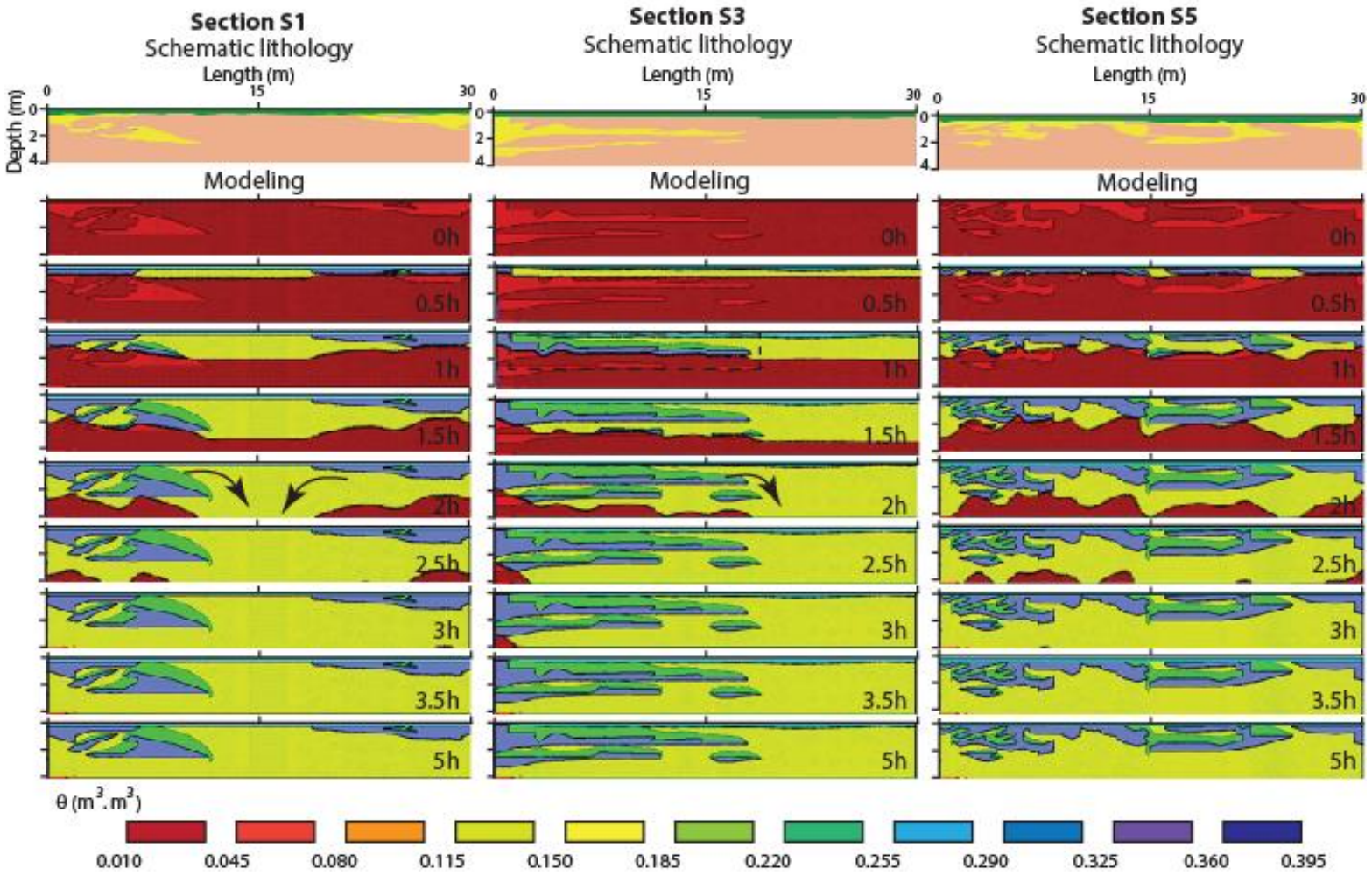
6.4. MODELAGEM DO PROCESSO DA INFILTRAÇÃO.

A infiltração da água foi modelada para um evento particular de chuva, considerando a condição limite superior das seções heterogêneas e homogêneas como submetidas a uma condição atmosférica. Foi considera uma precipitação pluviométrica de 0,3438 m/h. A influência da heterogeneidade foi observada analisando os perfis de umidade volumétrica onde foi verificada a existência de escoamentos preferenciais durante a infiltração.

Para a seção homogênea, a cada instante a frente de molhamento corresponde a linhas horizontais. A água infiltra progressivamente com fluxos similares a cada profundidade. Para o caso das seções heterogêneas, a água não avança no subsolo através de linhas horizontais. Durante a infiltração, para tempos entre zero e três horas, o avanço da frente de molhamento depende da geometria das inclusões (Figura 42). Para a seção S1, a água infiltra no meio da seção entre as inclusões (Figura 42, S1).

Para a seção S3, a água infiltra principalmente na parte direita, ao lado das inclusões de areia. Ao final, para a seção mais complexa (S5), se observa a presença de um fluxo preferencial não convencional gerado pela distribuição de inclusões ao longo de todo o comprimento da seção e próxima à superfície. No entanto, localmente, se verifica a presença de pequenos bulbos de umidade, gerados pelo desvio e transferência do escoamento na abertura entre as inclusões.

Figura 42. Evolução do conteúdo de água para três seções submetidas a um evento de precipitação pluviométrica.



Fonte: O autor.

No fim da infiltração, quando a frente de molhamento atinge a condição limite inferior, o conteúdo de água difere entre o material majoritário e as inclusões de areia. As inclusões de areia apresentam armazenamento elevado pelo fato de possuírem valores elevados da umidade de saturação. Outro fato observado é que acima dos trechos onde existem inclusões de areia, ocorre um acúmulo do conteúdo de água (Figura 42). Esses resultados também demonstram um incremento da carga hidráulica na interface entre as inclusões de areia e o material majoritário, mais precisamente sobre as inclusões de areia. Esse aumento da carga hidráulica ocorre também devido à queda da condutividade hidráulica quando se passa do material majoritário para qualquer camada de areia.

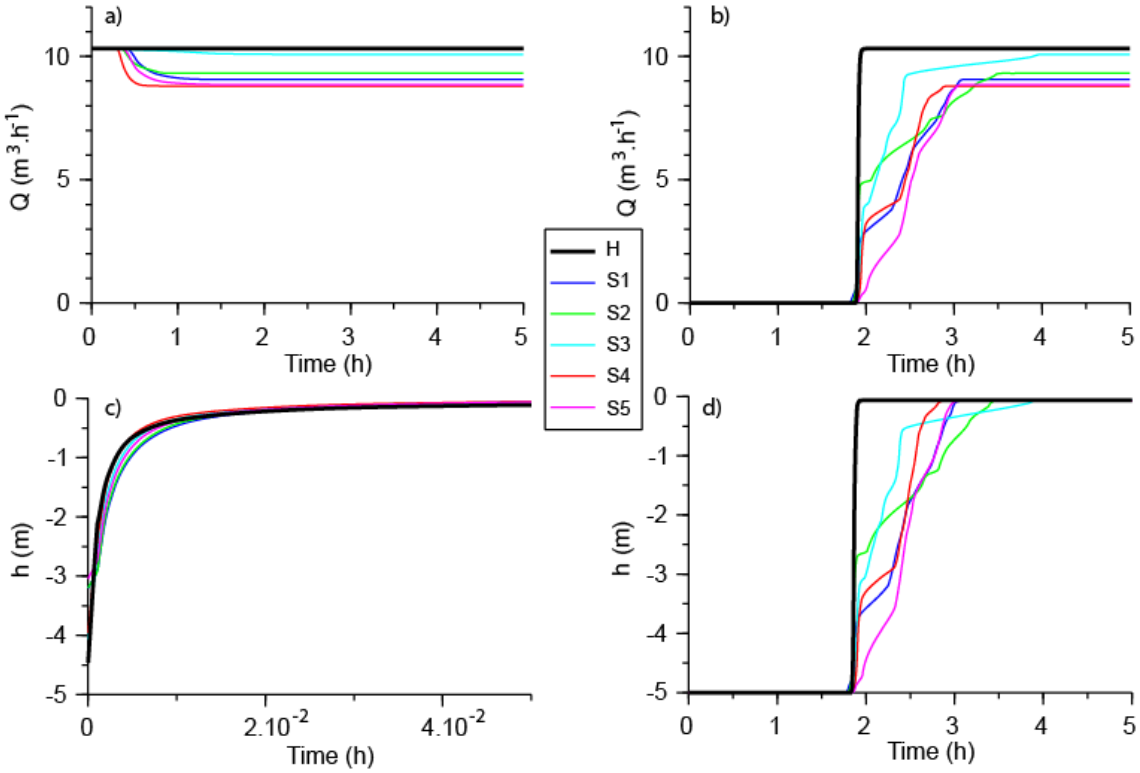
Com efeito, em condições não saturadas as inclusões de areia possuem uma condutividade hidráulica ainda menor que na saturação, criando um obstáculo temporário ao fluxo de água, resultando num aumento do armazenamento e da carga hidráulica. Esse aumento do armazenamento e da carga hidráulica pode ser compreendido como um processo similar ao da formação de aquíferos temporários. Esses resultados estão de acordo com os apresentados por Goutaland *et al*. (2013). Para esse estudo específico, uma das contribuições é a demonstração que dependendo da seção considerada e de suas respectivas heterogeneidades estruturais, o escoamento preferencial é alterado, apresentando uma diversidade de comportamento no tocante a dinâmica da redistribuição de água no meio poroso na escala de campo.

A heterogeneidade estrutural do subsolo afeta o caminho e os percursos dos escoamentos preferenciais no interior do solo, mas também afeta a infiltração na superfície. Para a carga hidráulica, a influencia da heterogeneidade foi pequena (Figura 43). Em todas as seções, a pressão aumenta da condição inicial de -4,5 mH_20, até a duração de aproximadamente duas horas, a partir desse valor ocorre uma estabilização.

Para o fluxo, a heterogeneidade estrutural próxima a superfície limita o escoamento reduzindo a infiltração de água. Na seção homogênea, o fluxo aplicado na superfície é inteiramente recuperado na condição limite inferior, uma vez o regime permanente é alcançado (Figura 43a).

Para as outras seções, o fluxo de água imposto na superfície é completamente infiltrado durante aproximadamente duas horas antes de ser reduzido. A Figura 43a ilustra o comportamento para as seções homogêneas e heterogêneas, com destaque para o decréscimo do fluxo das seções heterogêneas (Figura 43b). Em resumo, se observa que as seções apresentaram o seguinte posicionamento: H > S3 > S2 > S1 > S4 ≈ S5.

Figura 43. a) Fluxo de drenagem acumulado para a condição limite inferior, profundidade de 4m; b) Fluxo na condição limite inferior; c) Carga hidráulica na superfície; d) carga hidráulica na condição limite inferior.



Fonte: O autor.

Na profundidade de 4 m, que é a condição limite inferior, as variáveis de fluxo e de pressão sofrem um grande impacto. Na parte de baixo da seção, o fluxo e a pressão permanecem constante até a duração de duas horas. A partir desse tempo, os gradientes de pressão e de fluxo aumentam de maneira muito rápida. Esse tempo corresponde ao tempo necessário para que a frente de molhamento atinja a condição limite inferior.

A dinâmica de avanço da frente de molhamento é diferente para a seção homogênea e paras as seções heterogêneas. Pode ser notado que, para a seção homogênea, ocorre uma explosão do gradiente de pressão e de fluxo. Ao final, toda a seção está saturada, apresentando o mesmo fluxo de infiltração, e a mesma taxa de escoamento e percolação ao longo de toda seção (escoamento em meio poroso saturado, com "fluxo gravitacional").

A heterogeneidade estrutural apresenta um impacto sobre evolução da frente de molhamento. Para as seções heterogêneas, a modelagem demonstra que ela atinge a condição limite inferior de maneira mais tardia que para o caso da seção homogênea. A frente de molhamento demorou cerca de 2 a 2,5 horas para atingir a condição limite inferior. A forma

com que a frente de molhamento progride é menos intensa que para a seção homogênea. Isso fica evidente a partir da análise da tipologia da curva de progressão da pressão para a condição limite inferior (Figuras 43b, 43d). Na realidade, as formas mais complexas das curvas que demonstram o avanço da pressão e do fluxo de drenagem refletem a diversidade de contribuições ligadas aos escoamentos preferenciais que chegam à condição de fronteira inferior.

Nesse caso, a complexidade dos escoamentos preferenciais relacionados à heterogeneidade de cada seção gera impactos significantes no fluxo, incluindo os fluxos que ocorrem a cada profundidade ao longo de cada seção. Uma vez que o fluxo de entrada atinge a condição limite inferior, a pressão é uniformizada ao longo de toda a seção passando de menos cinco a zero ao longo de toda a seção.

Por exemplo, o fluxo de drenagem da seção S4 é de aproximadamente 8,8 m^3/h, um pouco diferente do fluxo imposto na superfície que é de 10,3m^3/h. Tal diferença existe pelo fato das heterogeneidades apresentarem propriedades hidráulicas que as tornam menos condutoras que o material majoritário, o que é demonstrado pelas condutividade hidráulica saturada das litofácies do tipo areia (S-x) e do tipo Gcm.

Observando o tempo de chegada da frente de molhamento à condição limite inferior, nota-se a seguinte classificação: S3 < S2 < S1 ≈ S4 < S5. Uma classificação similar é obtida para as taxas de infiltração. Isso gera uma influência na velocidade de avanço da frente de molhamento, onde as seções com menor taxa de infiltração apresentam menor velocidade de avanço da frente de molhamento. Observando a dispersão em torno da média do tempo de chegada a condição limite inferior, se observa que a classificação muda com alguma ligação entre o tempo de chegada e a dispersão. Com efeito, algumas seções apresentam pequeno tempo de chegada com baixa dispersão (seção S2) e outras apresentam elevado tempo de chegada com elevada dispersão.

Das modelagens efetuadas, verificou-se que a heterogeneidade estrutural do subsolo apresenta um impacto sobre a infiltração, os fluxos preferenciais, no entanto, a heterogeneidade também atua sobre a geração de escoamento superficial. Nas seções estudadas, os horizontes formados pela estrutura superior do solo e pelas inclusões impedem o fenômeno de infiltração resultando em mais escoamento superficial. Nesse caso, o fluxo de infiltração diminui e consequentemente diminui também a velocidade de avanço da frente de molhamento.

Esses resultados demonstram que a heterogeneidade estrutural pode gerar impacto significante sobre os fluxos de drenagem, os fluxos de redistribuição e drenagem de eventos de precipitação. O próximo evento demonstra o efeito da heterogeneidade submetendo as seções estudadas nesse trabalho a uma crônica completa de precipitação.

6.4 MODELAGEM DO PROCESSO DA INFILTRAÇÃO A PARTIR DE UMA SÉRIE COMPLETA DE PRECIPITAÇÃO

A simulação do comportamento das seções heterogêneas e homogênea quando submetidas a uma crônica meteorológica real para as primeiras mil horas do ano foi realizada. A Figura 44 apresenta a carga hidráulica (4 m), o fluxo acumulado na superfície e na condição limite inferior (Figura 44a, 44b, 44c, 44d). A Figura 45 demonstra também os fluxos de água nas condições limites para um evento específico de precipitação pluviométrica (Figura 44e, 44f). Os dados meteorológicos correspondem a uma sucessão de eventos de precipitação e de fases de drenagem (períodos secos) que foram medidos numa estação meteorológica na estação Lyon – Bron.

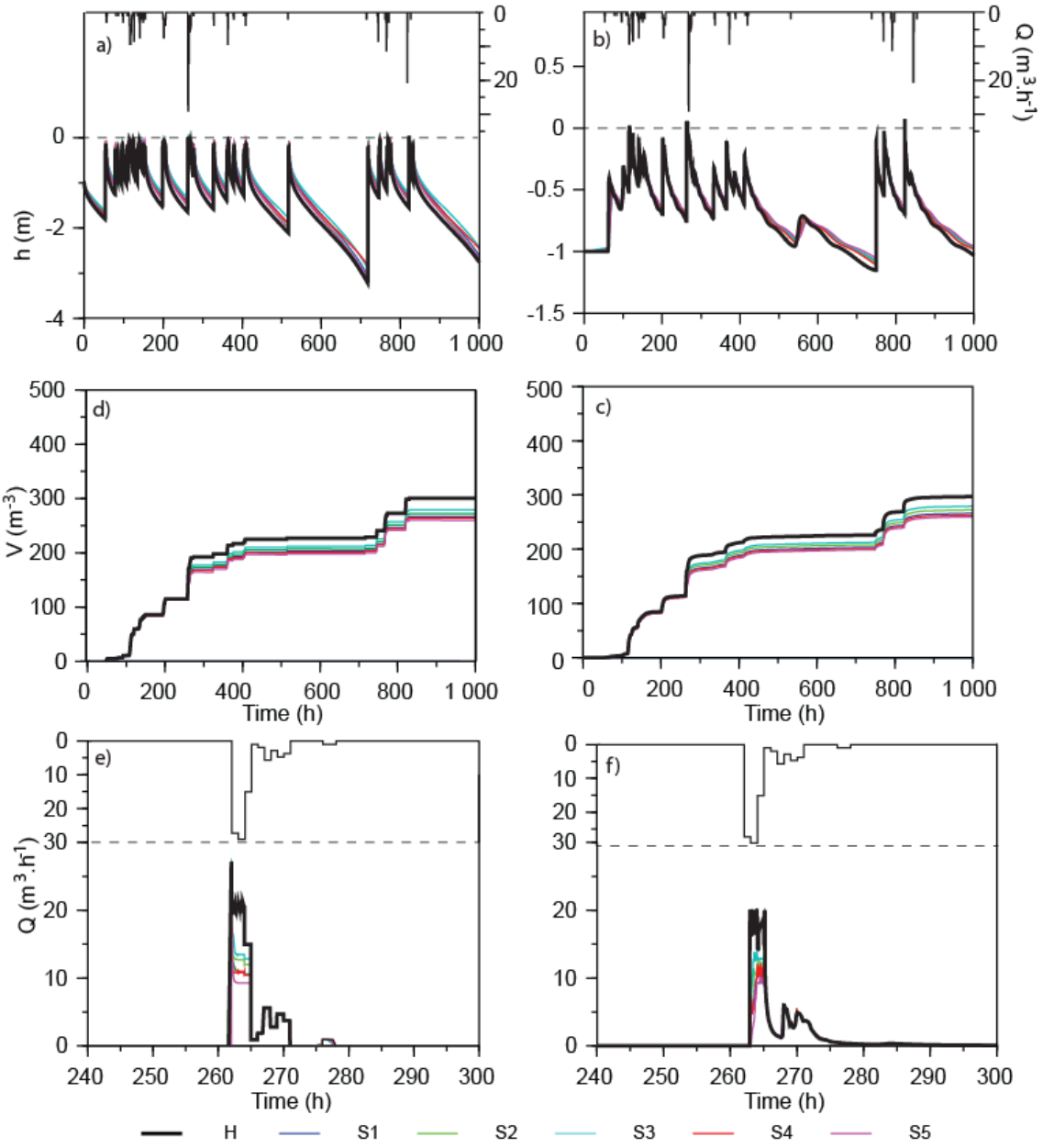
Para todas as seções, é observado uma resposta rápida das pressões em relação aos blocos de chuva e uma fase de drenagem mais lenta. Também pode ser notado que o tempo de evolução da carga hidráulica é mais amplo para a superfície, com valores entre -3 e 0 (Figura 44a). Na condição limite inferior, a carga hidráulica varia entre -1,5 e zero (Figura 44b). Esse fato foi observado em vários casos.

A diferença entre a seção homogênea e as seções heterogêneas está de acordo com os casos particulares que foram estudados anteriormente. A heterogeneidade gera um maior impacto na carga hidráulica na superfície, sendo a fase de drenagem mais sensível que a fase de ascensão da carga hidráulica. Isso quer dizer que a fase de ascensão de uma carga hidráulica é controlada mais pela intensidade de precipitação que pela heterogeneidade estrutural do solo. A mesma tendência foi notada para a carga hidráulica na condição limite inferior (Figura 44a).

Para os fluxos de água, os fluxos acumulados são demonstrados nas Figuras 45c e 45d. Os eventos de precipitação realizam um incremento no fluxo de drenagem acumulados, sendo

os períodos de estabilização da curva de fluxo acumulado, correspondentes aos períodos de drenagem.

Figura 44. Resultados numéricos das seções solicitadas por um fluxo obtido a partir de uma série de precipitações pluviométricas Fluxo potencial na superfície (a ou b); a) Variação da pressão na superfície; b) variação da pressão na condição de contorno inferior (profundidade de 4 metros); c) Fluxo acumulado na superfície; d) Fluxo de drenagem na condição limite inferior; e) Detalhe do fluxo na superfície para um evento de precipitação específico; f) detalhe do fluxo de drenagem para a condição limite inferior.



Fonte: O autor.

A diferença entre as seções heterogêneas e a seção homogênea é pequena antes de 250 horas. Posteriormente, as seções são agrupadas em alguns grupos com uma diferença clara entre as seções heterogêneas e a seção homogênea. Como previamente já foi observada nos casos anteriores, a seção homogênea apresenta maior infiltração que as demais seções heterogêneas.

Este início é analisado de maneira mais clara quando observamos um evento específico (Figura 44d e 44e). O evento que corresponde ao intervalo entre 260 e 270 horas demonstra que a infiltração de água na superfície é mais importante para a seção homogênea que para a seção heterogênea. Para todas as seções heterogêneas, a infiltração decresce, e as seções podem ser classificadas em função do fluxo infiltrado a partir da seguinte ordem: H > S3> S2 > S1 ≈ S4 > S5, essa mesma ordem foi também observada para o estudo onde as seções foram solicitadas com um evento de precipitação constante.

Claramente, o comportamento complexo a partir da análise da solicitação das seções por uma série de precipitação que apresentam períodos chuvosos e períodos de estiagem é a composição de todos os casos analisados anteriormente, particularmente, para o caso da drenagem livre e para o caso de evento de precipitação.

Assim, as conclusões que foram determinadas, para essas casos particulares permanecem válidas para esse caso mais complexo. Ao final, a combinação de efeitos similares para todos os eventos gera um impacto considerável no armazenamento e principalmente nos fluxos na superfície. Até o instante, as heterogeneidades das seções geram um impacto sobre a porcentagem do fluxo acumulado que foi infiltrado na superfície e àquela que foi armazenada e percolada chegando até a condição limite inferior (posicionada a 4 m de profundidade).

Para o caso das seções homogêneas, 95.2% da água foram infiltradas na seção, que também apresentou uma pequena porcentagem de escoamento superficial de 4.6%. Simultaneamente, a heterogeneidade incrementa o escoamento superficial e diminui a infiltração. A classificação para o escoamento superficial gerado por cada seção é a seguinte: H < S3 < S2 < S1 < S4 < S5, com o máximo valor de escoamento superficial equivalendo a 17.7% e com o mínimo valor correspondendo a 11.6%.

Claramente, a heterogeneidade estrutural do subsolo gera impacto no escoamento superficial, mas também pode ser concluído que dependendo da localização na parte de cima das seções e também da geometria das inclusões, o escoamento superficial pode ser alterado

significativamente. Em todos os casos, é crucial para a análise da heterogeneidade, a variabilidade espacial da seção heterogênea na escala de campo.

6.5. RELAÇÃO ESCOAMENTO E OS INDICADORES GEOMÉTRICOS DAS SEÇÕES HETEROGÊNEAS

Para as seções anteriores, está claramente demonstrado que a comparação das seções levam a resultados similares para os fluxos de drenagem oriundos de uma série de precipitação com mais de 1000 horas de duração. Foi também demonstrado que a heterogeneidade afeta o fluxo em vários aspectos, no entanto, o grau de heterogeneidade da seção influencia na intensidade do efeito da heterogeneidade.

Como consequência, a caracterização das propriedades sedimentológicas e a modelagem dos processos de escoamento de água para apenas uma seção não são representativos ou suficientes para predizer os processos de transferência na escala da bacia de infiltração.

A procura de uma relação existente entre os indicadores geométricos e o escoamento superficial foi obtida para uma série completa de precipitação. Em termos de escoamento superficial, foi obtida a seguinte ordem classificatória para as seções: H < S3 < S2 < S1 < S4 < S5. A próxima etapa é verificar o efeito da heterogeneidade no impedimento do fluxo. Iniciando com o teste do indicador F_{La} que está relacionado aproximadamente a espessura da camada de cima ou camada de transição com a atmosfera. Com efeito, fisicamente, se pode considerar que a baixa condutividade hidráulica saturada da camada de transição com a atmosfera (se comparado com o material majoritário) é um dos fatores mais importantes para a o impedimento do fluxo. Nesse caso, poderia ser encontrada uma correspondência entre o indicador F_{La} e o escoamento superficial. No entanto, observando a classificação para o indicador F_{La}, se observa que não existe correspondência entre as duas classificações. A classificação observando o indicador F_{La} é a seguinte : H < S4 < S3 < S1 < S2 < S5; que é um pouco diferente que aquela apresenta para o escoamento superficial.

Na segunda etapa, foi considerado que as inclusões arenosas possuem uma influencia sobre o impedimento do fluxo de infiltração. As seções foram classificadas em função do grau de ocupação por inclusões arenosas. Isso equivale a interpretar o indicador $F_{Le.}$ A classificação obtida com o F_{Le} foi diferente da obtida para o escoamento (Tabela 8). O

procedimento foi repetido para todos os indicadores, no entanto não foi encontrada uma concordância logica.

Tabela 8- Correspondência entre os indicadores arquiteturais e as variáveis de escoamento das seções litológicas

Flow	F_La	F_Le	Xcg(m)	IDC	IDCL	Lmax(m)
S						
H	H	H	-	-	-	H
S3	S4	S4	S2	S4	S2	S2
S2	S3	S1	S3	S1	S1	S1
S1	S1	S2	S4	S2	S5	S5
S4	S2	S3	S1	S3	S4	S4
S5	S5	S5	S5	S5	S3	S3

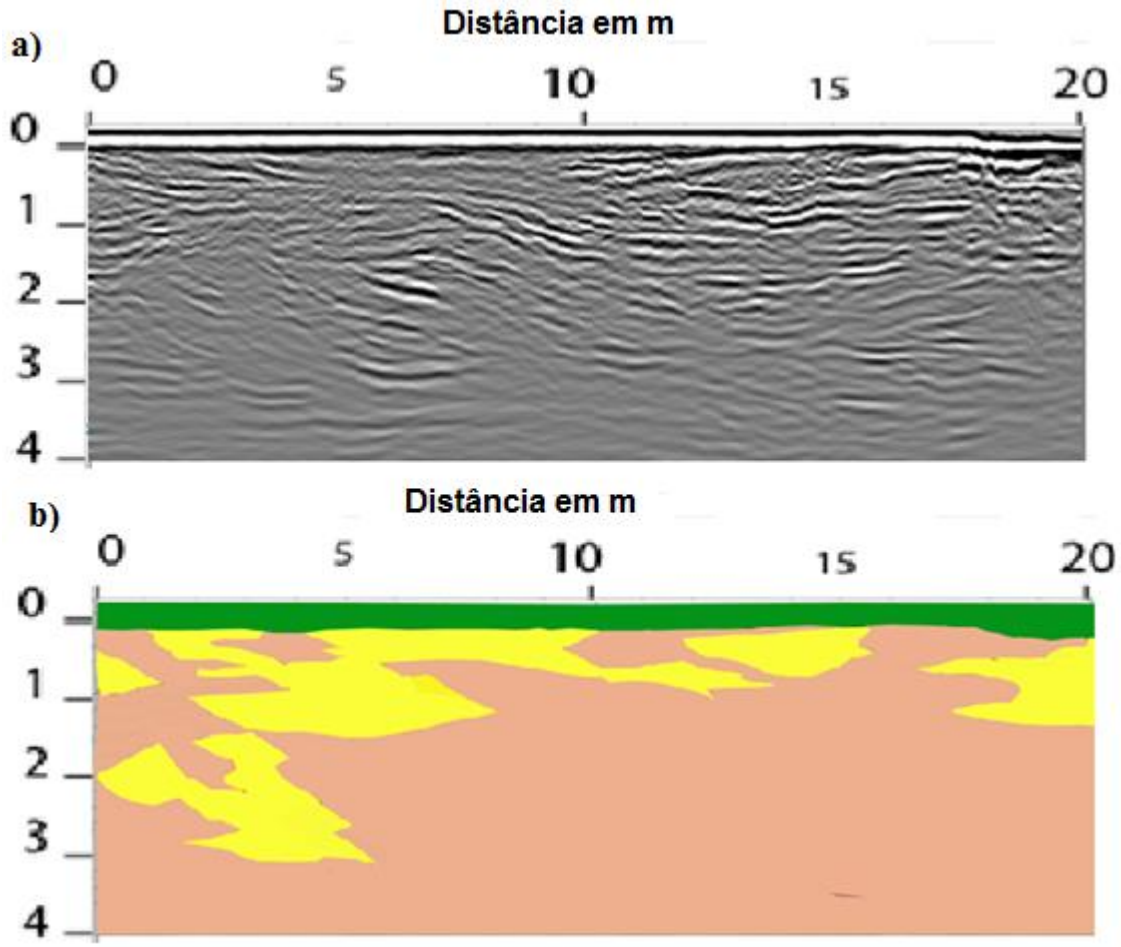
Em resumo, não foi observada nenhuma relação entre o escoamento e um indicador particular. Isso mostra que o fluxo é resultado da combinação de vários fatores.

Claramente, são necessários mais dados advindos de simulações a partir de mais seções GPR, assim, através desses casos, será possível identificar ou não uma tendência entre os indicadores propostos e os parâmetros do escoamento. Observando a física do escoamento, a pior situação para a infiltração da água corresponde à seção onde a estrutura com interface com a atmosfera é mais espessa e que possui também a maior quantidade de inclusões de areia mais espalhadas ou distribuídas ao longo de todo o comprimento das seções. Até o momento, a seção S5 obedece a esses critérios, o menor escoamento corresponde ao maior efeito da heterogeneidade no fluxo.

6.6. O EFEITO DA RESOLUÇÃO DO GPR NAS ESTIMATIVAS DAS VARIÁVEIS DE FLUXO

A Figura 45 demonstra as seções GPR tratadas e interpretadas para a seção 24 (Figura 30). A Figura 45 foi obtida com a utilização de uma antena com frequência de 200MHz. A interpretação foi feita a partir da tabela de leitura demonstrada pela Figura 31. A Figura 46 foi obtida com a utilização de uma antena com frequência de 100MHz.

Figura 45. a) Seção GPR 24 – Imagem GPR tratada e obtida a partir de uma aquisição a 200MHz; b) Seção GPR 24 – Imagem GPR interpretada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz. Estratificação do Gcm na cor verde. Inclusões de areia em amarelo.

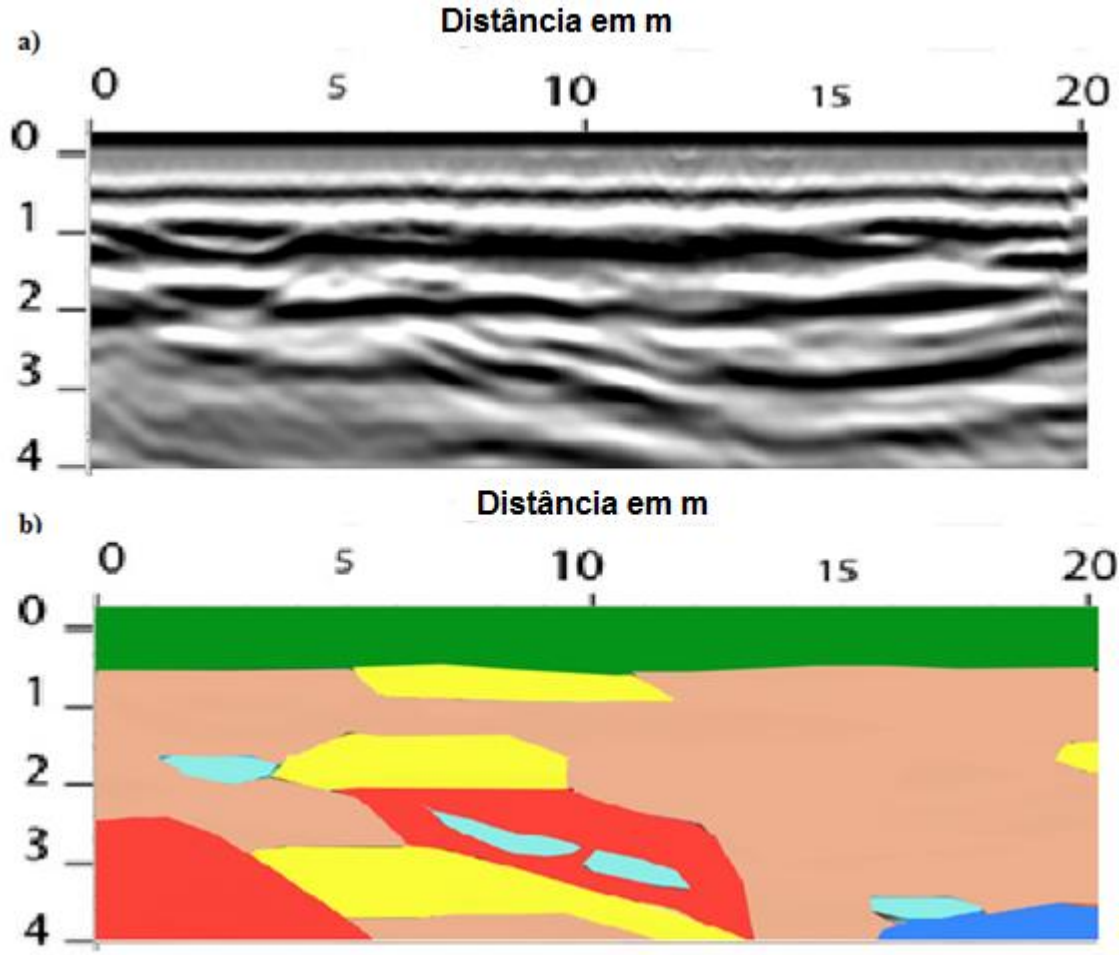


Fonte: O autor.

Observa-se que as a utilização de diferentes antenas altera a interpretação da posição e do tamanho das inclusões de areia. Além da camada arenosa, se observa também um impacto na espessura do Gcm.

A imagem a 100MHz possui um contraste mais uniforme que a imagem a 200MHz. Nos dois casos, a atenuação do sinal que sugere a interpretação da litofácies do tipo areia pode também ser gerada pela umidade o que pode explicar as diferenças entre as distribuições espaciais nos dois casos. Outro fato é que a antena de 100MHz é mais adequada para a observação das grandes estruturas. No entanto, ela não permite visualizar as pequenas inclusões. Ao contrário, a antena com frequência de 200MHz permite visualizar uma maior quantidade de detalhes e de inclusões que são “apagadas” quando se analisa a imagem a 100MHz.

Figura 46. a) Seção GPR 24 – Imagem GPR tratada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz; b) Seção GPR 24 – Imagem GPR interpretada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz. Estratificação do Gcm na cor verde. Inclusões de areia em amarelo.



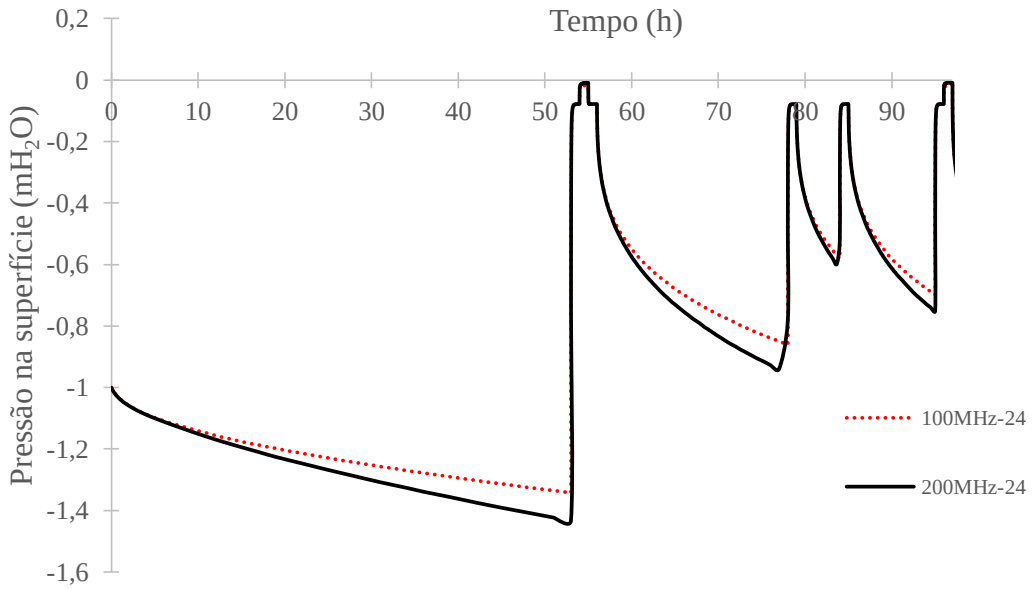
Fonte: O autor.

Para comparação do comportamento hidráulico apresentado pelas duas diferentes seções foi utilizada a mesma série de precipitação do item 6.4. É notada uma diferença entre a pressão apresentada na superfície (Figura 47) .

Essa diferença de comportamento na superfície é explicada devido a diferença de posicionamento das inclusões de areia e da espessura do Gcm. A diferença entre essas seções é mais acentuada na fase de drenagem que se apresenta mais rápida quando se considera as heterogeneidades a 200MHz que a 100MHz. Num período de aproximadamente 50 horas, a pressão na superfície passa da condição inicial de -1mH20 para aproximadamente -1,2mH20 para a imagem obtida a 100MHz.

No caso da imagem a 200MHz, no mesmo intervalo de tempo, a pressão na superfície passa da condição inicial a aproximadamente -1,4mH20. Para todos os outros períodos de recessão, o comportamento segue a mesma dinâmica, com a seção interpretada a 200MHz apresentando valores mais baixos de pressão o que significa valores mais baixos de umidade ao final do período de drenagem.

Figura 47. Pressão na superfície para seções GPR. Simulação considerando a visualização das heterogeneidades a 100MHz e a 200 MHz.

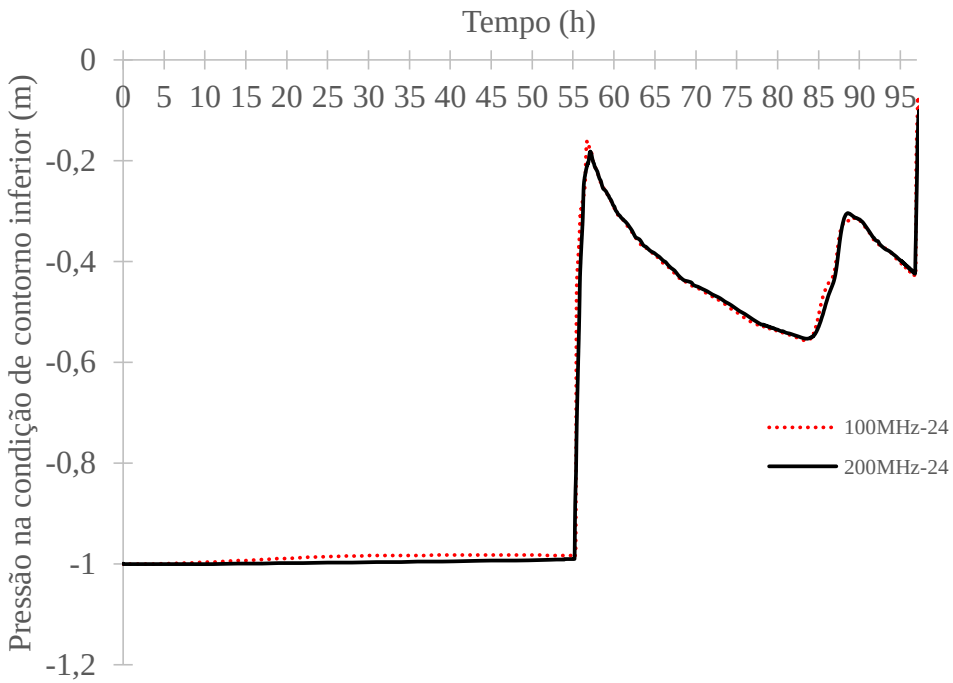


Fonte: O autor.

Alteração na pressão na condição limite inferior não foi observada entre as duas seções. Tanto nos períodos de drenagem como nos períodos de ascensão o comportamento das seções é muito próximo (Figura 48).

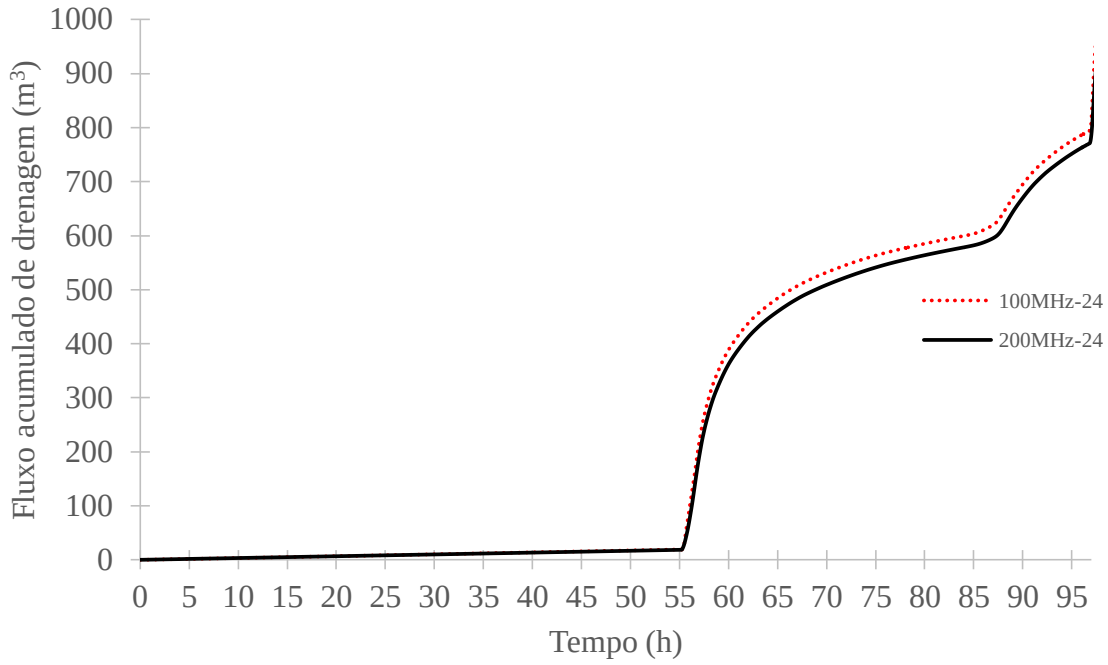
A repercussão das heterogeneidades estruturais quando se considera o efeito da informação a 100 MHz ou a 200 MHz demonstra que considerar as heterogeneidades na resolução de 100 MHz superestima o fluxo acumulado em longo prazo (Figura 49). Além disso, as alterações observadas nas inclusões geram efeitos locais na estimativa da pressão em uma determinada posição, como por exemplo, a dois metros de profundidade. Observa-se também que para esse caso, a informação a 100 MHz apresentou uma resposta mais atrasada da pressão quando comparada com a seção a 200 MHz.

Figura 48. Pressão na condição limite inferior simulada para uma mesma seção GPR a 100 MHz e a 200MHz.



Fonte: O autor.

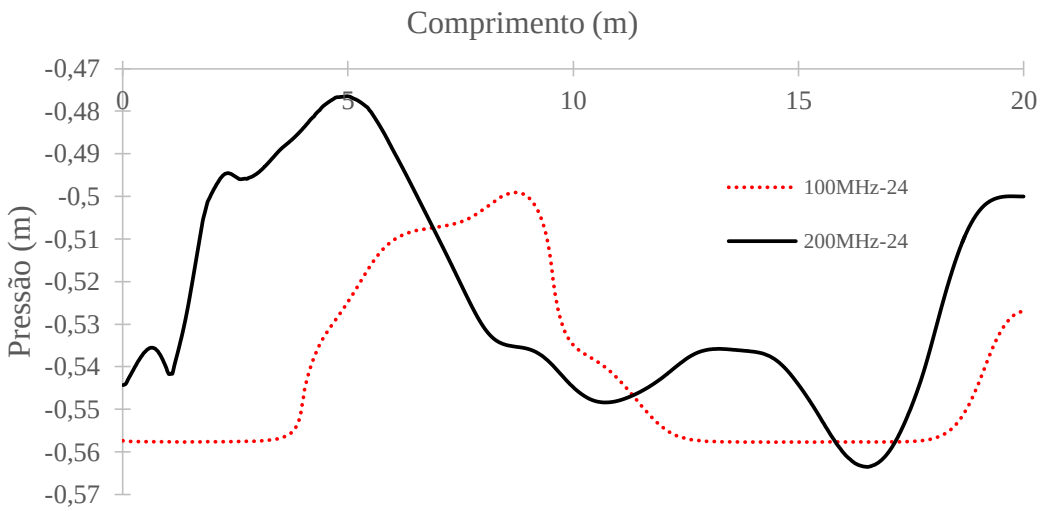
Figura 49. Fluxo acumulado de drenagem. Diferenças de comportamento hidráulico para uma seção prospectada com antenas diferentes.



Fonte: O autor.

Para os primeiros cinco metros da seção, o sinal da pressão na profundidade de dois metros é praticamente horizontal para a seção obtida com a frequência de 100MHz (Figura 50). No entanto, para a frequência de 200MHz, o sinal da pressão apresenta uma ascensão . Nota-se que nesse trecho a imagem obtida com a antena de 200MHz apresenta uma distribuição de inclusões de areia, enquanto que, na imagem a 100MHz essas inclusões não aparecem. Assim, para os primeiros 5 metros a distribuição da pressão se apresenta uniforme uma vez que o meio é homogêneo. A heterogeneidade gerada pelas inclusões de areia observadas a 200MHz explicam a perturbação na distribuição da pressão.

Figura 50. Pressão para a seção 24 e para a profundidade de 2 metros. Seção transversal 24 obtida com frequência de 100MHz e 200MHz.

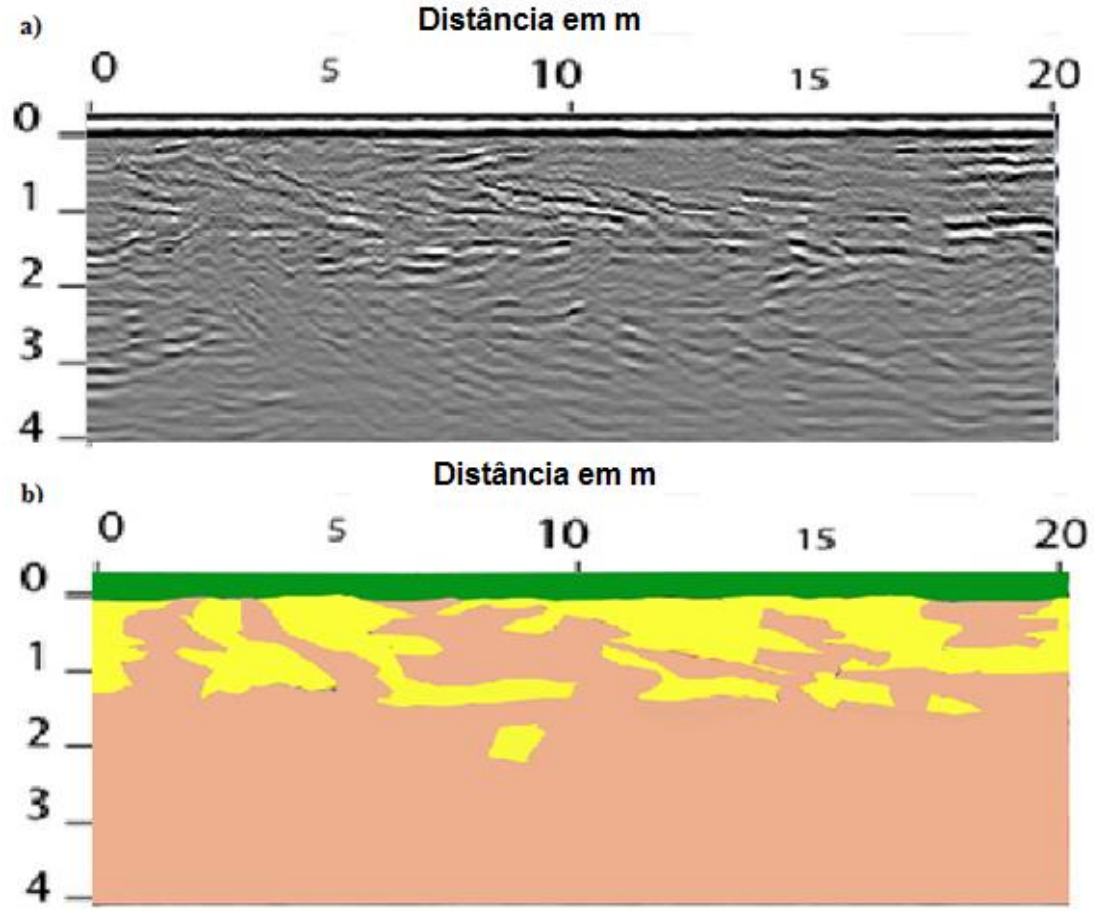


Fonte: O autor.

Outra seção GPR foi estudada (seção transversal 13, Figura 51). Essas imagens foram obtidas ao longo de um mesmo perfil com o uso das duas antenas de 200 MHz e 100 MHz respectivamente. A interpretação com a antena de 200MHz fornece um primeiro reflector horizontal indicando a presença do Gcm misturado com sedimentos de origem antrópica oriundos das águas de escoamento superficial.

Bolsões de areia aparecem de maneira bem distribuída ao longo de todo o comprimento da seção até aproximadamente um metro em meio de profundidade. Entre dez e 15 metros se observa a presença de um antigo canal preenchido pela por areia. A litofácies do tipo Gcm,b está presente na maior parte da seção. Alguns reflectores inclinados são notados a partir de dois metros de profundidade.

Figura 51. a) Seção GPR 13– Imagem GPR tratada e obtida a partir de uma aquisição a 200MHz; b) Seção GPR 13 – Imagem GPR interpretada e obtida a partir de uma aquisição a 200MHz. Estratificação do Gcm na cor verde. Inclusões de areia em amarelo.



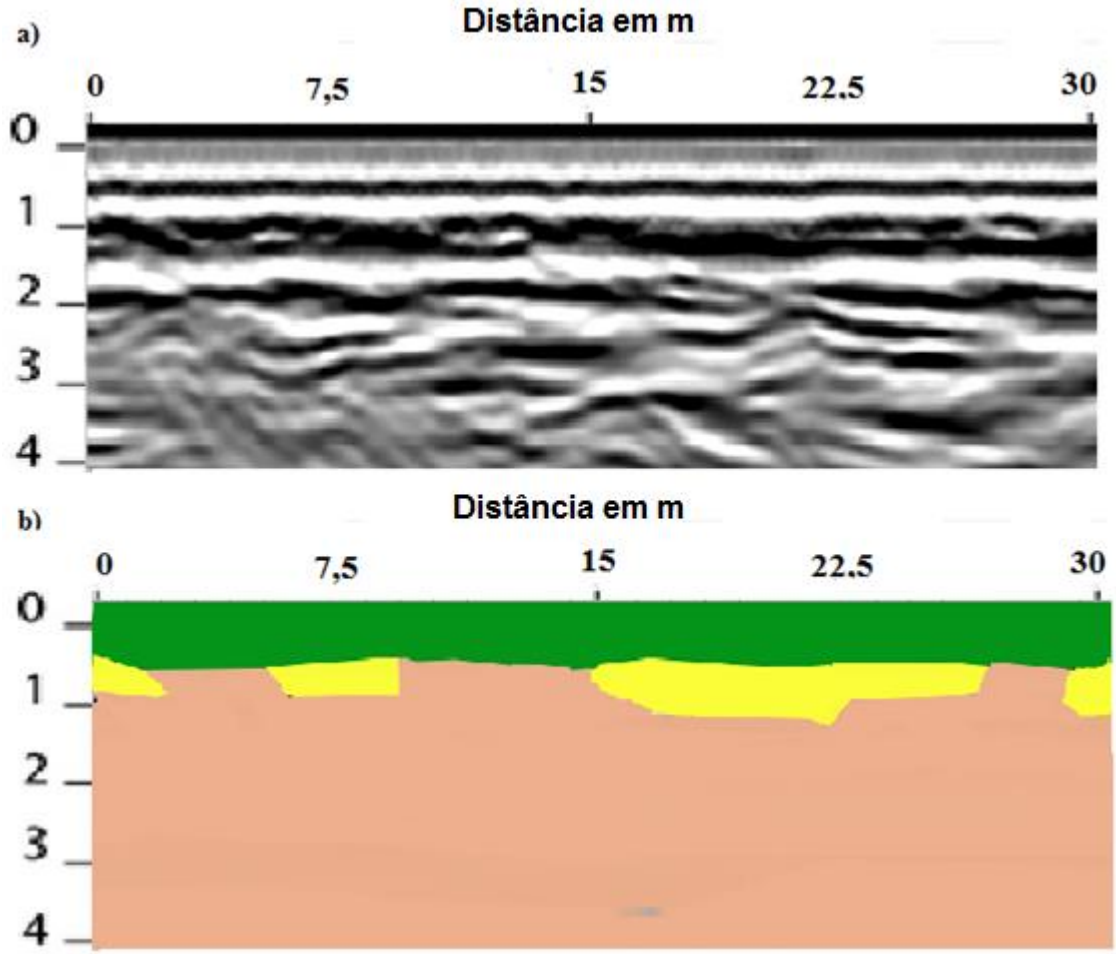
Fonte: O autor.

A mesma seção transversal treze, mas, agora na resolução de 100 MHz é demonstrada na Figura 52. Essa imagem demostra que a antena de 100 MHz uniformiza o sinal até aproximadamente os primeiros oitenta centímetros de profundidade. Sabe-se que os primeiros centímetros da bacia possuem origem antrópica, com sedimentos advindos da área de captação da bacia de infiltração. Através dos trabalhos de Goutaland (2008), foi validada a presença da litofácies do tipo Gcm ao longo dos primeiros cinquenta centímetros da bacia de infiltração.

A evolução da pressão na superfície ao longo do tempo é apresentada na Figura 53. Nota-se que que o modelo hidroestratigráfico obtido com a interpretação a 200MHz apresenta uam drenagem mais rápida na superfície. Nas primeiras 50 horas, a pressão variou de -1mH_2O a -1,5mH_2O para o modelo a 200MHz e de -1mH_20 a -1,25mH_20 para o modelo a 100MHz. Essa dinâmica se repete para todas as fases de recessão apresentadas pela Figura 53. Nos

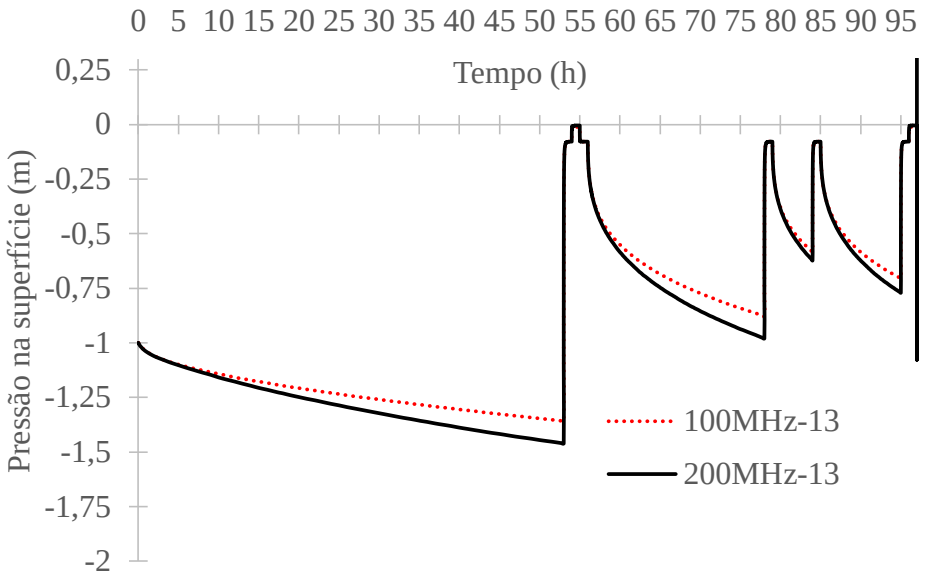
momentos de ascensão e para os picos de pressão, nenhuma diferença é notada. Para a condição limite inferior o comportamento da pressão é muito próximo (Figura 54). Para o fluxo acumulado, o modelo a 100MHz demonstra uma tendência de superestimativa ao longo do tempo (Figura 55).

Figura 52. a) Seção GPR 13– Imagem GPR tratada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz; b) Seção GPR 13 – Imagem GPR interpretada e obtida a partir de uma aquisição a 100MHz. Estratificação do Gcm na cor verde. Inclusões de areia em amarelo.



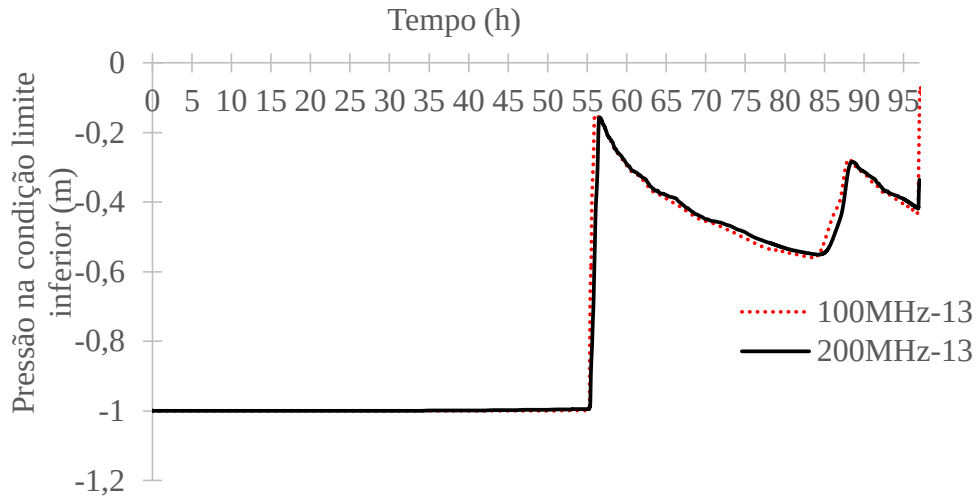
Fonte: O autor.

Figura 53. Pressão na superfície para seções GPR. Simulação considerando a visualização das heterogeneidades a 100MHz e a 200 MHz. Seção transversal 13



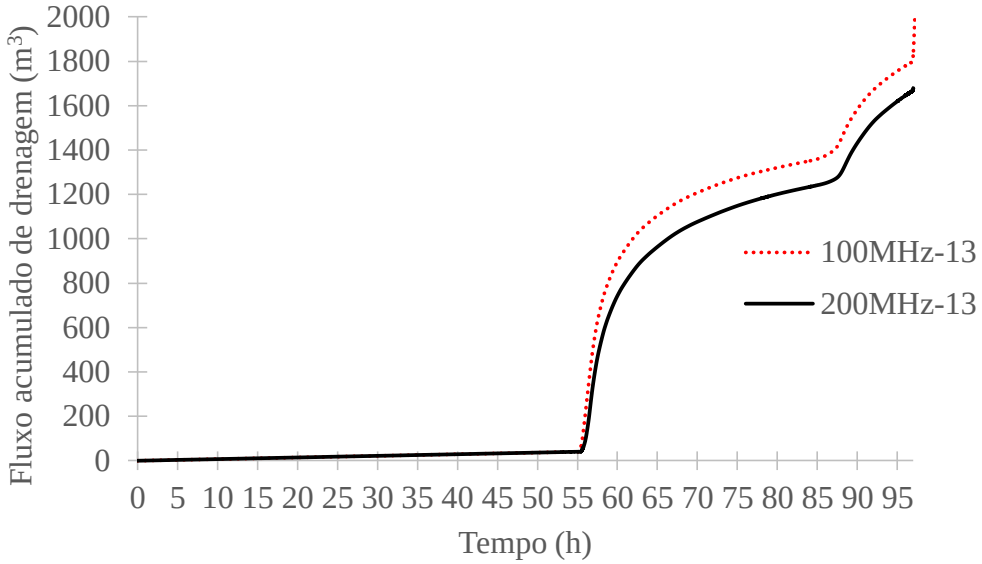
Fonte: O autor.

Figura 54. Pressão na condição limite inferior simulada para uma mesma seção GPR a 100 MHz e a 200MHz.Seção transversal 13.



Fonte: O autor.

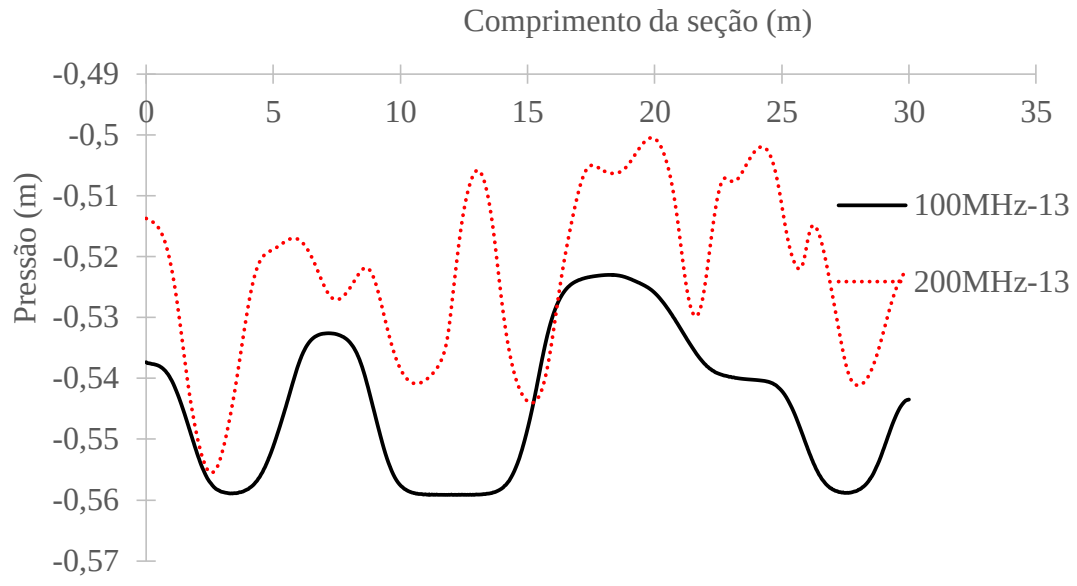
Figura 55. Fluxo acumulado de drenagem. Diferenças de comportamento hidráulico para uma seção prospectada com antenas diferentes. Seção transversal 13.



Fonte: O autor.

A resolução apresenta também um impacto sobre a estimativa local das variáveis de transferência. Por exemplo, o impacto sobre a pressão, em um corte transversal na profundidade de dois metros é demonstrada na Figura 56.

Figura 56. Pressão para a seção 24 e para a profundidade de 2 metros. Seção transversal 24 obtida com frequência de 100 MHz e 200MHz.



Fonte: O autor.

Em resumo, a escolha de uma antena para um estudo geofísico parte do princípio onde é necessário escolher entre dois interesses: profundidade de investigação desejada e a resolução associada à informação.

A antena de 100MHz permitiu a obtenção de sinais com boa capacidade de interpretação até a profundidade de 10,5 metros. A antena de 200MHz permitiu a obtenção de sinais até a profundidade de aproximadamente cinco metros, mas com uma resolução vertical mais pertinente para caracterizar as diferentes litofácies e elementos arquiteturais, encontrados respectivamente na escala macroscópica e mesoscópica.

Assim, recomenda-se a antena de 100MHz para ser utilizada como complemento da interpretação para a antena de 200MHz. Sendo que está última, apresentou um conhecimento mais fino da heterogeneidade.

De outra parte, a antena de 200MHz permitiu identificar estruturas sedimentares a baixa profundidade (dois a três metros). Essas estruturas se apresentaram de maneira muito menos evidente para a antena de 100MHz. Essa leitura degradada entre os elementos arquiteturais próximo à superfície está efetivamente ligada à correlação entre a diminuição da resolução vertical com a diminuição da frequência da antena.

Toda essa repercussão é notada comparando os indicadores estruturais (Tabela 9).O grau de ocupação do material majoritário é a variável que apresenta menor sensibilidade com a mudança da frequência da antena. Para a seção 24, o grau de ocupação do Gcm,b atinge um percentual de 73,87% para a antena de 100MHz e de 74,71% para a antenade 200MHz. Para a seção 13, o grau de ocupação para a antena de frequência de 100MHz foi de 82,10% e para a frequência de 200MHz foi de 80,59%.

Tabela 9. Indicadores estruturais para seções GPR tratadas com diferentes antenas.

	24-100 MHz	24-200 MHz	13-100 MHz	13-200 MHz
F_M	73,87	74,71	82,10	80,59
F_{la}	15	7,56	12,5	6,88
F_{le}	11,13	17,73	5,40	12,54
$A_{areia}(m^2)$				

Um fato é que a frequência de 100MHz uniformiza o contraste na superfície, dificultando a interpretação das inclusões de areia. A identificação dessa litofácies é a mais prejudicada com análise de radargramas obtidos a 100MHz. Isso pode ser explicado pelo fato da potencia do sinal emitido ser maior em menores profundidades. Isso faz com que ocorra uma ausencia de sensibilidade, quando onda eletromagnética passa por matérias de diferentes constantes dielétricas.

7. CONCLUSÕES GERAIS DA TESE

Esse trabalho avaliou o efeito da heterogeneidade estrutural do subsolo nas variáveis de transferência de água na escala de uma tecnologia de infiltração das águas pluviais urbanas. A bacia de infiltração é a bacia de infiltração Django Reinhadt, situada em Lyon, com subsolo predominantemente fluviogracial. A heterogeneidade foi determinada a partir da tecnologia de prospecção geofísica não destrutiva do Ground Penetration Radar-GPR.

Com a tecnologia do GPR foi possível determinar as estruturas geológicas e as correspondentes litofácies existentes dentro dessas estruturas. A prospecção geofísica indicou o Gcm,b como a litofácies mais abundante. O Gcm,como litofácies menos predominante mas situada na superfície. Intrusões de areia de comprimentos e formas diversas também foram localizadas. A prospecção indicou a areia como a inclusão mais importante e mais abundante .A aplicação do GPR permitiu identificar as heterogeneidades existentes no subsolo da bacia de infiltração Django Reinhardt. O GPR se mostrou sensível a umidade do solo, gerando incertezas na determinação da profundidade do lençol freático.

O GPR mostrou-se uma técnica não destrutiva adequada para identificar o tipo e a geometria das heterogeneidades do subsolo da bacia de infiltração. As heterogeneidaees identificadas mostraram ser dependentes da frequência da antena. Em função da frequência da antena, a imagem GPR está associada a uma resolução específica. As heterogeneidades visualizadas e interpretadas com a técnica não destrutiva do GPR foram as litofácies e as grandes estruturas.

O GPR permitiu identificar as condições de contorno das seções litológicas como, por exemplo, a profundidade o lençol freático e a região onde existe a influência da capilaridade. Tal informação pode ser útil na modelagem dos processos de transferência na zona não saturada e também na modelagem da interação entre a zona vadosa e a zona saturada.

A hipótese de validade da aplicação de um meio uniforme foi verificada comparando os resultados numéricos da modelagem do comportamento hidráulico de uma seção uniforme com a de uma seção heterogênea. Foram avaliados variáveis que globalizam e resumem a resposta dos modelos hidroestratigráficos as solicitações impostas.

A modelagem hidráulica foi realizada resolvendo a equação de Richards para um fluxo bidimensional com o modelo Hydrus 2D. As modelagens realizadas demonstraram que a heterogeneidade possui um impacto nas variáveis representativas do fluxo na superfície e do fluxo na base das seções GPR estudadas.

O impacto da heterogeneidade estrutural do subsolo mostrou-se ser independente das condições de contorno utilizadas, no entanto, algumas solicitações hidráulicas mostraram de maneira mais evidente o impacto do meio heterogêneo na repartição do fluxo interno e também do campo de pressão no meio poroso.

A ocorrência da heterogeneidade induziu o aparecimento de fluxo preferencial para escoamento em condições não saturadas. Os principais tipos de escoamentos preferenciais observados foram os causados por barreira capilar e o desvio lateral do escoamento.

Observou-se para o caso da drenagem livre um efeito local da heterogeneidade nos processos de escoamentos. Os fluxos em superfície foram alterados em função da posição e da distribuição espacial de inclusões de areia que apresentam propriedades hidráulicas com características menos condutoras que o material mais abudante.

8. RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A melhoria do conhecimento sobre o efeito da heterogeneidade estrutural do subsolo nos processos de transferência de água na escala de uma obra de infiltração ou na escala de campo pode ser avançada. Alguns aspectos que não foram considerados nesse trabalho e que podem ser verificados em trabalhos futuros são:

Observar o efeito da anisotropia das inclusões menos condutoras como as inclusões de areia. Por exemplo, verificar o impacto nas diversas variáveis que envolvem os fluxos na superfície e o fluxo de drenagem a partir da mudança na relação entre a condutividade hidráulica horizontal e a condutividade hidráulica vertical das inclusões. Esse tipo de verificação pode indicar as condições extremas do impacto de uma série de pequenos lentes embebido num material majoritário.

Verificar o impacto do efeito da heterogeneidade a partir de uma análise estocástica. Para isso sugere-se a utilização de seções heterogêneas artificiais, e geradas aleatoriamente a partir da informação de algumas seções onde se possui um maior grau de confiança.

O efeito de inclusões rápidas também pode ser verificado, para isso recomenda-se a utilização de duas hipóteses. Uma hipótese onde se possa considerar a validade da equação de Richards na descrição dos fenômenos de retenção e escoamento mesmo nas regiões compostas por inclusões que possuem efeito da macroporosidade. Nessas regiões, ainda existem incertezas sobre a validade da hipótese dos efeitos da capilaridade e consequentemente, incertezas sobre a validade de aplicação da equação de Richards.

A outra possibilidade é considerar um escoamento cinemático nas regiões ocupadas por litofácies que apresentam indícios de macroporosidade. De outra maneira, o ideal seria ter uma maneira de acoplar a existência de um comportamento misto, isto é, a utilização da validade da equação de Richards nas regiões onde não existe dúvida da validade dos efeitos da capilaridade, e a possibilidade de testar as duas hipóteses: (existência do efeito da capilaridade ou existência de escoamento cinemático) nas regiões onde existem suspeitas da existência de macroporos.

REFERÊNCIAS

ALFNES, E., KINZELBACH, W., AAGAARD, P. (2004) Investigation of hydrogeologic process in a dipping layer structure : 1. The flow barrier effect. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 69, p. 157-172.

ALLAIRE, S.E., ROULIER, S., CESSNA, A.J. (2009) Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. **Journal of Hydrology**. V. 378, p. 179-204.

ANGULO-JARAMILLO,R., VANDERVAERE, J-P., ROULIER, S., THONY, J-L., GAUDET, J-P., VAUCLIN, M. (2000) Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers A review and recent developments. **Soil & Tillage** Research 55 (2000) 1±29

ANDERSON, MP. 1989. Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. Geological Society of America Bulletin, Vol.101, pp.501-511.

ANTONINO, A C. D., ANGULO-JARAMILLO, RAFAEL., SOUZA, E.S., NETTO,A.M., CARNEIRO, C.J.G.,. MONTENEGRO, A. A. A.(2001) Determinação da condutividade hidráulica e Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo com infiltrômetro a disco da sorvidade de um solo com infiltrômetro a disco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.2, p.247-253.

ANTONINO, A.C.D.; SOARES, W.A.; SILVA, E.B.; LIMA, J.R.S.; NETTO, A.M.; LIRA, C.A.B.O.(2004). Utilização do Método Inverso para a caracterização Hidrodinâmica de um Neossolo Flúvico. **RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, volume 9 n.3, Jul/Set 2004, 81-87.

ANTONINO,A.C.D.; ÂNGULO-JARAMILLO,R.; HAMMECKER,C.; NETTO, A.M.; MONTENEGRO,S.M.G.L.; LIRA, C.A.B.O.; CABRAL, J.J.S.P.(2004). A simplified water transfer model of the reservoir–ebb tide system, including preferential flow, in the semi-arid region in Northeastern Brazil. **Journal of Hydrology,** volume 287, página 147–160

ANNAN, A.P.(2009) Eletromagnetic Principles of Ground Penetratiing Radar. CHAPTER 1 in: Ground Penetration Radar Theory and Applications. First edition 2009. ISBN: 978-0-444-53348-7. Editor Harry M. Jol

ARYA, L.M., PARIS, J.M. (1981) A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk-density data**. Soil Science Society of America Journal**, v. 45, p. 1023-1030.

ASPRION, U; AIGNER, T. (1997) GPR methods for hydrogeological studies. *In*: Y. Rubin and S.S Hubbard (ed). Hydrogeophysics. **Water science and Technologie**, Springer, New Work, p. 185–213.

AZZOUT, Y.; BARRAUD,S.;CRES,F.N.;ALFAKIH,E.(1994).Techniques alternatives en assainissement pluvial: choix, conception,realization et entretien.Paris: Lavoisier.372p.

BAGARELLO,V., DI PRIMA,S., IOVINO,M., PROVENZANO, G.(2012) Estimating field-saturated soil hydraulic conductivity by a simplified Beerkan infiltration experiment. HYDROLOGICAL PROCESSES **Hydrol. Process**. (2012) DOI: 10.1002/hyp.9649

BALLIO, F., GUADAGNANI, A.(2004). Convergence assessment of numerical Monte Carlo simulations in grounwater hydrology. **Water Ressources Research**, 40(4), W04603, doi:10.1029/2003WR002876

BAPTISTA, M.B; NASCIMENTO N.O; BARRAUD S.(2005) Técnicas Compensatórias em Drenagem Urbana. Porto Alegre: ABRH, 266 p.

BARDIN,J-P., BARRAUD, S .(2004) Aide au diagnostic et à restructuration du bassin de rétention de Chassieu. Rapport pour la Direction de L'Eau du Grand Lyon. INSA de Lyon, 62 pages.

BAVEYE, P.C.; LABA, M. (2014) Moving away the geostatiscal lamppost : Why, where, and how does the spatial heterogeneity of soils matter?. **Ecological Modelling**. 15 p.

BEAR, J. (1972) **Dynamics of fuids in porous media**. New York: American Elsevier. 764p.

BERTOLLA, LUCIANA; PORSANI ,J.L; SOLDOVIERI ,F; CATAPANO, I. (2014) GPR-4D monitoring a controlled LNAPL spill in a masonry tank at USP, Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 103, p. 237–244.

BICHARK, J.R., GARDNER, C.G., HIPP, J.E., VICTOR, J.M. (1974) Higth dielectric constant microwave probes for sensing soil misture. **Proc. IEE**, v. 62 (1), p. 93-98.

BIEN, L.B., PREDELUS, D., LASSABATERE, L., WINIARSKI, T., ANGULO-JARAMILLO, R. (2013). Combined Effect of Infiltration, Capillary Barrier and sloping Layered soil on flow and Solute Transfert in a Heterogeneous Lysimetre. **Open Journal of Modern Hydrology**, v. 3, p. 138-153.

BOEKER, E., van GRANDELLE, R. (1995). Environmental Physics. John Wiley & Sons, Chichester, England.

BOUWER, H. (2002). Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering. **Hydrogeology Journal**, v. 10 (1), p. 121-142.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. (1964) Hydraulic properties of porous media. **Hydrology** Paper, v. 3, 27p.

BURDINE, N.T. (1953) Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **American Institute Mining and Metallurgy Engineering**, v. 198, p.71–77.

BURGEAP (1995). Etude de la nappe de l'Est lyonnais, Lyon, 45 paginas, 11 cartas.

BURGEAP (2001). Etude hydrogeologique du secteur du bassin d'infiltration Django Reinhardt à Chassieu. Rapport Ly.765/A.7302 BURGEAP, Lyon, France. (www.burgeap.fr)

CABRAL, J. J .S. P. (1997) Movimento das águas subterrâneas. In Hidrogeologia, Conceitos e Aplicações, Coord por Feitosa, F A C e Manoel Filho, J, CPRM, Fortaleza.

CARMAN, P.C. (1997). Fluid flow though granular beds. **Chemical Engineering Research and Design**, v. 75, p. S32–S48.

CHANG P-Y.; ALUMBAUGH, D. BRAINARD, J.; HALL, L. (2004). The Application of Ground Penetrating Radar Attenuation Tomography in a Vadose Zone Infiltration Experiment. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 71, n 1-4, p 67-87.

CHAPUIS, R.P., AUBERTIN, M. (2003). On use of the Kozeny- Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils. **Canadian Geotechinical Journal**, v. 40, p. 616-628.

CLOTHIER, B.F., GREEN, S.R., DEURER, M. (2008). Preferential flow and transport in soil: progress and prognosis. **European Journal of soil science**, v. 59 (1), p. 2-13.

de CONDAPPA, D.; SORIA UGALDE, J.M.; ANGULO-JARAMILLO, R.; HAVERKAMP, R. (2002). **Méthode Beerkan**. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés. Rapport interne Hydrologie de la Zone Non Saturés – LTHE, Grenoble: Université de Grenoble. 82p.

DARCY,H. (1856).Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris.

DAVIS, A. L. (2005). Green engineering principles promote low impact development. **Environmental Science and Technology**,39, 338A–344A.

DESCHENE , M., BARRAUD, S.,BARDIN, JP.(2004) Indicators for hydraulic and pollution retention assessment of stormwater infiltration basins. **Journal of environmental management**, pp.371-380.

DURNER, W. (1994) Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure, **Water Resources Research**, v. 32 (2), p. 211-223.

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

EPPSTEIN, M.J., DOUGHERTY, D.E. (1998) Efficient three-dimensional data inversion: soil characterization and moisture monitoring from cross-well ground-penetrating radar at a Vermont test site. **Water Resource Research**, v. 34 (8), p. 1889–1900.

FRENCH, H.K; VAN DER ZEE, S.E.A.T.M.,LEIJNSE, A. (1999). Differences in gravity-dominated unsatured flow during autumn rains and snowmelt. **Hidrological Process**, v. 13, p. 2783-2800.

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

GOUTALAND, D., WINIARSKI, T., LASSABATERE, L., DUBÉ, J.S., ANGULO-JARAMILLO, R. (2013) Sedimentary and hydraulic characterization of a heterogeneous glaciofluvial deposit: Application to the modeling of unsatured flow. **Engineering Geology,** v. 166, p. 127-139.

GOUTALAND, D., WINIARSKI, T., BIEVRE, G., BUONCRISTIANI, J-F. (2005) Interet de l'approche sédimentologique en matière d'infiltration d'eaux pluviales.Caractérisation par radar géologique. **Techiniques Sciences Méthodes,** v. 10, p. 71-79.

GOUTALAND, D., WINIARSKI, T., DUBÉ, J.S., BIEVRE, G., BUONCRISTIANI, J-F., CHOTEAU, M., GIROUX, B (2008) Hydrostratigraphic characterization of the vadose zone of a glaciofluvial deposit underlying an infiltration basin using Ground Penetrating Radar. **Vadose Zone Journal,** v. 7, p. 194-207.

GRACIOSA, M.C. P; MENDIONDO, E.M; CHAUDHRY, F.H. (2008). Simulação Hidráulica de Trincheiras de Infiltração de Águas Pluviais. ***RBRH* — Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. Volume 13 n.2 Abr/Jun 2008, paginas 89-99.

GERKE, H.H., VAN GENUCHTEN, M.T. (1993). A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. **Water Resources Research**. 29, 305–319.

GOUTALAND (2008). Caracterisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire. Evaluation de l'effet de l'hétérogénéité hydrodynamique sur les écoulements en zone non-saturée. Thèse de Doctorat. 241 pag. Nº d'ordre 2008-ISAL-0018. École Doctorale de chimie de Lyon.

GREEN, W.H., AMPT, G.A.(1911) Studies in soil physics: I. The flow air of air and water through soils**. Journal of agriculture science.** Vol : pag-1-24.

GSSI-GEOPHYSICAL SURVEY SYSTEMS, INC.(2009). RADAN 6.6 User's Manual. New Hampshire, United States.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J.R. (1986) Predicting the water retention curve from particle size distribution: I Sandy soils without organic matter**. Soil Science**, v.142, p.325–335,

HAVERKAMP, R.; ROSS, P.J.; SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.Y. (1994) Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v.30, p. 2931-2935.

HAWS, N.W., DAS, B.S., RAO, P.S.C.(2004). Dual-domain solute transfer and transport processes: evaluation in batch and transport experiments. **Journal of Contaminant Hydrology**. 75, 257–280.

HELSING,J.(1993) Bounds on the conductivity of some two-component composites. **Journal Aplieed Physics**. 73, 1240-1245.

HEEREN, D.M.,FOX,G.A., FOX, A.K., STORM, D.E., MILLER, R.B., MITTELSET,A.R.(2014). Divergence and flow direction as indicator of subsurface heterogeneity and stage-dependent storage in alluvial floodplains. **Hidrologic Processes**, nº28, 1307-1317.

HEILIG, A., STEENHUIS, T.S., WALTER, M.T., HERBERT, S.J. (2003) Funneled flow mechanisms in layered soil : field investigations. **Journal of Hydrology**, v. 279, (1-4), p. 210-223.

HEINZ, J., AIGNER, T. (2003) Hierarchical dynamic stratigraphy in various Quaternary glaciofluvial gravel deposits, Rhine glacier area (SW Germany): implications for hydrostratigraphy. **International Journal of Earth Sciences**, Vol.92, pp.923-938.

HENDRICK, J., FLURY, M. (2001) Uniform and Preferential Flow Mechanisms in the Vadose Zone. Conceptual models of flow and transport in the fracture vadose zone. National academica of Sciences.

HILLEL,D.(1998). Environmental soil physics. San Diego, California, USA.:Academic Press, 771p.

HINCAPIÉ, I., GERMANN, P. (2009). Impact of initial and boundary conditions on preferential flow. **Journal of contaminant Hydrology**, v. 104, p. 67-73.

HORTON, RE. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. Transactions, American Geophysical Union 14: 446–460.

HUGGENBERGER , P., MEIER, E., PUGIN,A. (1994). Ground-probing radar as a tool for heterogeneity estimation in gravel deposits: advances in data-processing and facies analysis. **Journal of Applied Geophysics**. Vol.31, pp.171-184.

INDELMAN, P. LESSOFF, S.C., DAGAN, G.(2006). Analytical solution to transport in three-dimensional heterogeneous well capture zones. **Journal of Contaminant Hydrology** 87: p. 1–21.

JARVIS, N. (2003) Macropore and Preferential Flow. Encyclopedia of Agrochemicals. DOI: 10.1002/047 126 363 X.agr156

KAMPF, M., HOLFELDER, T., MONTENEGRO, H. (2003). Indentification and parametrization of flow processes in artificial capillary barriers. **Water Resources Research**, v. 39 (10), p. 1-9.

KLINGBEIL, R.;KLEINEIDAM, S.;AIGNER, T.;TEUTSCH, G..(1999) Relating lithofacies to hydrofacies: outcrop-based hydrogeological characterization of Qusternary deposits. **Sedimentary geology**, nº129, 1999, p.299-310.

KNUDBY, C., CARRERA, J. (2006) On the use of apparent hydraulic diffusivity as an indicator of connectivity. **Journal of Hydrology**, v. 329, p. 377-389.

KNUDBY, C., CARRERA, J. (2005). On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity. **Advance in Water Ressources**, v. 28 (4), p. 405 -421.

KOSTIAKOV, A.N.(1932). On the dynamics of the coefficient of water - percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of ameliation.Trans. 6t hcomm. Intern. **Soc. Soil Sci**., Moscou, Part A., 17-21, 1932

KOSUGI K. (1996) Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, **Water Resources Research**, v. 32 (9), p. 2697-2703,

KOZENY .(1927) Uber die kapillare Leitung des Wassers em Boden. Wien: Akademie der Wissenschaften

KUNG, K.J.S. (1990a). Preferential flow in a sandy Vadose Zone : 1. Field Observation. **Geoderma**, v. 46, p. 51-58.

KUNG, K.J.S. (1990b). Preferential flow in a sandy Vadose Zone : 1. Mechanism and Implications. **Geoderma**, v. 46, p. 59-71.

KUTILEK, M.; NIELSEN, D.R. (1994) Soil Hydrology. Catena Verlag, Cremlingen, Germany.

LAL, R; SHUKLA, M.K. (2004). Principles of soil physics. Marcel Dekker,inc.New York .Basel. 638 pg.

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA, J.M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. (2006) Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments - BEST. **Soil Science Society of American Journal**, v.70, p.521-532

LASSABATERE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R..; GOUTALAND , D.;LETELLIER, L.; GAUDET, J. P.;WINIARSKI , T.; DELOLME , C.(2010).Effect of the settlement of sediments on water infiltration in two urban infiltration basins. **,Geoderma,** 156 p. 316–325

LEWANDOWSKA, J., JEAN-LOUIS AURIAULT, J-L. (2004) Modelling of unsaturated water flow in soils with highly permeable inclusions. **Comptes Rendus Mécanique**, v. 332, p. 91–96.

LEWANDOWSKA, J., SZYMKIEWICZ, A., JEAN-LOUIS AURIAULT, J-L. (2005) Upscaling of Richards equation for soils containing highly conductive inclusions. **Advances in Water Resources**, v. 28, p. 1159–1170.

LIN, H. (2010) Linking principles of soil formation and flow regimes. **Journal of hydrology**, v. 393, p. 3-19.

MARQUARDT, D.W. (1963) An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. SIAM. **Journal on Applied Mathematics**, v.11, p.431-441.

MARSILY,G.;DELAY,F.;TELES,V.;SCHAFMEISTER.(1998).Some currents methods to represent the heterogeneity of natural media in hydrogeology.**Hydrogeology Journal**, 6:115-130.

MELO, T. dos A. T. DE; COUTINHO, A. P.; CABRAL, J. J. da S. P.; ANTONINO, A. C. D.; CIRILO, J. A. (2014). Jardim de chuva: sistema de biorretenção para o manejo das águas pluviais urbanas. **Ambiente Construído**, Porto Alegre, v. 14, n. 4, p. 147-165, out./dez. 2014

MIALL, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical models in braided river deposits: a summary. In:Miall, A.D. (Eds), **Fluvial Sedimentology**, v. 5, p. 597-604.

MIALL, A. D. (1985). Architetural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science. Reviews**, v 22, p. 261-308.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A. (2004) Aproveitamento sustentável de aqüíferos aluviais no semi-árido. In: Cabral, J. J. S.; Ferreira, J. P. C. L.; Montenegro, S. M. G. L.; Costa,W. (ed.). Água subterrânea: aqüíferos costeiros e aluviões, vulnerabilidade e aproveitamento. Recife: UFPE, 2004. cap.2, p.61-117

MUALEM, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, v.12 ,p.513-522.

MUBARAK, I., et al. (2010) Spatial analysis of soil surface hydraulic properties: Is infiltration method dependent? **Agricultural Water Management** 97, 1517–1526.

NEAL, A. (2004) Ground penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth Science Reviews**, v. 66, p. 261–330.

NIEBER, J.L., BAUTERS, T.W.J., STEENHUIS, T.S., PARLANGE, J-Y. (2000) Numerical simulation of experimentation gravity-driven unstable flow in water repellent sand. **Journal of Hydrology**, v. 231-232, p. 295-307.

NOGARO, G.,MERMILLOD-BLONDIN,F., MONTUELLE, B.,BOISSON, J-C., BEDELL, J-P., OHANNESSIAN, A., VOLAT, B. , GILBERT, J. (2007). Influence of a stormwater sediment deposit on microbial and biogeochemical process in infiltration porous media. **Science of the Total Environment**. V.377: paginas 334-348.

PRÉDÉLUS, D., LASSABATERE, L., COUTINHO, A.P., LOUIS, C., BRICHAT, T., SLIMÈNE, E.B., WINIARSKI, T., ANGULO- JARAMILLO, R. (2014) Tracing water flow and colloidal particles transfer in an unsatured soil. **Journal of water resource and Protection**, v. 6 (7), p. 696-709.

PHILIP, J.R (1957). The teory of infiltration:1 The infiltration equation and its solution**. Soil Science** 83: 345-357.

POETER. E., GAYLORD, D.R. (1990) Influence of aquifer heterogeneity on contaminant transport at the Handford Site. **Ground Water**, v. 28 (6), p. 900-909.

PRUESS, K. (2004) A composite mediun approximation for unsatured flow in layered sediments. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 70, p. 225-247.

RADCLIFFE,D.E., SIMUNEK, J. (2010). Soil Physics whith Hydrus: Modeling and Applications. Boca Raton: CRC Press, Taylor& Francis Group.

RAWLS, W. J., AHUJA, L. R., BRAKENSIEK, D. L. E SHIRMOHAMMADI, A. (1993) Infiltration and soil water movement. In: **Handbook of Hydrology**. Ed. David R. Maidment, McGraw-Hill, Inc., USA.

REID, M.E., DREISS, S. (1990) Modeling the Effects of Unsatured, stratified sediments on Groundwater Recharge from Intermitent Streams. **Journal of Hydrology**, v. 114, p. 149-174.

REYNOLDS, J. (1997) **An introduction to Applied and Environmental Geophysics**. Wiley. 2º edição. 710 p.

RIGHETTO , ANTÔNIO MAROZZI.(2009).Manejo de Águas Pluviais Urbanas/ Antônio Marozzi Righetto (coordenador). Rio de Janeiro: ABES, 2009,396p.: ilProjeto PROSAB, ISBN: 978-85-7022-162-9

ROSS, B. (1990) The Diversion Capacity of Capillary Barriers. **Water Resources Research**, v. 26 (10), p. 2625-2629.

ROTH, K., JURY, W.A., FLUHLER, H., ATTIGER, W. (1991) Transport of chloride though an unsatured field soil. **Water Resources Research**, v. 27, p. 2533-2541.

ROTH, R., SCHULIN, R., FLUHLER, W. A. (1990) Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using composite dielectric approach. **Water Resources Research**, v. 26 (10), p. 2267-2273.

SAINTENOY, A., SCHNEIDER, S., TUCHOLKA, P. (2008). Evaluating ground-penetrating radar use for water infiltration monitoring. **Vadose Zone Journal**, v. 7, p. 208–214

SCHAAP, M. G., LEIJ, F. J., VAN GENUCHTEN, M. TH.(2001). Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**. 251: 163–176.

SCHLUTER, S., VANDERBORGHT, J., VOGEL, H-J. (2012). Hydraulic non-equilibrium during infiltration induced by structural connectivity. **Advances in Water Resources**, v. 44, p. 101-112.

ŠIMŮNEK, J., van GENUCHTEN, M.T.H, (1999). Modeling nonequilibrium flow and transport processes using HYDRUS. **Vadose Zone Journal**, v. 7, p. 782–797.

SIMUNEK, J., SEJNA, M., VAN GENUCHTEN, M.TH.(2007). User Manual, The Hydrus Software Package for Simulating the Two- and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, Prague, Czech Republic: PC-Progress, pp. 45–48.

SIMUNEK, J., VAN GENUCHTEN, M.TH., SEJNA, M.(2008). Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packgages and related codes. **Vadose zone Journal**, V.7, n 2:587-600.

SOUZA, E.S.; ANTONINO, A.C.D.; ÂNGULO-JARAMILO, R.; NETTO, A.M. (2008). Caracterização hidrodinâmica de solos : Aplicação do método Beerkan.**Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambienatal** . v.12,n.2, p.128-135, Campina Grande, PB.

SLOWIK, M. (2012) Influence of measurement conditions on depth range and resolution of GPR images:The example of lowland valley alluvial fill (the Obra River, Poland). **Journal of Applied Geophysics**, v. 85, p. 1–14.

STAUFFER, F. (2007) Impact of highly permeable sediment units with inclined bedding on solute transport in aquifers. **Advances in Water Resources**, v. 30, p. 2194–2201.

TROPP, J.C., DAVIS, J.C., ANNAN, A.P. (1980) Electromagnetic determination of soil water content : measurements in coaxial transmission lines. **Water Resources Researches**, v. 16 (3), p. 574-582.

TORQUATO, S.(2002) Randon Heterogeneous Materials.Springer-Verlag.

TUCCI. C.E.M.(2009).Hidrologia :Ciência e Aplicação,Porto Alegre,v.7,n.1,pag.5-27.

URBONAS, B; STAHRE, P. (1993)**.**Stornwater Best Management Practices and Detetion,Prentice Hall,Englewood Cliffs,New Jersey,450p.

USDA – UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. Soil Survey Manual. Natural Resources Conservation Service, edição revisada, 1993.

van GENUCHTEN, M.TH. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.44, p.892-898.

VASSENA, C., CATTANEO, L., GIUDICI, M. (2010). Assessment of the role of facies heterogeneity at the fine scale by numerical transport experiments and connectivity indicators. **Hydrogeology Journal.** Nº18, 651-668.

VOGEL, H-J.; ROTH, K. (2003) Moving through scales of flow and transport in soil. **Journal of Hydrology**, v. 272, p. 95-106.

VOGEL, T., CÍSLEROVÁ, M. (1988) On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. **Transport in Porous Media**, v. 3, p. 1-15,

WALTER, M.T., KIM, J-S., STEENHUIS, T.S., PARLANGE, J-Y., HEILIG, A., BRADDOCK, R.D., SELKER, J.S., BOLL, J. (2000) Funneled flow mechanisms in sloping layered soil : Laboratory investigation. **Water resources research**, v.36 (4), p. 841 -849.

WEBB, E.K., DAVIS, J.M. (1998) Simulation of spatial heterogeneity of geologic properties: a overview. *In*: FRASER, G.S., DAVIS, J.M. (Eds.) **Hydrogeologic Models of Sedimentary Aquifers**. Society for Sedimentay Geology, Tula, Okla, p.1-24.

WINIARSKI, T., LASSABATERE, L. ANGULO-JARAMILLO, R., GOUTALAND, D. (2013) Characterization of the heterogeneous flow and pollutant transfer in the unsatured zone in the fluvio-glacial deposit. **Procedia Environmental Sciences**, v. 19, p. 955-964.

WINIARSKI, T., BEDELL, J-P., DELOLME, C., PERRODIN, T. (2006) The impact os stormwater on a soil profile in an infiltration basin. **Hydrogeology Journal**, v. 14, p. 1244-1251.

WIPFLER, E.L., NESS, M., BREEDVELD, G.D., MARSMAN, A., VAN DER ZEE, S.E.A.T.M. (2004) Infiltration and redistribuition of LNAPL into unsatured layered porous media. **Journal of Contaminant Hydrology**, v. 71, p. 47-66.

WOOD, B. (2009) The role of scaling law s in upscaling. **Advances in Water Resources**, v. 32, p. 723-736.

WU, L., PAN, L., MITCHELL, J., SANDEN, B. (1999) Measuring saturated hydraulic conductivity using a generalized solution for single-ring infiltrometers. **Soil Sci. Soc. Am. J**. 63, 788–792.

XIE, XIONGYAO ., QIN, HUI; YU,CHAO; LIU, LANBO. (2013) An automatic recognition algorithm for GPR images of RC structure voids. **Journal of Applied Geophysics**, v. 99, p. 125–134

YEBOAH-FORSON,A ., COMAS , X., WHITMAN, D. (2014) Integration of electrical resistivity imaging and ground penetrating radar to investigate solution features in the Biscayne Aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 515, p. 129–138.

YOUNG, I.M.;CRAWFORD, J.W.; RAPPOLDT, C. (2001) New methods and models for characterizing structural heterogeneity of soil. **Soil & Tillage Researche**, v. 61, p. 33-45.

ZHANG, D., ZHANG, R., CHEN, S., SOLL, W. (2000) Pore scale study of flow in porous media: Scale dependency, REV, and statiscal REV. **Geophysical Research Lettes**, v. 27 (8), p. 95-1198.

ZHAO, WENKE., FORTE , EMANUELE., PIPAN , MICHELE., TIAN, GANG.(2013). Ground Penetrating Radar (GPR) attribute analysis for archaeological prospection. **Journal of Applied Geophysics**, v. 97, p. 107–117.

FOLIO ADMINISTRATIF

THESE SOUTENUE DEVANT L'ECOLE NATIONALE DES TRAVAUX PUBLICS DE L'ETAT

NOM : COUTINHO
(avec précision du nom de jeune fille, le cas échéant)

DATE de SOUTENANCE : 14 décembre 2016

Prénoms : Artur Paiva

TITRE : Importance de l'hétérogénéité structurale de la zone non saturée pour la modélisation de l'écoulement à méso-échelle

NATURE : Doctorat

Numéro d'ordre :

Ecole doctorale : CHIMIE DE LYON

Spécialité :

Cote B.I.U. - / et bis

CLASSE :

RESUME :

La compréhension des écoulements préférentiels dans la zone non saturée en fond de bassins d'infiltration est une condition préalable à une gestion optimale de ces ouvrages. Le basin d'infiltration étudié repose sur un dépôt fluvioglaciaire hétérogène constitué d'un lithofaciès majoritaire contenant des lentilles de sable et de gravier. Une étude géophysique (radar) a permis de caractériser cette hétérogénéité sédimentologique le long de radar-grammes (sections de quelques mètres de profondeurs et de plusieurs dizaines de mètre de long). Les écoulements ont été modélisés pour toutes ces sections ainsi qu'une section fictive remplie uniquement du lithofaciès majoritaire (témoin) et pour divers évènements pluvieux type incluant une chronique météorologique complète. Les résultats montrent clairement que l'hétérogénéité lithologique a un effet significatif sur l'écoulement avec la mise en place d'écoulements hétérogènes du fait de phénomènes de barrière capillaire au niveau des lentilles de sable et de gravier en non-saturé. Cet effet se répercute sur les chemins de l'eau dans le dépôt et sur les flux en surface (infiltration et ruissellement). Les résultats montrent aussi que cet effet dépend fortement de la section considérée. La variabilité spatiale de l'hétérogénéité lithologique induit donc une variabilité spatiale des écoulements préférentiels. Certains paramètres architecturaux et géométriques relatifs à l'hétérogénéité lithologique ont été proposés pour expliquer l'effet de l'hétérogénéité lithologique sur les écoulements préférentiels, de sorte à proposer une première tentative de modélisation des écoulements à méso-échelle.

MOTS-CLES : Hétérogénéité lithologique, Radar géologique, Indicateurs architecturaux et structurels, Modélisation numérique, Zone vadose, Ecoulements préférentiels.

Laboratoire (s) de recherche :

LEHNA IPE, ENTPE
DEN, UFPE

Directeur de thèse : Rafael Angulo (ENTPE) et Antônio Celso Dantas Antonino (UFPE)

Président de jury :

Composition du jury :

Suzana Montenegro, Professeur UFPE, Rapporteuse
Jean Martins, DR CNRS, Rapporteur

Béatrice Bechet, CR MEDDE, examinatrice
Thierry Winiarski, DR MEDDE examinateur
Pierre Marmonier, Professeur UCBL, examinateur
Rafael Angulo Jaramillo, CR CNRS, Directeur de thèse
Antônio Celso Dantas Antonino, Professeur UFPE, Co-directeur de thèse