



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Contribuições às Ciências da Terra

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

Estudo dos Fatores Pedogeomorfológicos Intervenientes na Infiltração em Zonas de Recarga no Complexo Metamórfico Bação, Minas Gerais

Fernando de Moraes

Ouro Preto - 2007

Livros Grátis

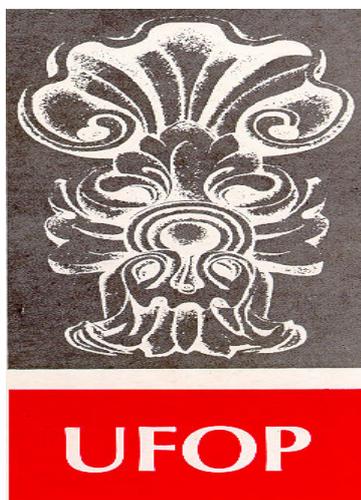
<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Anexo 1 da Resolução CPPG nº 013 de 08 de maio de 2002

CAPA

**ESTUDO DOS FATORES PEDOGEOMORFOLÓGICOS
INTERVENIENTES NA INFILTRAÇÃO EM ZONAS DE
RECARGA NO COMPLEXO METAMÓRFICO BAÇÃO – MG.**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

João Luiz Martins

Vice-Reitor

Antenor Rodrigues Barbosa Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Tanus Jorge Nagem

ESCOLA DE MINAS

Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

Vice-Diretor

Marco Túlio Ribeiro Evangelista

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Paulo César Souza



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 18

TESE DE DOUTORAMENTO

Nº 26

**ESTUDO DOS FATORES PEDOGEOMORFOLÓGICOS
INTERVENIENTES NA INFILTRAÇÃO EM ZONAS DE RECARGA NO
COMPLEXO METAMÓRFICO BAÇÃO, MG.**

Fernando de Moraes

Orientador

Luis de Almeida Prado Bacellar

Co-orientador

Paulo Roberto Antunes Aranha

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Doutor Ciência Naturais, Área de Concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais.

OURO PRETO

2007

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

M827e Morais, Fernando.
Estudo dos fatores pedogeomorfológicos intervenientes na infiltração em zonas de recarga no complexo metamórfico Bação-MG [manuscrito] / Fernando de Moraes. – 2007.
xvii, 132 f. : il. Color.; graf.; tabs.; mapas.
Orientadores: Prof. Dr. Luis de Almeida Prado Bacellar; Paulo Roberto Antunes Aranha.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.
Área de concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais.
1. Geologia ambiental - Bação (MG) - Teses. 2. Hidráulica – Condutividade – Teses. 3. Geomorfologia - Teses. 4. Infiltração - Teses. I. Universidade Federal de Ouro Preto. II. Título.

CDU: 553.84(815.1)

<http://www.sisbin.ufop.br>

“O homem não deve contar com nada que possa obter por sua própria iniciativa”.

“É dever de todo homem procurar aquela posição na vida em que melhor possa servir sua geração”.

(Alexander von Humboldt)

Dedico este trabalho ao meu pai Lindomar C. de Moraes (in memoriam), a minha mãe Adélia de Fátima a quem tudo devo e a minha esposa Cláudia por toda compreensão e amor.

Agradecimentos

Agradecer a todas as pessoas e instituições que colaboraram para que eu chegasse até aqui duplicaria o tamanho desta tese, mas mesmo sabendo que fazer uma lista de agradecimentos nos faz sempre cometer injustiças me sinto no dever de fazê-la. Então, vamos lá!

Gostaria de agradecer primeiramente a **Deus** por ter iluminado todos os meus passos até aqui. Tenho certeza que sempre estará do meu lado.

Agradeço ao meu orientador **Luis Bacellar** por ter me confiado a realização do mestrado, suportado minha insistência em realizar este trabalho e por toda a atenção e paciência dispensada. Espero contar com sua colaboração em futuros trabalhos, pois muito contribuiu para meu crescimento intelectual. Agradeço também ao meu co-orientador Paulo Roberto Antunes Aranha pelas contribuições tanto nos levantamentos de geofísica, quanto na elaboração final desta tese.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo apoio financeiro dispensado a realização deste trabalho.

Gostaria de agradecer aos responsáveis e equipe técnica dos laboratórios de raios-x e microscopia eletrônica de varredura (MEV) pelas análises mineralógicas, ao laboratório de geotecnia por todas as análises ali realizadas.

Ao professor Hermínio Arias Nalini, pela utilização do laboratório de geoquímica e pela prontidão. Agradeço a todos os professores do programa de pós-graduação em Evolução Crustal e Conservação de Recursos Naturais, em especial aos professores Paulo de Tarso pelas boas conversas na hora do almoço, Fernando F. Alkmim, César Varajão e Angélica Varajão, por toda cordialidade.

Agradeço à minha mãe **Adélia de Fátima**, ao meu irmão Roberto e suas crianças Paulo Henrique, Pâmela e Maria Eduarda.

Agradeço aos eternos mestres Paulo Dias Ferreira Jr., Frederico Garcia Sobreira e Luís Eduardo Bovolato, obrigado por tudo.

Agradeço aos companheiros: Odimar S. Guimarães, Marcelo Matsumura, Guilherme Gravina, Clíbson Alves dos Santos, Charles R. Murta, Simone (baiana), Júlia Maria, Cláudio, Ana Morales, Leonardo Souza, Ruzimar Tavares e à grande amiga de Araguaína Sônia Gonçalves, obrigado pela força que sempre me passaram. Desejo-lhes muita paz e sucesso.

Agradeço à toda turma da Sociedade Excursionista e Espeleológica – S.E.E. e da república PULGATÓRIO, por tudo que fizeram por mim.

Finalmente, gostaria de agradecer a minha esposa **Cláudia G. Vieira**, por toda força, carinho e compreensão dispensados ao longo desta jornada. - Muito obrigado!

Sumário

AGRADECIMENTOS.....	viii
LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
LISTA DE ANEXOS	xv
RESUMO.....	xvi
ABSTRACT.....	xvii
CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação da pesquisa.....	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Organização do estudo	2
CAPÍTULO 2. ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS DAS ÁREAS ESTUDADAS.....	5
2.1. Localização.....	5
2.2. Clima.....	7
2.3. Vegetação.....	7
2.4. Geologia.....	8
2.4.1. Complexo Bação	8
2.5. Geomorfologia.....	10
2.6. Solos.....	12
2.6.1. Características do horizonte A	12
2.6.2. Características do horizonte B	13
2.6.3. Características do horizonte C	19
2.7. Características hidrológicas.....	20
2.8. Uso e Ocupação	23
CAPÍTULO 3. INFILTRAÇÃO “ESTADO DA ARTE”	25
3.1. Introdução.....	25
3.2. Fluxo saturado	28
3.3. Fluxo não-saturado.....	30
3.4. Fatores que influenciam no fluxo de água no solo.....	32
3.4.1. Fatores associados ao líquido percolante.....	32
3.4.2. Fatores pedológicos.....	33
3.4.3. Fatores geomorfológicos	36
3.4.1. Fatores climáticos.....	37
3.5. Avaliação da infiltração (percolação)	38
3.5.1. Métodos diretos.....	39

3.5.2. Métodos indiretos.....	46
3.6. Eletrorresistividade aplicada ao estudo de fluxos subsuperficiais	53
CAPÍTULO 4. METODOLOGIA.....	57
4.1. Desenvolvimento da Pesquisa	57
CAPÍTULO 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	71
5.1. Organização dos resultados	71
5.2. Análise dos fatores intervenientes na condutividade hidráulica dos horizontes superficiais de solos de áreas gnáissicas do Complexo Bação, MG.	71
5.2.1. Introdução.....	73
5.2.2. Características das áreas estudadas	74
5.2.3. Material e métodos.....	77
5.2.4. Resultados.....	81
5.2.5. Discussão dos resultados	87
5.2.6. Conclusões.....	91
5.3. Electrical resistivity survey of water flow in vadose zone	93
5.3.1. Introduction.....	94
5.3.2. Physiographic setting	95
5.3.3. Methods	97
5.3.4. Results and discussion.....	99
5.3.5. Conclusions.....	103
5.4. Uso de traçadores na avaliação da infiltração em solos do Complexo Bação, MG.	103
5.4.1. Introdução.....	104
5.4.2. Características das áreas estudadas	106
5.4.3. Material e métodos.....	108
5.4.4. Resultados.....	110
5.4.5. Discussão	114
5.4.6. Conclusões.....	115
CAPÍTULO 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	117
6.1. Conclusões.....	117
6.2. Sugestões para futuros trabalhos.....	118
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121
ANEXOS	
BANCA EXAMINADORA (<i>Ficha de Aprovação</i>)	

Lista de Figuras

Figura 2.1- Localização regional da área estudada no Complexo do Bação, MG.....	5
Figura 2.2- Visão geral das áreas estudadas.....	6
Figura 2.3- Balanço hídrico da região de Congonhas do Campo.....	7
Figura 2.4- Compartimentação geológica do Complexo Bação	9
Figura 2.5- Voçorocas da estação Holanda.....	11
Figura 2.6- Modelos de encostas determinados a partir da forma.....	12
Figura 2.7- Perfil característico da área da estação Holanda.....	15
Figura 2.8- Distribuição porosimétrica de solos da região da área da estação Holanda	16
Figura 2.9- Curvas características para os horizontes B e C da estação Holanda	18
Figura 2.10- Diâmetros médios ponderados dos agregados.....	19
Figura 2.11- Perfis de índices físicos de solos da estação Holanda.....	20
Figura 2.12- Macroporos em parcela monitorada na estação Holanda.....	21
Figura 2.13- Cota do nível freático nos poços entre 15/11/03 e 14/11/04	21
Figura 2.14- Hidrogramas de pequenas bacias de 1ª ordem do Complexo Bação	22
Figura 3.1- Visão geral do ciclo hidrológico.....	26
Figura 3.2- Componentes do ciclo hidrológico do perfil do solo.....	27
Figura 3.3- Representação do gradiente hidráulico.....	28
Figura 3.4- Variação entre fluxos laminares e turbulentos	29
Figura 3.5- Curvas características da: a) umidade pela sucção (curva de retenção de água); b) condutividade hidráulica pela sucção.....	31
Figura 3.6- Relação do coeficiente de permeabilidade com o índice de vazios	35
Figura 3.7- Exemplos de fluxos em uma vertente.....	37
Figura 3.8- a) instalação do infiltrômetro por meio de percussão e b) monitoramento da taxa de infiltração	39
Figura 3.9- Exemplo de simulador de chuvas.....	41
Figura 3.10- a) Irrigação de áreas para ensaios com traçador colorimétrico, b) perfis de percolação, obtidos a partir da escavação de trincheiras na área irrigada.....	44
Figura 3.11- Tipos de fluxos e processos envolvidos na infiltração.....	44

Figura 3.12- Lisímetro com paredes vedadas por cimentos e PVC	45
Figura 3.13- Ensaio de carga constante	47
Figura 3.14- Ensaio de carga de carga variável	48
Figura 3.15- Permeâmetro Guelph	50
Figura 3.16- Partes constituintes do permeâmetro Guelph	51
Figura 4.1- Mapa topográfico das estações Dom Bosco e Holanda.	58
Figura 4.2- Permeâmetro Guelph	58
Figura 4.3- Confecção do poço para ensaio com permeâmetro Guelph	59
Figura 4.4- Ensaio de estabilidade dos agregados	61
Figura 4.5- Infiltrômetro de anéis concêntricos.....	61
Figura 4.6- Eletrorresistivímetro utilizado na pesquisa	63
Figura 4.7- Eletrodos não polarizáveis	63
Figura 4.8- Unidade de chaveamento para aquisição dos dados de resistividade	64
Figura 4.9- Configuração dos eletrodos dispostos no arranjo dipolo-dipolo	64
Figura 4.10- Ponto de injeção salina protegido contra os efeitos da evaporação	65
Figura 4.11- Trincheira escavada para obtenção de perfis de área tingida.....	66
Figura 4.12- Esquema ilustrativo mostrando; a) área irrigada com os perfis analisados, b) moldura de madeira de 1 m ² utilizada para correções do ângulo de obtenção dos perfis com traçador.....	67
Figura 4.13- Quantificação do fluxo preferencial.....	67
Figura 4.14- Ensaio de infiltração com NaCl.....	68
Figura 4.15- Coleta de amostras para determinação de cloreto.....	68
Figura 4.16- Recipiente com solo e solução sobrenadante, após centrifugação.....	69
Figura 5.1- Localização das áreas estudadas no Complexo Bação, Minas Gerais, Brasil	75
Figura 5.2- Mapa topográfico das estações Dom Bosco e Holanda	77
Figura 5.3- Perfis típicos dos solos das estações Dom Bosco e Holanda.	82
Figura 5.4- Distribuição espacial da condutividade hidráulica obtida com permeâmetro Guelph na Estação Dom Bosco.....	83

Figura 5.5- Distribuição espacial da condutividade hidráulica obtida com permeâmetro Guelph na Estação Holanda.....	84
Figura 5.6- Microestruturas típicas dos solos das áreas estudadas.....	87
Figura 5.7- Variação da condutividade hidráulica saturada obtida com infiltrômetro de anéis concêntricos em função da razão silte/argila do solo.....	90
Figura 5.8- Variação da condutividade hidráulica saturada obtida permeâmetro Guelph em função da razão silte/argila do solo.....	90
Figura 5.9- Relação entre a estabilidade dos agregados (DMP) e razão silte/argila.....	91
Figura 5.10- Location of the study areas in the Bação Complex, Minas Gerais State.....	95
Figura 5.11- Configuration of the dipole-dipole array and saline solution injection points	97
Figura 5.12- Sections elaborated during the mathematical inversion process.....	98
Figura 5.13- Multitemporal inversion-model resistivity sections at Dom Bosco station.....	101
Figura 5.14- Multitemporal inversion-model resistivity sections at Holanda station.....	102
Figura 5.15- Tipos e processos de fluxo envolvidos na infiltração e percolação na zona não-saturada do solo	106
Figura 5.16- Localização das áreas estudadas no Complexo Bação, Minas Gerais, Brasil	107
Figura 5.17- Esquema ilustrativo mostrando a área irrigada com os perfís analisados	109
Figura 5.18- Variação da área tingida por traçador pela profundidade, no ponto H3 da estação Holanda.....	110
Figura 5.19- Variação da área tingida por traçador pela profundidade, no ponto H18 da estação Holanda	111
Figura 5.20- Variação da área tingida por traçador pela profundidade, no ponto DB10 da estação Dom Bosco	111
Figura 5.21- Variação da área tingida por traçador pela profundidade, no ponto DB27 da estação Dom Bosco	112
Figura 5.22- Perfís dos solos das estações Dom Bosco e Holanda	113
Figura 5.23- Perfís da concentração de cloreto em profundidade, a) estação Dom Bosco, b) estação Holanda	114

Lista de Tabelas

Tabela 2.1- Caracterização básica dos solos da região de Cachoeira do Campo.....	14
Tabela 2.2- Valores de condutividade hidráulica encontrados para os solos da região.	17
Tabela 3.1- Valores de condutividade hidráulica, em cm/s, para vários tipos de materiais.	33
Tabela 3.2- Funções utilizadas para predição da condutividade hidráulica não-saturada.	52
Tabela 5.1- Valores de α para solos com diferentes características	78
Tabela 5.2- Dados estatísticos dos valores de condutividade hidráulica com permeâmetro Guelph para as estações Dom Bosco e Holanda, nas profundidades de 0,15 e 0,50 m.....	82
Tabela 5.3- Características dos solos dos pontos selecionados, em amostras coletadas a 0,15 m de profundidade.....	85
Tabela 5.4- Valores de condutividade hidráulica por diferentes métodos..	86
Tabela 5.5- Valores de porosidade, obtidos através de microscópio óptico.....	86

Lista de Anexos

Anexo 1- Considerações sobre o permeâmetro Guelph.

Anexo 2- O método da eletrorresistividade.

Anexo 3- Determinação de cloreto – Método titulométrico.

Anexo 4- Análise dos fatores intervenientes na condutividade hidráulica dos horizontes superficiais de solos de áreas gnáissicas do Complexo Metamórfico Bação, MG.

Anexo 5- Taxas de infiltração básica determinadas com infiltrômetro de anéis concêntricos.

Resumo

A infiltração da água no solo é importante para a recarga dos aquíferos e para a manutenção do fluxo de base dos rios, sendo, portanto, muito relevante para a gestão dos recursos hídricos. A infiltração também é importante para propiciar maior permanência da água em bacias hidrográficas, proporcionando, assim, uma maior disponibilidade de água para desenvolvimento e manutenção da cobertura vegetal. Muitos dos problemas ambientais (erosão, movimentos de massa, inundações, assoreamento e de qualidade da água) são afetados direta ou indiretamente pela taxa de infiltração. A capacidade de infiltração é influenciada pelas características climáticas, pedogeomorfológicas, biológicas e pelas formas de uso e ocupação do terreno. O presente estudo foi desenvolvido no Complexo Bação onde, segundo informações de moradores, o fluxo de base dos rios tem decaído nos últimos anos, o que pode estar relacionado à redução da infiltração. Tomando-se por base o grande volume de dados (geológicos, geotécnicos, pedológicos, hidrológicos e geomorfológicos) previamente disponível, foram selecionadas duas áreas (estações Dom Bosco e Holanda), localizadas na unidade geológica (gnaisse Funil), a de maior abrangência no Complexo Bação. Como principal objetivo, procurou-se discutir o papel do relevo e de algumas propriedades físicas - tais como textura, porosidade, estabilidade dos agregados, dentre outras - na infiltração e percolação pelos horizontes superficiais do solo. Secundariamente, buscou-se avaliar a condutividade hidráulica e os padrões de infiltração e de percolação através de ensaios de eletrorresistividade e da utilização de traçador colorimétrico (*Brilliant Blue FCF*) e químico (cloreto de sódio). Os resultados indicaram que a geomorfologia influencia diretamente na velocidade de infiltração, pois na forma de relevo em saliência (estação Holanda), com solos mais desenvolvidos (latossolos), as taxas de infiltração foram maiores que na concavidade (argissolos, estação Dom Bosco). Tal fato é relevante, pois nas concavidades se concentram voçorocas, que são muito abundantes na região. As maiores taxas de infiltração ocorreram em cambissolos, que aparecem de forma subordinada na estação Holanda. Notou-se significativa influência da compactação do solo nas taxas de infiltração, já que em ponto situado em estrada de terra, estas se mostraram com quase duas ordens de magnitude a menos que nos pontos vizinhos. A presença de macroporos influencia significativamente a infiltração, especialmente as raízes de gramíneas, no horizonte A, e as cavidades (especialmente as de formiga e cupim), no horizonte B. Em função dos macroporos, o padrão de fluxo é altamente variável. Assim, não se pode a priori adotar o modelo de fluxo em pistão para a infiltração e percolação nos solos da região. Finalmente, o método da eletrorresistividade foi eficiente para avaliar fluxos na zona não-saturada.

Abstract

As water infiltration is important to the aquifer recharge and for the maintenance of river base flow, it is very relevant for hydrologic resource management. The infiltration is equally important for the water maintenance in the hydrographic basin, increasing the water availability for the vegetation. Many of the environmental problems (erosion, mass movements, floods, reservoir, silting and water quality) are directly or indirectly affected by the infiltration rate. The infiltration capacity depends on several factors: the climatic, pedogeomorphological, biological and land use. This research was carried out in Bação Metamorphic Complex, where the base flow of its rivers has been lowering in the last years due probably to the infiltration reduction. The study areas (Dom Bosco and Holanda experimental stations) were selected in the main geological unit of the Bação Complex (Funil gneiss), based in the great amount of available data (geological, geotechnical, pedological, hydrological and geomorphological). This research aims to investigating the role of geomorphology and of some soil physical properties (texture, porosity and aggregate stability, among others) in the infiltration and percolation through the soil horizons. It also aims to analyzing the hydraulic conductivities and the infiltration and percolation flow pattern thorough electroresistivity surveys and colorimetric (Brilliant Blue FCF) and chemical (NaCl) tracers. The results show that geomorphology affects directly the infiltration velocity, since the infiltration rates were bigger in the topographic nose (Holanda station), with well developed soils (ferralsols), than in the topographic hollow (Dom Bosco station), with lixisols. This is relevant, since gullies, which are very frequent in the region, concentrates in the hollows. The cambisol, which occurs in the Holanda station, presented the largest infiltration rate. Infiltration essays on an unpaved road have shown that soil compaction can decrease the infiltration by two magnitude order. Macropores modify the infiltration rate due to grass roots in the A soil horizon and cavities (ant and termite ones) in the B horizon. The flow pattern changes very much due to the macropores. So, the piston flow model can not be accepted as an infiltration/percolation model for the soils in the region. Finally, the electrical resistivity method proved to be useful to evaluate unsaturated flow.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO DA PESQUISA

A água tem sido talvez o recurso natural mais discutido nos últimos anos, sobretudo no que tange ao seu uso, sua quantidade e qualidade. O reabastecimento dos aquíferos depende diretamente das condições de preservação ambiental das localidades em que os mesmos se encontram. Tais condições estão intimamente relacionadas às componentes do ciclo hidrológico.

A infiltração da água no solo é importante para a recarga dos aquíferos e para a manutenção do fluxo de base dos rios, sendo, portanto, muito relevante para a gestão dos recursos hídricos. A infiltração também é importante para propiciar maior permanência da água na bacia hidrográfica, proporcionando, assim, uma maior disponibilidade de água para desenvolvimento e manutenção da sua cobertura vegetal. Muitos dos problemas relacionados à erosão, movimentos de massa, assoreamento e à qualidade da água são afetados pela taxa de infiltração, pois quanto maior a capacidade do solo absorver a água da chuva, menor a intensidade do escoamento superficial e, por conseguinte, menor será a erosividade deste fenômeno (Bertoni & Lombardi Neto 1990).

A capacidade de infiltração é diretamente influenciada pelas características climáticas, pedogeomorfológicas, da cobertura vegetal e das formas de uso e ocupação.

O fluxo da água durante os processos de infiltração e percolação pelos horizontes superficiais do solo pode se dar por diversas formas e velocidades (Beven & Germann 1982, Aeby 1998, Weiler 2001). Pode ser homogêneo, pela matriz do solo, ou então por caminhos preferenciais, aproveitando-se de macroporos, com variados níveis de interação com a matriz do solo. O fluxo por macroporos é importante, pois pode acelerar alguns processos do ciclo hidrológico, como a recarga e a geração de fluxos subsuperficiais. Contudo, o estudo de tais fluxos é mais complexo, tanto pela dificuldade de levantamento da distribuição espacial destas descontinuidades, quanto pela dificuldade de sua modelagem (Beven & Germann 1982).

Sabe-se que os horizontes A e B apresentam a maior variabilidade espacial da condutividade hidráulica (Vieira 2001). Áreas com solos degradados (compactados/encrostados) tendem a apresentar menor taxa de infiltração, o que proporciona uma menor recarga dos aquíferos.

Desta forma, o estudo da infiltração é complexo, por esta ser uma propriedade com grande variabilidade espaço-temporal. Além disto, as taxas de infiltração podem ser determinadas por diversas metodologias e procedimentos, que operam em escalas diferentes e com variados graus de operacionalidade, custo e eficácia.

O presente estudo foi desenvolvido na região do Complexo Bação, onde, segundo informações de moradores, o fluxo de base dos rios tem decaído nos últimos anos, o que pode estar relacionado à diminuição da infiltração. Pesquisas na região também demonstraram que a infiltração na região ocorre de forma variada nas diferentes compartimentações geomorfológicas (Costa 2005, Drumond 2006).

Este estudo vem complementar uma série de pesquisas que vem sendo desenvolvida na região com o objetivo de caracterizar o regime hidrológico, os riscos geológicos e os impactos ambientais na região (Delgado 1991, Sobreira 1998, Bacellar 2000, Futai 2002, Santos 2001, Moraes 2003, Costa 2005).

1.2 - OBJETIVOS

O presente trabalho teve como principal objetivo discutir qual o papel do relevo e de algumas propriedades físicas, tais como textura, porosidade e estabilidade dos agregados na infiltração e percolação pelos horizontes superficiais do solo.

Como objetivos secundários, pretendeu-se:

- comparar três diferentes métodos de determinação de infiltração e de percolação pelos horizontes superficiais (infiltrômetro de anéis concêntricos e permeâmetro Guelph, no campo e permeâmetro de carga constante, em laboratório) e, assim, verificar quais as vantagens e desvantagens dos mesmos;

- avaliar os padrões de infiltração e de percolação através da utilização do traçador colorimétrico *Brilliant Blue FCF* e do cloreto de sódio;

- avaliar a aplicabilidade de métodos geofísicos, no caso a eletrorresistividade, em estudos de infiltração/percolação, a fim de se evidenciar as vantagens e desvantagens da utilização desse método não invasivo.

1.3 - ORGANIZAÇÃO DO ESTUDO

A estrutura deste estudo consiste-se de seis capítulos organizados da seguinte maneira:

Capítulo 1: Introdução (apresentação da pesquisa e seus objetivos);

Capítulo 2: Aspectos gerais do Quadrilátero Ferrífero, Complexo Metamórfico Bação e áreas investigadas;

Capítulo 3: Infiltração (este capítulo constitui uma revisão bibliográfica de conceitos e estudos realizados acerca do tema, além de uma breve explanação a respeito dos métodos mais adotados para sua quantificação);

Capítulo 4: Metodologia (neste capítulo procurou-se pormenorizar os procedimentos metodológicos e materiais utilizados na execução da pesquisa);

Capítulo 5: Resultados e discussões (este capítulo é constituído de três artigos científicos, que apresentam e discutem os resultados obtidos no decorrer da pesquisa);

Capítulo 6: Considerações finais (neste capítulo são feitas algumas considerações mais relevantes ao contexto geral do trabalho e outras que não foram inseridas nos artigos por restrições de espaço, do número de páginas).

A tese conta ainda com uma relação das bibliografias referidas no corpo do texto e anexos que ajudarão o leitor a ter uma visão da totalidade dos dados obtidos.

CAPÍTULO 2

ASPECTOS FISOGRÁFICOS DAS ÁREAS ESTUDADAS

2.1 - LOCALIZAÇÃO

Este estudo foi realizado na região sudeste do complexo de rochas do embasamento cristalino (Complexo Bação), no interior do Quadrilátero Ferrífero, entre as cidades de Ouro Preto e Belo Horizonte, no centro-sul do Estado de Minas Gerais (Figura 1).

Para execução das pesquisas, foram selecionadas duas áreas (Figura 2.2) na unidade geológica mais abrangente (gnaisse Funil) e no domínio geomorfológico dominante do Complexo Bação (Bacellar 2000). Uma área está próxima ao colégio Dom Bosco (estação Dom Bosco) e outra próxima ao córrego Holanda (estação Holanda). A escolha dessas áreas se deve ao fato de que as mesmas se localizam em locais com ampla gama de trabalhos desenvolvidos relacionados à pedogênese, evolução geomorfológica, características geotécnicas e conservação dos solos (Sobreira 1998, Bacellar 2000, Silva 2000, Santos 2001, Futai 2002, Morais 2003, Figueiredo *et al.* 2004, Costa 2005).

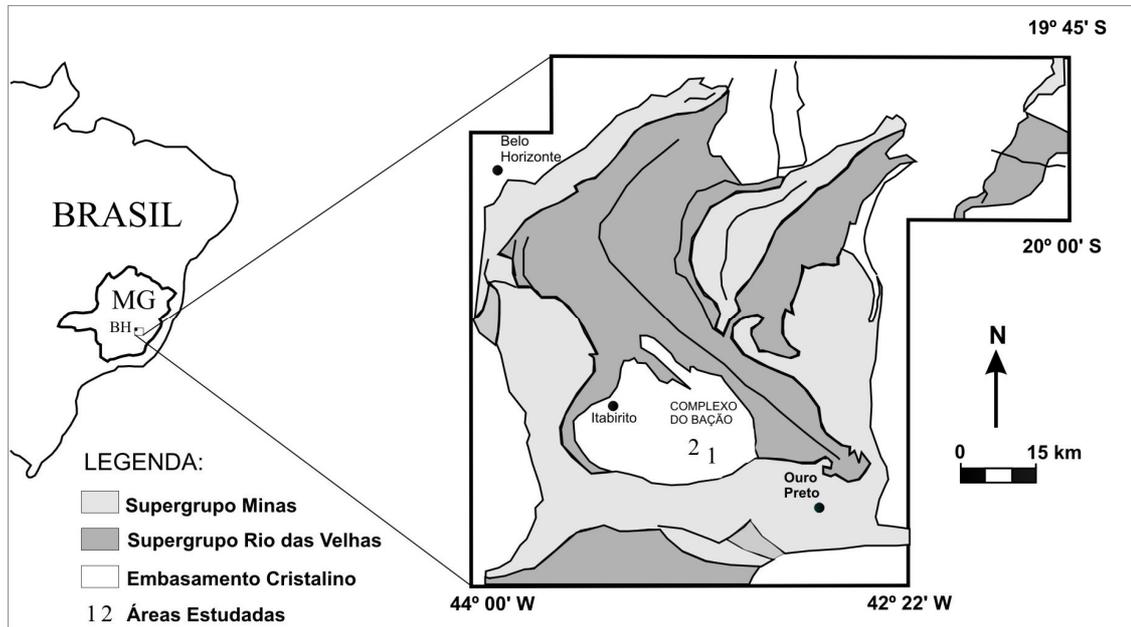


Figura 2.1 – Localização regional da área estudada no Complexo do Bação, MG.

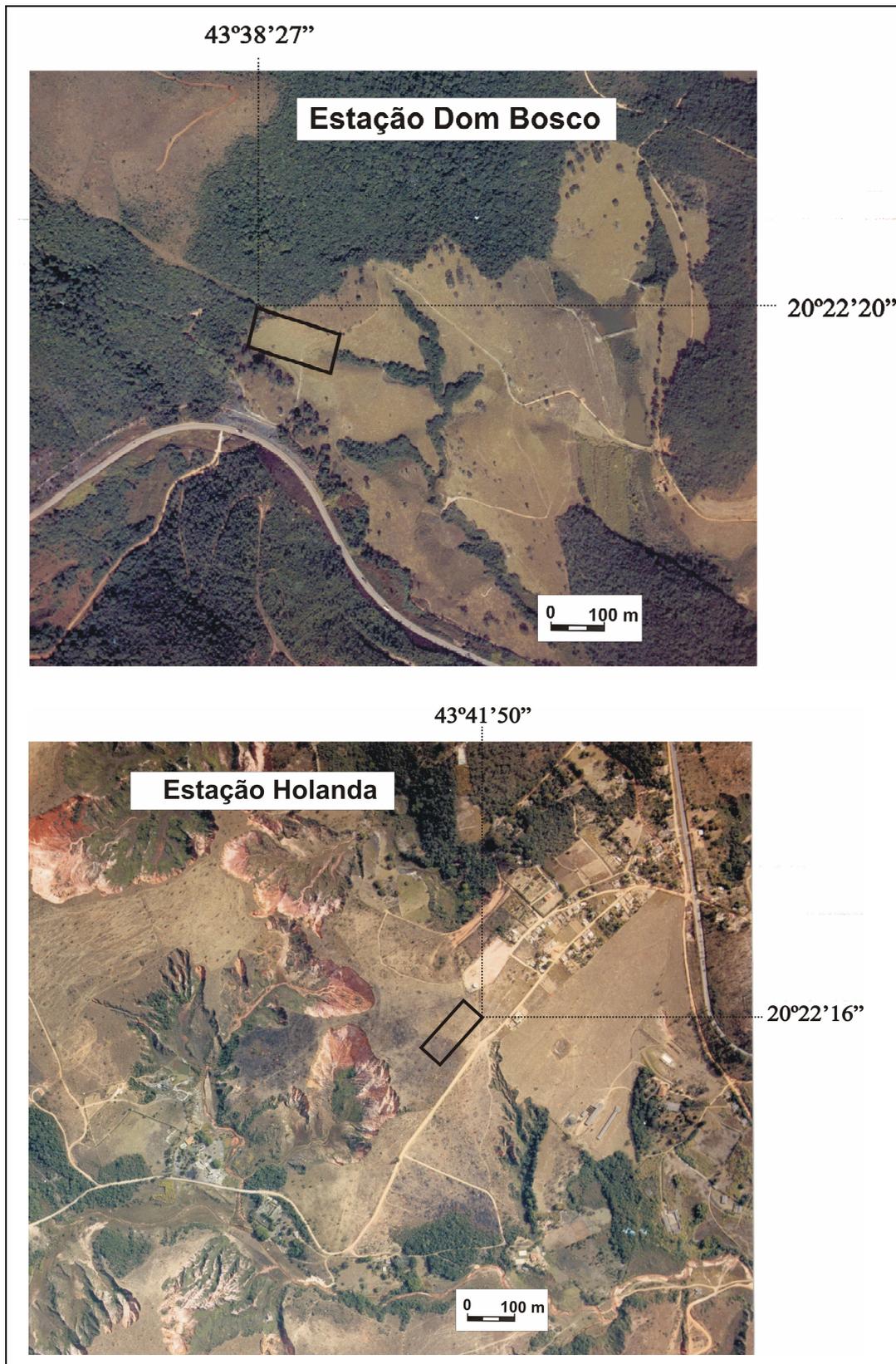


Figura 2.2 – Visão geral das áreas estudadas. Os retângulos representam as parcelas onde foram realizados os ensaios.

2.2 - CLIMA

As áreas estudadas apresentam clima do tipo Cwa de Köppen, com marcante contraste pluviométrico anual, com chuvas se concentrando nos meses de outubro a março, com médias anuais de 1.348 mm e 1.354 mm, obtidas por Bacellar (2000) e Costa (2005), respectivamente, e temperaturas médias anuais de 19 °C, com temperaturas mínimas atingindo 3 °C e máximas de 30 °C (Santos 2001).

Como pode ser observada na figura 2.3, a região apresenta deficiência hídrica nos meses de maio a setembro e a recarga dos aquíferos só ocorre de maneira mais efetiva num período que vai de meados de outubro a março.

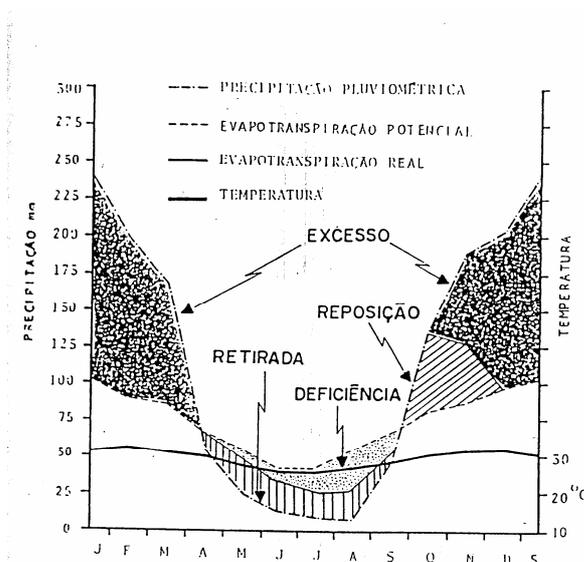


Figura 2.3 – Balanço hídrico da região de Congonhas do Campo, município próximo à região estudada (Parzanese 1991).

2.3 - VEGETAÇÃO

Ferreira (1999) sugere que a vegetação do Quadrilátero Ferrífero acompanha a diversidade litológica desta província geológica. Esta diversidade e a atuação do intemperismo influem na variedade pedológica que, por sua vez, influenciam na vegetação. Pode-se observar no Quadrilátero Ferrífero: matas densas de porte médio a alto (Mata Tropical Foliada); matas de galeria, situadas ao longo dos rios; cerrados; e campos de altitude, predominando em regiões mais elevadas (cabeceiras de drenagem), em geral onde ocorrem rochas quartzíticas; e áreas reflorestadas.

No tocante ao Complexo Bação, Bacellar (2000) afirma que o cerrado predomina nas regiões bem drenadas, de relevo suave, enquanto que manchas de mata atlântica se desenvolvem em áreas mais íngremes, fundos de vale e cabeceiras de drenagem como também nos setores com solos mais férteis (sobre rochas xistosas e básicas).

Apesar de apresentarem diferenças no grau de degradação, Farias (1992) afirma que as áreas das estações Holanda e Dom Bosco apresentam uma vegetação dominada por campos cerrados degradados, parcialmente ocupada por pastagens.

2.4 - GEOLOGIA

As áreas escolhidas para a realização deste estudo estão geologicamente no embasamento do Quadrilátero Ferrífero, denominado Complexo Metamórfico Bação (Figura 2.1). Este complexo cobre uma área de aproximadamente 385 km² da porção central do Quadrilátero Ferrífero e aparece como uma janela estrutural do embasamento cristalino, sendo bordejado por uma seqüência vulcano-sedimentar, de idade arqueana, do supergrupo Rio das Velhas (Door 1969).

2.4.1 – Complexo Bação

Segundo Gomes (1986), este complexo é formado por gnaisses, migmatitos e granitos de composição granodiorítica a tonalítico-throndjemítica, de idade arqueana, cortados com frequência por metabasitos anfibolíticos em diques, *sills* e *stocks*.

O forte intemperismo deu origem a manto bastante espessos, na ordem das dezenas de metros. As espessas coberturas de solo fazem com que, com exceção do setor mais a norte, o maciço rochoso aflore quase que somente no fundo dos vales e em zonas de relevo mais acidentado.

Segundo (Alkmim & Marshak 1998), o embasamento cristalino é basicamente constituído por duas unidades, uma gnáissica e outra granitóide.

Quase todos os granitóides (Figura 2.4) mostram sutil foliação, com composição predominantemente granodiorítica ou granítica. Apresentam cor cinza clara, localmente com tons róseos, granulação fina a média, raramente grossa. Compõem-se basicamente de plagioclásio, quartzo e quantidades variáveis de microclínio e biotita (Ferreira 1999, Goulart 2000, Costa 1999).

A unidade gnáissica (Figura 2.4) é composta por gnaisses ora mais bandados e migmatizados, mais ricos em biotita (gnaisse Funil), ora menos bandados e migmatizados (gnaisse Amarantina e Praia). A composição média é granodiorítica, secundariamente tonalítica, granítica e throndjemítica, a cor cinza clara a esbranquiçada e a granulação média a fina, raras vezes grossa. O bandamento gnáissico, nem sempre evidente, é caracterizado pela alternância de bandas milimétricas a centimétricas claras, ricas em quartzo e feldspato, com bandas escuras, ricas em biotita e anfibólio (Bacellar 2000).

As áreas selecionadas estão localizadas no gnaisse Funil (Figura 2.4), unidade dominante do Complexo Bação, composta basicamente por quartzo, feldspato e biotita em bandas félsicas e máficas. Possui granulometria variando de fina a grossa e textura granolepidoblástica ou granuloblástica.

O gnaissé Amarantina apresenta um bandamento gnáissico estreito, com porções félsicas compostas basicamente por quartzo e feldspato, além de apresentar porções máficas enriquecidas em biotita. A composição deste gnaissé é essencialmente granodiorítica (Ferreira 1999, Costa 1999, Goulart 2000). Segundo Martins (1999), o gnaissé Praia possui uma composição semelhante a do gnaissé Amarantina.

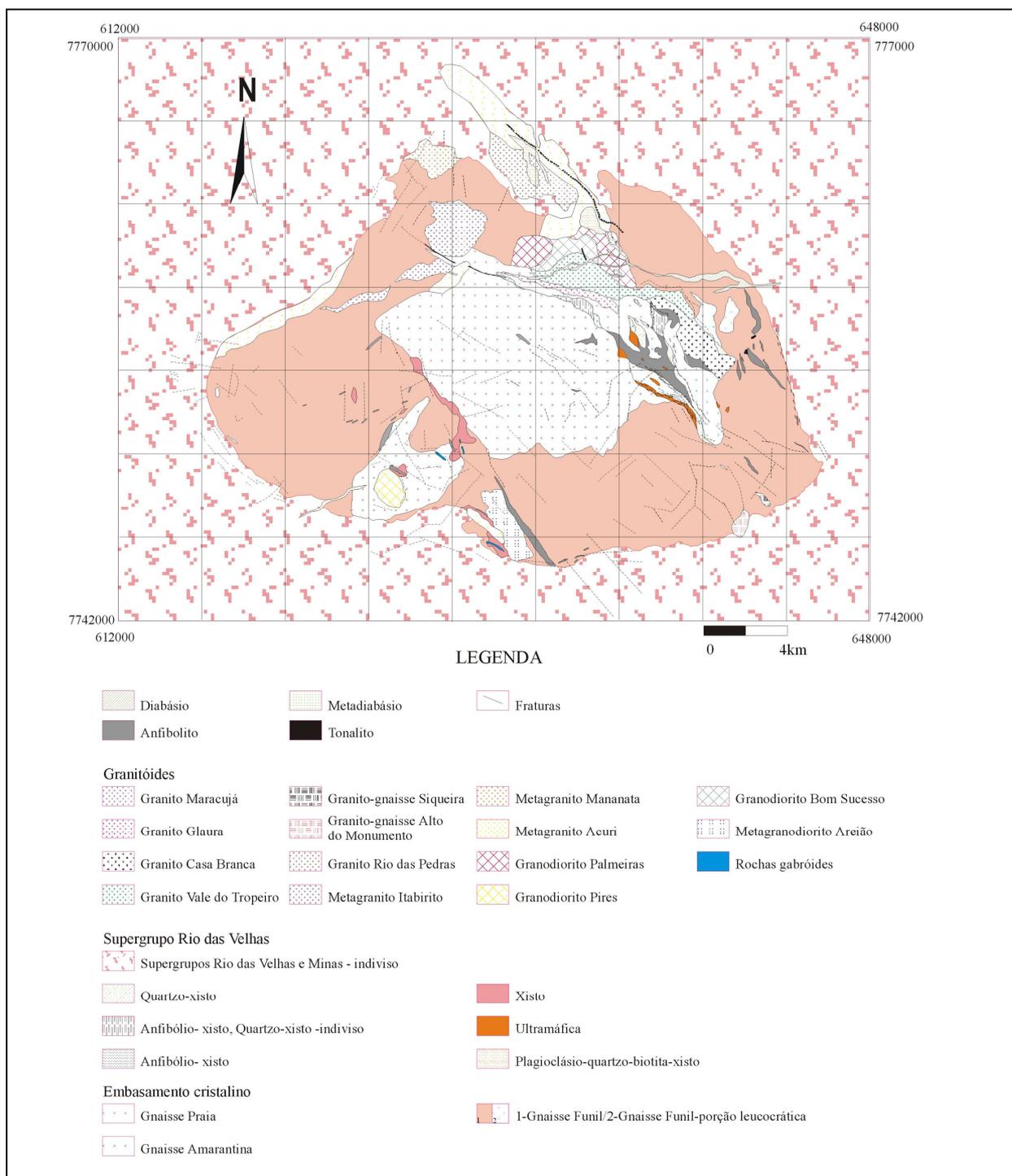


Figura 2.4 - Compartimentação geológica do Complexo Bação elaborada a partir da compilação e junção dos mapas gerados pelo projeto de pesquisas geológicas do CMB (Bonaccorsi-Campos 2006).

Na região ocorrem ainda rochas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas. O primeiro constituindo-se numa sequência supracrustal (Door 1969) composta por cinturões deformados de rochas aqueanas de gênese vulcanossedimentar, metamorfisadas na fácies xisto verde. Este supergrupo é constituído basicamente pelos grupos Quebra Ossos, Nova Lima e Maquiné. O segundo, de idade proterozóica, é constituído da base para o topo de rochas dos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba.

2.5 - GEOMORFOLOGIA

Desde os primeiros trabalhos de âmbito geomorfológico realizados por Hader & Chamberlin (1915), o Quadrilátero Ferrífero tem sido alvo de estudo de diversos autores que buscaram através dos tempos compreender sua evolução geomorfológica (Ruellan 1950, King 1956, Tricart 1961, Door 1969, Barbosa 1980, Varajão 1991, Salgado 2006). A maioria destes trabalhos ressalta que a litologia é o fator preponderante na formação do relevo, pois este está mais elevado onde se encontram as rochas mais resistentes aos processos intempéricos. Segundo Christofolletti & Tavares (1976), a disposição das camadas litológicas do relevo controla as principais linhas topográficas. Barbosa (1968, *apud* Salaroli 1999) relata que os níveis altimétricos cimeiros no Quadrilátero Ferrífero encontram-se bem preservados, principalmente no topo das cristas, mantendo íntima relação com a litologia: suas melhores extensões estão sobre os quartzitos (Figura 2.4). Este autor também afirma que a topografia dos terrenos granito-gnáissicos é bastante irregular, com seus morros arredondados, sem cristas como as formações sobrejacentes. Os relevos locais destes terrenos são por vezes elevados, mas os pontos mais altos conservam-se consideravelmente abaixo do nível das cristas atuais de quartzito.

Segundo Door (1969), o Complexo Bação constitui uma grande estrutura dômica que se formou no passado geológico em consequência da ascensão de rochas do embasamento cristalino por entre rochas supracrustais. Valadão & Silveira (1992) esboçam uma breve evolução geomorfológica desse complexo e o segmenta em três domínios principais, a saber: coberturas de topo de encosta, terraços fluviais e aluviões recentes.

De acordo com Sobreira (1998), o comportamento intempérico diferenciado das rochas do Complexo Bação em relação aos metassedimentos vizinhos, caracterizou-se como fator determinante na esculturação dessa forma dômica dentro do Quadrilátero Ferrífero. Este autor ressalta, ainda, que tal comportamento permitiu com que fossem gerados os grandes voçorocamentos ocorrentes neste complexo.

Com efeito, na porção sudeste do Complexo Bação, destaca-se na paisagem grandes voçorocas (Figura 2.5). Estas feições possuem uma morfologia anfiteátrica ou alongada e podem atingir profundidades de até 50 m (Sobreira 1998). Em vários locais as erosões avançaram até quase o topo das elevações, sendo separadas apenas por estreitas faixas que representam as antigas cumeeiras. As paredes destas erosões são subverticais, podendo apresentar ramificações subparalelas, onde geralmente se implanta vegetação arbórea, quando estabilizadas.

O relevo do Complexo Bação é predominantemente constituído de mares de morros (Ab'Saber 2003), onde prevalece a forma de meia-laranja, com morros e morrotes ligeiramente alinhados, com encostas suaves com perfil côncavo-convexo. Os fundos de vales estão assoreados por sedimentos aluviais e coluviais de idade pleistocênica superior, relacionados às fases de erosão prévias (Bacellar 2000).

As áreas selecionadas (estação Dom Bosco e estação Holanda) estão mais precisamente localizadas num domínio geomorfológico do Complexo Bação caracterizado por relevo suave, com colinas e morrotes com pequenos desnivelamentos de terreno, inferiores a 70 m (Bacellar 2000). Esta unidade geomorfológica é a que apresenta declividades predominantemente inferiores a 30 % e a maior densidade de voçorocas em todo o Complexo Bação, com maior concentração nas localidades aplainadas ocupadas por planícies de inundação (Bacellar 2000).

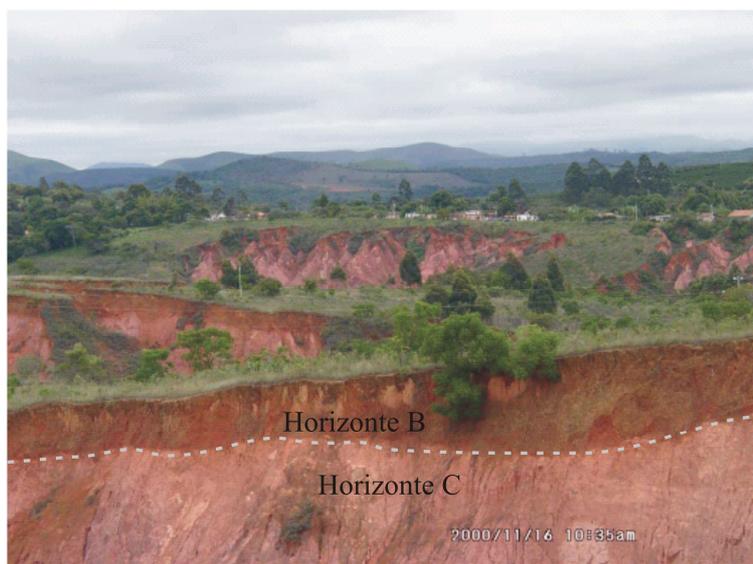


Figura 2.5 – Voçorocas da estação Holanda. Foto compilada de Futai (2002).

De acordo com os modelos de encostas propostos por Hack & Goodlet (1960) e Ruhe (1975) (Figura 2.6), a área da estação Dom Bosco pode ser caracterizada como uma encosta de forma côncava em planta e em perfil, também conhecida como *hollow* ou concavidade, enquanto a estação Holanda caracteriza-se como uma encosta de forma convexa em planta e em perfil, denominada *nose* ou saliência. As concavidades são muito importantes nesta e outras regiões com rochas gnáissicas no Brasil, pois tendem a ser geodinamicamente ativas, por serem sítios preferenciais de desenvolvimento de erosão em canais e movimentos de massa, inclusive no Complexo Bação (Bacellar 2000, Bacellar *et al.* 2005).

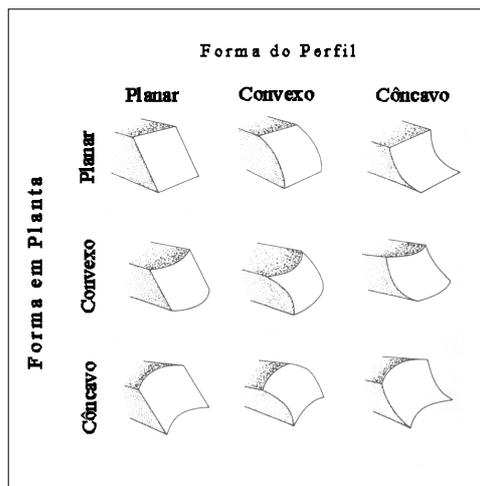


Figura 2.6 – Modelos de encostas determinados a partir da forma (Ruhe 1975).

2.6 - SOLOS

A região do Quadrilátero Ferrífero apresenta latossolos ferríferos húmicos e latossolos vermelho-amarelo, argissolos, cambissolos e solos litólicos (Parzanese 1991).

No Complexo Bação, nos setores de relevo com formas em saliências, predominam os solos bem desenvolvidos com alto grau de intemperismo (Resende *et al.* 1995), como os latossolos vermelho-amarelos, enquanto que nos trechos mais íngremes ou geodinamicamente mais jovens predominam argissolos e cambissolos (Parzanese 1991, Bacellar 2000). Assim, espera-se encontrar latossolos na área da estação Holanda e solos menos desenvolvidos na estação Dom Bosco. Nas baixadas e planícies de inundação da região, não contempladas na presente pesquisa, que se concentrou nas áreas de recarga, afloram solos de caráter hidromórfico, como os aluviais, organossolos e gleissolos (Parzanese 1991).

Com intuito de melhor alinhar as características, tanto pedológicas quanto geotécnicas, levantadas por diversos autores que desenvolveram pesquisas na região, as informações sobre os solos das áreas estudadas serão aqui agrupadas por horizontes, a saber:

2.6.1 - Características do horizonte A

Em função do caráter geotécnico da maioria dos trabalhos realizados na região, os dados referentes ao do horizonte A são muito reduzidos, tendo em vista que esses estudos quase sempre abordam investigações relacionadas com os horizontes B e C. Entretanto, com base nesses poucos dados, procurar-se-á aqui explicar algumas das características deste horizonte, sobretudo nas áreas de latossolos.

A composição é predominantemente argilosa, com estruturas litorreliquiais, além de forte bioturbação em alguns locais (Figueiredo *et al.* 2004).

Santos (2001) utilizou-se de três parcelas de monitoramento do comportamento hidrológico na estação Holanda e observou que não há uma significativa heterogeneidade nas capacidades de infiltração. Contudo, esta é fortemente influenciada pela fauna escavadora (biocavidades), que mobiliza até a superfície quantidades expressivas de solo, que constitui a principal fonte de sedimentos transportados por escoamento superficial. Este autor realizou ensaios de estabilidade dos agregados e encontrou valores de diâmetro médio ponderado dos agregados variando de 2,0 a 2.5 cm para os primeiros 30 cm (horizonte A). Isso poderia explicar a menor suscetibilidade deste horizonte à erosão.

Apesar da baixa taxa de perda de sedimentos por escoamento superficial medida por Santos (2001), em média 2g/L, o horizonte A da estação Holanda já foi quase totalmente removido. Nos poucos pontos em que ainda se nota sua existência, apresenta espessuras de até 40 cm, podendo chegar a maiores espessuras nos sopés das encostas (Sobreira 1998, Figueiredo *et al.* 2004).

2.6.2 - Características do horizonte B

O horizonte B apresenta espessuras que variam normalmente entre 1 e 10 m e contém basicamente quartzo, caulinita e gibbsita (Parzanese 1991), secundados por goethita, illita, mica, sílica e óxido de alumínio amorfo e ferro livre (Futai 2002). Em grande parte dos solos da região, este horizonte possui comportamento laterítico (Silva 2000). Exibe textura variando de argilo-arenosa a areno-argilosa (Delgado 1991, Sobreira 1998, Silva 2000, Bacellar 2000, Futai 2002) (Tabela 2.1), enquadrando-se como do tipo CL/CH na classificação USCS (Bacellar 2000, Futai 2002). Mostra razões silte/argila normalmente entre 0,10 e 0,7 (Delgado 1991, Sobreira 1998, Bacellar 2000, Futai 2002), faixa típica de solos bem evoluídos, como os latossolos (Resende *et al.* 1995).

A textura destes solos em ensaios granulométricos sem uso de defloculante é arenosa, desprovida de argila, devido à forte agregação (Parzanese 1991, Bacellar 2000, Silva 2000, Santos 2001, Futai 2002, Morais 2003). Por tal razão, estes solos lateríticos apresentam índices elevados de estabilidade de agregados (Parzanese 1991, Bacellar 2000, Morais 2003). Na estação Holanda o solo é composto basicamente por horizonte B argiloso de natureza coluvionar.

Tabela 2.1 - Caracterização básica dos solos da região de Cachoeira do Campo (Delgado 1991, Sobreira 1998, apud Bacellar 2000).

Horizonte	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Cascalho (%)	Silte / Argila	LL (%)	LP (%)	IP (%)	G sólidos	G seco	Umidade (%)	Classificação Triangular	Sistema Unificado
B	52	4	44	0	0,07	49	32	17	2,8	1,34	18,45		ML
B	58	8	32	0	0,14	51	35	16	2,85	1,16	12,63		MH
B	50	14	35	1	0,29	54	30	24	2,57	1,29	17,34		MH
B	37	18	45	0	0,48	55	33	22	2,71	1,19	24,47	Argila arenosa	MH
B	42	10	48	0	0,23	49	30	19	2,63	1,27	19,04	Argila arenosa	ML
B	38	20	37	5	0,32	54	29	25	2,63	1,24	20,3	Argila arenosa	ML
B	38	27	35	0	0,75	50	32	18	2,62	1,32	22,9	Argila arenosa	MH
B	39	9	51	1	0,23	42	29	13	2,63	1,26	28,16	Argila arenosa	ML
B	33	26	38	3	0,75	44	30	14	2,64	1,28	25,62	Argila arenosa	ML
B	48	17	35	0	0,35	53	29	24	2,65	1,18	22,45	Argila arenosa	CL-CH
B	39	17	44	0	0,43	46	33	13	2,67	1,24	16,17	Argila arenosa	ML
B	35	13	52	0	0,37	44	32	12	2,68	1,26	11,61	Argila arenosa	ML
B	43	19	31	7	0,44	41	27	14	2,6	1,15	22,16	Argila arenosa	ML
B	20	13	67	0	0,65	44	33	11	2,59	1,26	19,03	Areia argilosa	ML
B	31	27	42	0	0,87	43	33	10	2,79	1,28	4,18	Argila arenosa	ML
C	17	63	20	0	3,71	45	39	6	2,62	1,39	27,71		ML-CL
C	6	39	55	0	6,5	52	29	23	2,7	1,23	22,84	Areia siltosa	MH
C	8	50	42	0	6,25	43	39	4	2,78	1,34	24,29	Areia siltosa	ML
C	21	41	38	0	1,4	51	30	21	2,68	1,48	22,33	Silte argiloso	MH
C	6	49	45	0	8,1	48	30	18	2,7	1,42	16,23	Areia siltosa	ML
C	5	52	43	0	10,4	46	32	14	2,63	1,33	22,4	Silte arenoso	ML
C	3	51	46	0	17	48	30	17	2,64	1,31	27,12	Areia Siltosa	ML
C	12	50	38	0	4,1	49	34	15	2,7	1,31	20,03	Silte arenoso	ML
C	10	45	45	0	4,5	56	32	24	2,73	1,58	3,2	Silte arenoso	MH
C	11	51	38	0	4,6	58	33	25	2,72	1,47	18,88	Silte arenoso	ML
C	13	46	41	0	3,5	46	32	14	2,64	1,23	20,68	Silte arenoso	ML
C	4	40	56	0	10	43	33	10	2,65	1,21	15,89	Areia siltosa	ML
C	13	33	54	0	2,5	46	32	14	2,64	1,35	24,67	Areia siltosa	ML

A figura 2.7, elaborada por Futai (2002) a partir de dados levantados por Silva (2000), apresenta um perfil característico dos solos da área da estação Holanda. Nesta figura pode-se observar que o percentual de argila decai com a proximidade com o horizonte C, o mesmo ocorrendo, de forma suave, com os limites de liquidez e plasticidade.

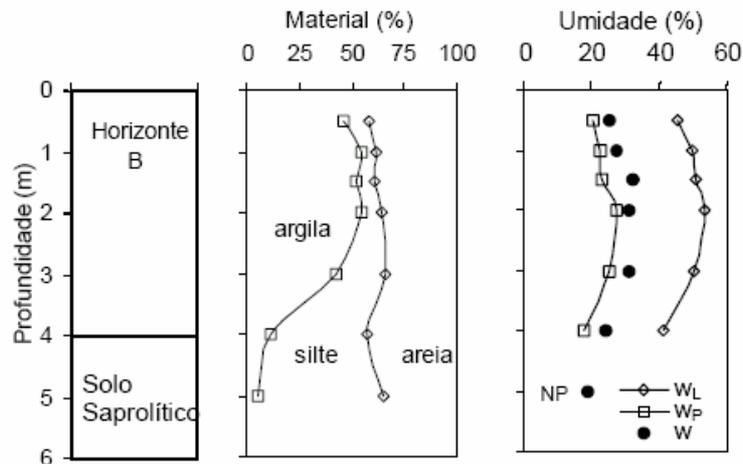


Figura 2.7 – Perfil característico da área da estação Holanda (Futai 2002).

Bacellar (2000) observou que este horizonte apresenta diâmetros médios ponderados de agregados entre 2,0 e 2,3 mm, valores semelhantes aos levantados por Parzanese (1991) e Moraes (2003). Figueiredo *et al.* (2004), por meio de análise micromorfológica, observaram intensa bioturbação, além de algumas estruturas nodulares milimétricas a centimétricas da rocha parental gnáissica. Os mesmos autores observaram ainda que o horizonte B apresenta-se estruturado em domínios ora porfiroesquelético ora aglomeroplásmicos, com poros em forma de fendas e cavidades ferruginizadas, que são abruptamente interrompidas no contato com o plasma. Seu esqueleto é quartzoso, com partículas subangulosas a subarredondadas e possui ainda um plasma argilo-ferruginoso com baixa anisotropia e estrutura silassépica muito abundante, constituída preferencialmente por caulinita, gibbsita, goethita e traços de sericita.

De acordo com Futai (2002), na área da estação Holanda, o horizonte B exibe distribuição de poros bimodal, com concentrações de poros entre 20 μm e 100 μm e de microporos entre 0,1 μm a 1 μm (Figura 2.8). Esta distribuição é freqüente em solos bem evoluídos, como os latossolos, onde os macroporos e microporos representam, respectivamente, espaços inter e intra-agregados (Resende *et al.* 1995). Como os poros maiores que 30 μm são facilmente drenáveis por gravidade (Resende *et al.* 1995), espera-se que a permeabilidade destes solos seja relativamente alta, apesar da sua composição argilosa. De fato, estudos anteriores (Bacellar 2000, Silva 2000) demonstraram que os solos lateríticos desta região

apresentam valores de condutividade hidráulica média de $4,0 \times 10^{-6}$ m/s (Tabela 2.2), explicitando seu caráter microagregado, típico dos horizontes superficiais de solos tropicais (Geological Society 1990). Em ensaios de condutividade hidráulica efetuados em piezômetros (Hvorslev 1951) na região, Bacellar (2000) encontrou valores médios um pouco superiores em saliências do relevo ($6,5 \times 10^{-6}$ m/s), com predomínio de latossolos, que em concavidades ($1,8 \times 10^{-6}$ m/s), onde provavelmente predominam argissolos.

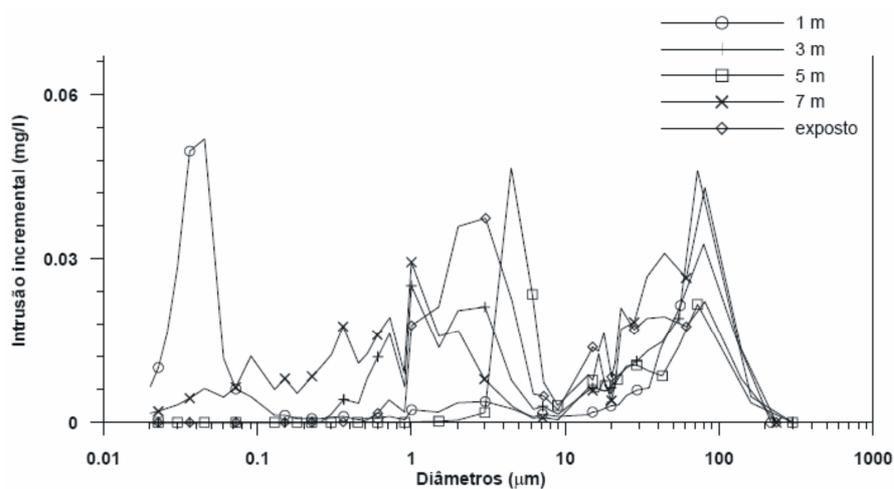


Figura 2.8 – Distribuição porosimétrica de solos da região da área da estação Holanda (Futai 2002).

Tabela 2.2 – Valores de condutividade hidráulica encontrados para os solos da região.

K m/s	Horizonte	Método	Local	Autor
$1,16 \times 10^{-6}$ – $7,33 \times 10^{-6}$	B	Ensaio convencional com carga variável	Estação Holanda	Silva (2000)
$1,76 \times 10^{-7}$ – $5,05 \times 10^{-7}$	C	Ensaio convencional com carga variável	Estação Holanda	Silva (2000)
$6,02 \times 10^{-7}$ – $6,63 \times 10^{-7}$	C	Ensaio convencional com carga variável	Estação Holanda	Silva (2000)
$1,10 \times 10^{-6}$ - $4,85 \times 10^{-8}$	B	Ensaio de adensamento	Estação Holanda	Silva (2000)
$1,08 \times 10^{-7}$ – $6,03 \times 10^{-8}$	C	Ensaio de adensamento	Estação Holanda	Silva (2000)
$3,00 \times 10^{-8}$ – $9,32 \times 10^{-7}$	C	Método Indireto (ensaio de adensamento)	Estação Holanda	Silva (2000)
$3,70 \times 10^{-8}$ – $2,30 \times 10^{-7}$	C	Ensaio em furos de sondagem e piezômetros	Estação Holanda	Bacellar (2000)
$5,60 \times 10^{-9}$ – $1,80 \times 10^{-5}$	indefinido	Ensaio em furos de sondagem e piezômetros	Estação Condomínio	Bacellar (2000)
$3,70 \times 10^{-6}$	B	Ensaio em furos de sondagem e piezômetros	Estação Dom Bosco	Bacellar (2000)

Futai (2002) fez um ajuste das curvas de retenção dos horizontes B e C dos solos da estação Holanda para predição da condutividade hidráulica não saturada (Figura 2.9) e observou que: “a natureza bimodal da distribuição dos poros do solo observada na curva característica reflete também na condutividade hidráulica. Os microporos menores que $0,05 \mu\text{m}$ dominantes no horizonte B ($<2 \text{ m}$) faz com que haja dois comportamentos. O primeiro dominado pelos poros maiores com baixa inclinação e conseqüentemente pouca variação da condutividade hidráulica. Após a dessaturação dos poros maiores, há uma brusca variação da curva característica, dominada pelos microporos, o que faz com que o solo atinja elevadas sucções ($> 1000 \text{ kPa}$)”.

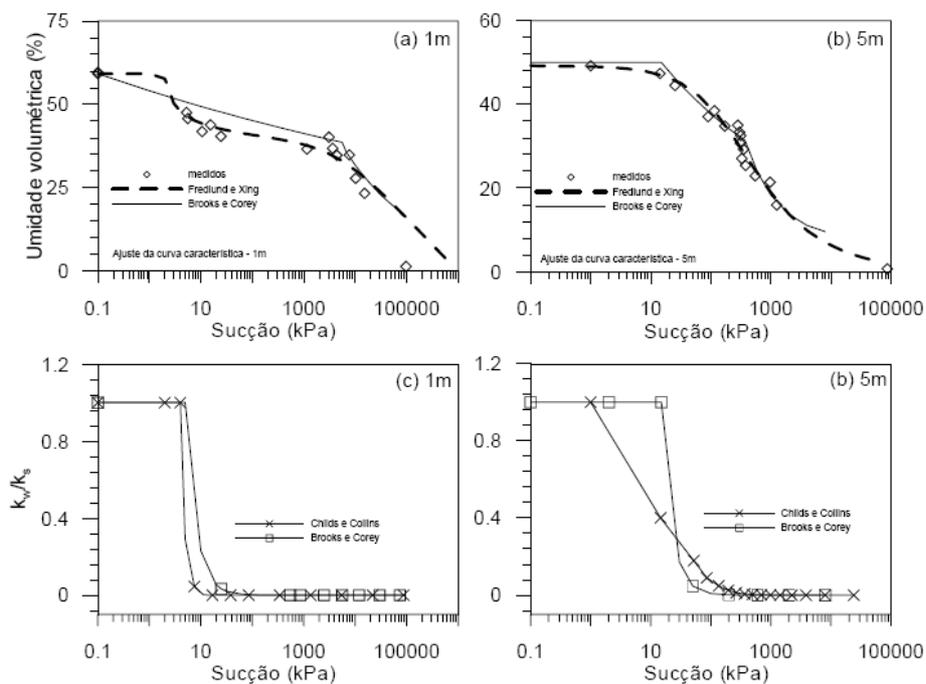


Figura 2.9 – Curvas características para os horizontes B e C (1 e 5 m, respectivamente) da estação Holanda (Futai 2002).

Bacellar (2000), Santos (2001), Silva (2000), Futai (2002) e Moraes (2003) realizaram investigações das propriedades geotécnicas dos solos da estação Holanda e afirmaram, dentre diversas outras características, que o horizonte B é resistente à erosão enquanto o horizonte C não. Futai (2002) refere-se à menor erodibilidade do horizonte B latossólico como resultado de uma cimentação composta por caulinita, óxidos de ferro, amorfos, gibsita e goethita, que conferem a este solo um comportamento mais coesivo.

A freqüente presença de linhas de pedras (*stone lines*) no horizonte B ou na passagem deste para o horizonte C indicaria, segundo Sobreira (1998), evidências de coluviamento. Bacellar (2000) aventa a

hipótese de origem química e mostra que muitas vezes é impossível determinar a gênese dos solos pedologicamente evoluídos, se eluvial ou coluvial, pois em muitos casos os colúvios, devido à pedogênese, tende a assemelhar-se aos solos eluviais, ambos com estrutura maciça e textura argilo-arenosa.

2.6.3 - Características do horizonte C

O saprolito (horizonte C), com espessuras de até 40 metros (Parzanese 1991), apresenta textura areno-siltosa (Bacellar 2000), sendo que nas frações silte e areia fina predominam quartzo e feldspato (variavelmente alterado para caulinita) ilita e muscovita (Parzanese 1991, Sobreira 2000, Figueiredo *et al.* 2004).

No tocante à estrutura, Figueiredo *et al.* (2004) realizaram um trabalho em vertentes da região com enfoque pedogenético e observou que o horizonte C apresenta poros em forma de fendas e cavidades, na sua maioria isolados; o esqueleto é formado por grãos de quartzo de diversos tamanhos e formas; o plasma é incipiente, ferruginizado, isotrópico, constituído predominantemente por caulinita, gibbsita e sericita. Estes autores destacam ainda que as feições pedológicas apresentam-se em formas de impregnações ferruginosas nos planos de xistosidade dos minerais micáceos e nas fraturas e bordas em continuidade com o um plasma incipiente.

Parzanese (1991) destaca a coesão do saprolito, quando seco, assumindo que tal característica deve-se ao ajuste face-a-face que as partículas de caulinita tendem a assumir. Entretanto, devido à baixa quantidade de óxidos de ferro e alumínio para agregar o quartzo e a caulinita, quando úmido, esse horizonte mostra-se facilmente desagregável (Parzanese 1991), o que justifica a alta erodibilidade e a formação de *piping* sob ação de fluxos subsuperficiais. Morais (2003) uma baixa estabilidade dos agregados deste horizonte (Figura 2.10) e creditou sua alta erodibilidade à baixa coesão e agregação.



Figura 2.10 - Diâmetros médios ponderados dos agregados, amostra 8 representa o horizonte B, e as demais o horizonte C.

Bacellar (2000) observou para os saprolitos da região, valores de permeabilidade menores que aqueles encontrados para o horizonte B (Tabela 2.2), o que poderia ser atribuído à redução do índice de vazios com a profundidade, como constatado na figura 2.11.

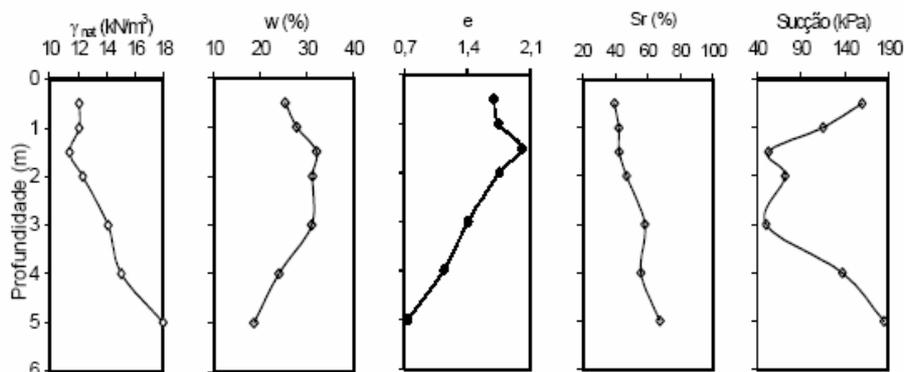


Figura 2.11 – Perfis de índices físicos de solos da estação Holanda (Futai 2002), o horizonte C encontra-se a 3 metros de profundidade, aproximadamente.

Bacellar (2000) afirma ainda, que os saprolitos apresentam erodibilidades variáveis, dependentes da rocha original. Este fato foi confirmado por Moraes (2003) que, através de ensaios de furo de agulha (*pin-hole test*), desagregação, estabilidade dos agregados dentre outros, observou que, mesmo quando pertencentes ao mesmo grupo litológico, estes solos podem apresentar erodibilidade bastante heterogênea. Quando comparados com os solos lateríticos, os saprolitos apresentam maior suscetibilidade à erosão, tanto superficial quanto subsuperficial (Silva 2000, Moraes 2003).

2.7 – CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS

São poucas as informações referentes às características hidrológicas para a região do Complexo Bação. Existem alguns trabalhos que abordaram indiretamente os fatores intervenientes na infiltração e recarga em áreas do gnaiss Funil. Santos (2001) monitorou o escoamento superficial e a produção de sedimentos na estação Holanda por meio de parcelas de campo. Este autor demonstrou que as taxas de escoamento superficial são pequenas, apesar da textura argilosa do solo, devido à influência de biocavidades (macroporos grossos), que elevam localmente a capacidade de infiltração (Figura 2.12).

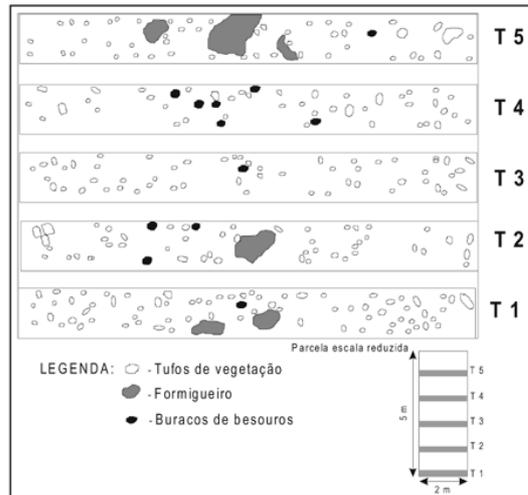


Figura 2.12 – Macroporos em parcela monitorada por Santos (2001).

Drumond (2006) mensurou a variação dos níveis freáticos em poços situados numa saliência de relevo da mesma unidade geológica (Figura 2.13). Neste local, onde o lençol freático se situa a aproximadamente 20 m de profundidade, a recarga se iniciou em março e se estendeu até agosto, evidenciando baixa velocidade da frente de saturação. Dados semelhantes coletados por Bacellar (2000) na região sugerem taxas de recarga ligeiramente mais rápidas. Utilizando-se do método de variação do nível freático, Drumond (2006) encontrou valores anuais de recarga de 183,6 mm, ou seja, cerca de 14 % da precipitação anual.

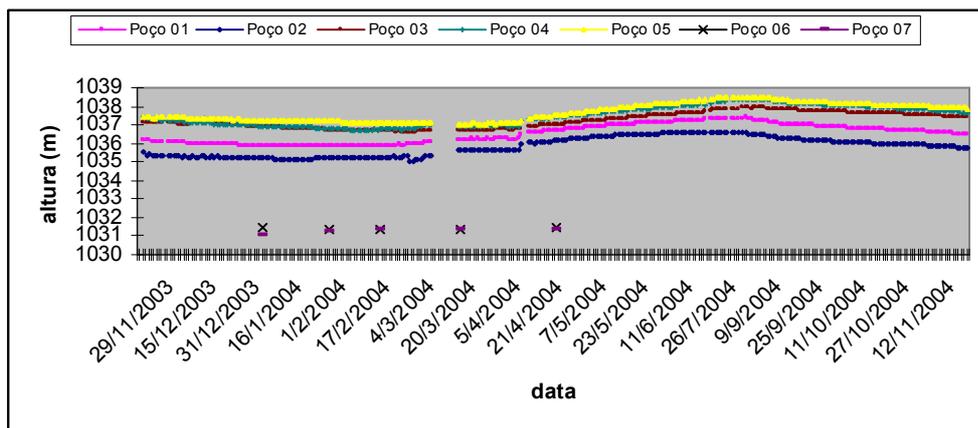


Figura 2.13 – Cota do nível freático nos poços entre 15/11/03 e 14/11/04 (Drumond 2006).

Costa (2005) apresentou dados de vazão de pequenas bacias hidrográficas no Complexo Bação e demonstrou que o fluxo de base, que é proporcional à recarga, é maior nos domínios geomorfológicos de

topografia mais suave. A separação do fluxo de base nas bacias monitoradas (Figura 2.14) mostra um atraso da recarga dos aquíferos em relação ao período da estação chuvosa. O atraso é menor que o encontrado por Drumond (2006), pois o lençol freático nestas bacias se encontra em média a uma menor profundidade.

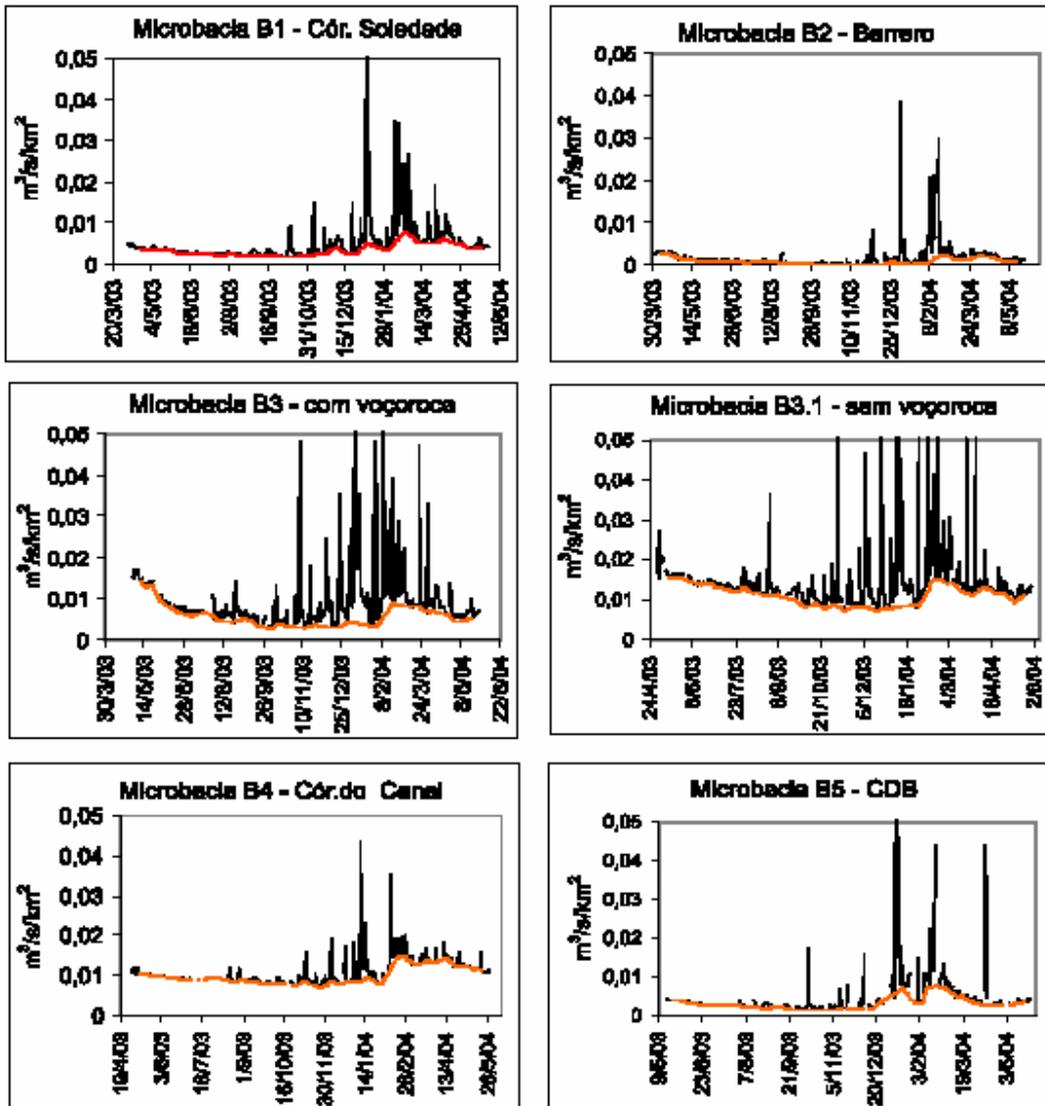


Figura 2.14 – Hidrogramas de pequenas bacias de 1ª ordem do Complexo Bação (Costa 2005). As linhas em vermelho representam a componente de vazão proveniente do fluxo de base.

2.8 – USO E OCUPAÇÃO

A ocupação da região se deu durante com o ciclo de exploração do ouro durante o século XVII e XVIII. Cachoeira do Campo, primeiro povoado desenvolvido na região, teve início no ano 1700 (Barreiros 1984). Pelo grande interesse despertado, logo se estabeleceram ao lado dos pequenos agricultores, grandes fazendeiros, senhores de terra, que pelo acúmulo de riquezas através do comércio de alimentos se tornaram membros de grande poder e influência política (Barreiros 1984).

O Ciclo do Ouro contribuiu para a devastação das matas para simples ocupação do terreno ou para exploração de carvão vegetal, para uso de fundições de ouro e consumo doméstico (Gutersohn 1945).

Durante o século XIX a região sofreu as conseqüências da decadência do Ciclo do Ouro (Gutersohn 1945). Só na década de 60, começa-se a sentir os primeiros ares de uma reativação econômica com a construção da Rodovia dos Inconfidentes.

Segundo Bacellar (2000), os solos de grande parte do complexo, originalmente pobres em nutrientes, foram degradados por práticas agropecuárias incorretas e apresentam hoje inúmeras feições erosivas.

Atualmente, a população encontra-se concentrada na área urbana do distrito de Cachoeira do Campo trabalhando no comércio local e/ou nas poucas empresas instaladas nos distritos circunvizinhos. Recentemente tem surgido um grande número de chácaras, sítios de veraneio e condomínios. A grande quantidade de feições erosivas observadas na região deve-se em parte ao acentuado processo de degradação sofrido, em virtude das diversas práticas errôneas de manejo e conservação do solo.

Outra atividade bastante freqüente na região é a retirada de areia para uso na construção civil, além da exploração das aluviões por pequenos garimpos de topázio que, por sua estrutura artesanal, têm provocado diversos impactos ambientais (Peixoto & Lima 2004). Nas últimas décadas tem havido uma retomada da atividade econômica da região, com o aparecimento de algumas indústrias e incremento do comércio, principalmente no distrito de Cachoeira do Campo (Bacellar 2000). Segundo o SEBRAE (1996, *apud* Sobreira 1998), esse distrito apresenta certa potencialidade no que diz respeito à disponibilidade de áreas para a criação de um distrito industrial de pequeno porte e o modelado topográfico viabiliza a ocupação do espaço físico.

Áreas com solos degradados (compactados/encrostados), freqüentes na região, tendem a apresentar menor taxa de infiltração, o que proporciona uma menor recarga dos aquíferos e, conseqüentemente, uma queda de vazão dos rios (fluxo de base). Segundo informações de moradores do Complexo Bação, quedas do fluxo de base têm ocorrido nos rios da região (Costa 2005), possivelmente relacionadas a áreas com solos degradados.

CAPÍTULO 3

INFILTRAÇÃO – “ESTADO DA ARTE”

3.1 - INTRODUÇÃO

O termo infiltração foi proposto por Horton para expressar a água que entra no solo ou rocha (Davis & De Wiest 1966, Coelho Neto 1998). Considerando-se um solo seco submetido a taxas de precipitação maiores que de infiltração, a entrada de água no solo é máxima no início do evento chuvoso e sofre um decréscimo exponencial, até atingir uma taxa constante de entrada de água no solo (infiltração básica).

A exemplo de Sousa Pinto *et al.* (1976) e Brandão *et al.* (2002), o processo pelo qual a água circula pelo solo, sem que obedeça necessariamente um fluxo descendente, é aqui entendido como percolação. Uma vez infiltradas, as águas começam a percolar pela zona vadosa ou de aeração (Figura 3.1), podendo atingir a zona de saturação. A percolação de água nestas zonas representa o fluxo saturado e o fluxo não-saturado, respectivamente, e serão abordados mais detalhadamente ainda neste capítulo. A água que ultrapassa a zona radicular (Figura 3.1) constitui a drenagem profunda que recarregará os aquíferos.

A taxa de infiltração básica é equivalente à condutividade hidráulica dos solos (Selby 1993). Em função da grande quantidade de trabalhos relacionados à condutividade hidráulica, encontra-se na literatura uma infinidade de definições que apresentam grandes semelhanças entre si. Neste trabalho foi adotada a definição proposta por Mayhew (1997) e Rawls *et al.* (1992) que a descrevem como a habilidade de um meio em conduzir água. Freeze & Cherry (1979) citam que o coeficiente de permeabilidade (permeabilidade intrínseca ou específica) é dependente somente das características do meio, enquanto a condutividade hidráulica relaciona-se não somente ao meio percolado, mas também à densidade e à viscosidade do fluido.

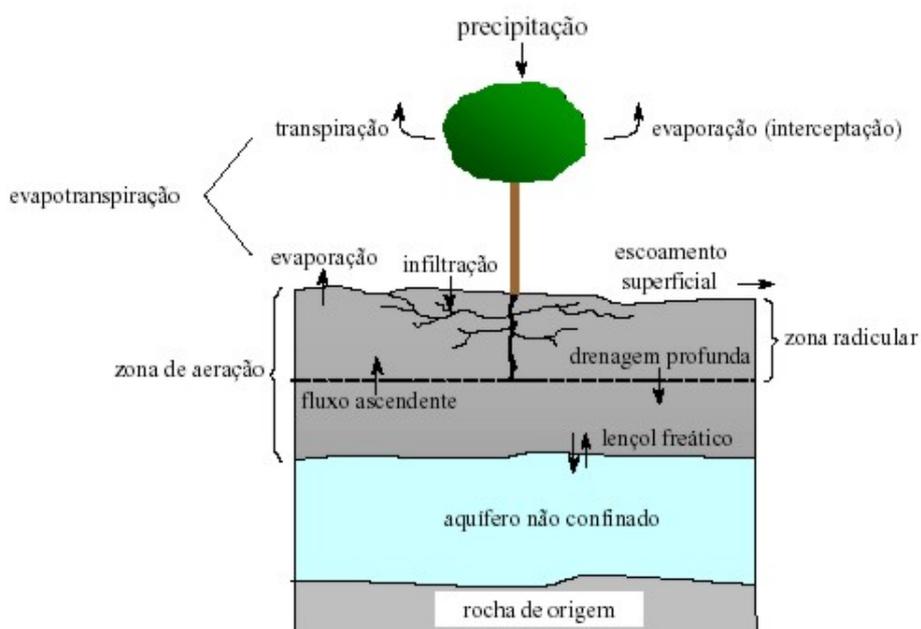


Figura 3.1 - Visão geral do ciclo hidrológico (http://www.dpi.inpe.br/~camilo/camilo_tese.ppt, acessado em 15/11/2006).

O coeficiente de permeabilidade intrínseca pode ser definido a partir da textura pela equação de Hazen (Feitosa & Manoel Filho 1997):

$$k = C d^2 \quad (\text{Eq. 3.1})$$

onde:

k – coeficiente de permeabilidade intrínseca ou específica;

C – coeficiente de Hazen (Soto 1999), fator adimensional que considera algumas propriedades do meio poroso que também afetam o fluxo, tais como as diferenças granulométricas, o grau de esfericidade e a natureza do arranjo estrutural;

d – é o diâmetro do recipiente ou do canal do poro percolado (Santos 2004).

A condutividade hidráulica, por sua vez, é definida pela equação:

$$K = \frac{k \rho g}{\mu} \quad (\text{Eq. 3.2})$$

onde:

K – condutividade hidráulica;

k – permeabilidade intrínseca ou específica;

ρ – massa específica do líquido;

g – aceleração da gravidade;

μ – viscosidade absoluta líquido.

Feitosa & Manoel Filho (1997) e Vieira (2001) ressaltam que em estudos de movimento da água no solo, a viscosidade (μ), a densidade da água (ρ) e a aceleração da gravidade (g) são freqüentemente considerados constantes, tornando a condutividade hidráulica do solo sinônimo de permeabilidade intrínseca.

A caracterização dos processos de infiltração é de grande importância para o dimensionamento de reservatórios, canais de irrigação e de drenagem (Betson 1964, Cichota et al. 2003) e no entendimento da geração de escoamentos superficiais e subsuperficiais, responsáveis direta ou indiretamente por fenômenos indesejáveis, como a erosão do solo e as inundações; além de subsidiar estudos geotécnicos e ambientais, como erosão acelerada, inundações, estabilidade de taludes e o fluxo de poluentes, entre outros (Soto 1999, Benson et al. 1994).

Mais adiante serão feitas considerações mais detalhadas referentes a cada uma dessas variáveis e processos, tendo-se o cuidado de abordar tanto a condutividade hidráulica saturada com a não-saturada; serão ainda abordados alguns fatores condicionantes e/ou interferentes nas variações espaciais desses processos que compõem o ciclo hidrológico na escala de encosta (Figura 3.2).

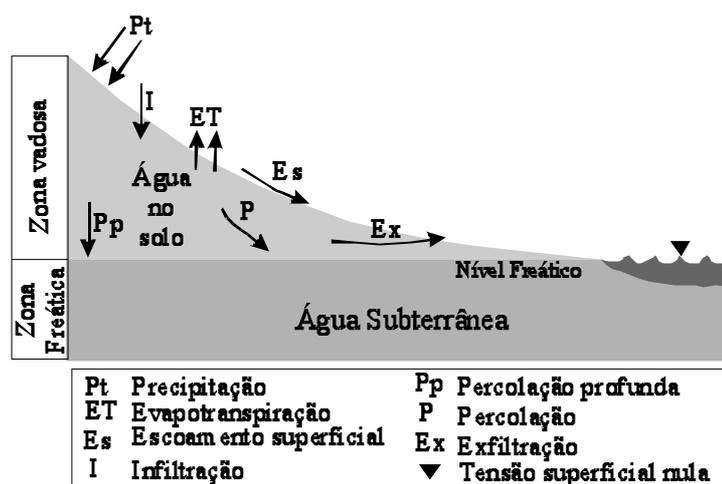


Figura 3.2 – Componentes do ciclo hidrológico no perfil do solo (Schoeneberger & Wysocki 2005).

3.2 FLUXO SATURADO

Sabe-se que o solo é um sistema trifásico, uma sólida, uma líquida composta por água em diversas condições e uma terceira gasosa, sendo esta assim denominada por diferir do ar atmosférico quanto à proporção percentual de seus elementos (Naime 2001, Kozciak & Fiori 2004). Quando as fases líquida e sólida dominam o sistema, o solo é denominado saturado e os líquidos no seu interior passam a obedecer a um fluxo homônimo. Esse movimento é determinado pelo gradiente hidráulico, que é uma unidade adimensional, e pela condutividade hidráulica saturada do solo (Castany 1971, Selby 1993) (Figura 3.3).

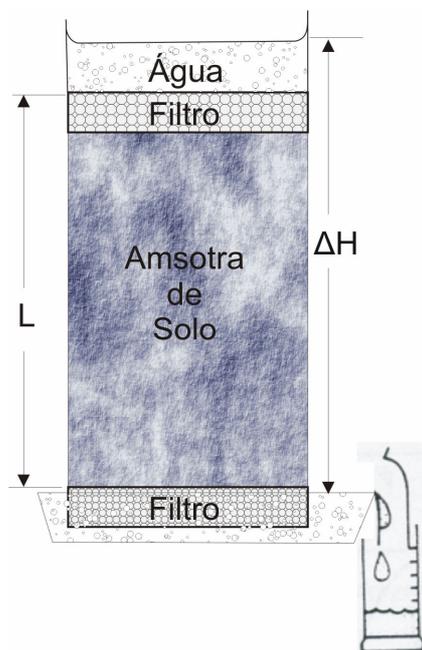


Figura 3.3 – Representação do gradiente hidráulico (Selby 1993).

Conhecendo-se os níveis piezométricos H_1 e H_2 em duas seções transversais e a distância (L) entre elas, pode-se determinar o gradiente hidráulico, dado pela equação seguinte (Castany 1971, Feitosa & Manoel Filho 1997):

$$i = (H_1 - H_2) / L = \Delta H / L \quad (\text{Eq. 3.3})$$

onde:

H = nível piezométrico também chamado de potencial ou carga hidráulica (Rawls *et al.* 1992), fornecido pela equação:

$$H = h + z \quad (\text{Eq. 3.4})$$

onde:

h = carga de pressão da água no solo; e

z = carga gravitacional (em relação a um *datum* arbitrário).

É importante lembrar que há outras fontes de energia da água, como a energia osmótica, cinética e térmica. Contudo, na maioria das situações hidrogeológicas estas componentes são desprezíveis (Freeze & Cherry 1979).

O fluxo saturado foi empírica e pioneiramente estudado pelo engenheiro hidráulico francês Henry Darcy em 1856 (Feitosa & Manoel Filho 1997), em seus experimentos de percolação em colunas de areia saturada, para estudos sobre o abastecimento público na cidade de Dijon, França (Vieira 2001, Melo Filho 2002). Como resultado desses estudos, Darcy concluiu que a vazão (Q) era proporcional à condutividade hidráulica, à seção transversal e ao gradiente hidráulico (Fetter 1988, Rawls *et al.* 1992). Estabeleceu-se, assim, a equação do fluxo saturado, que descreve o movimento de um fluido em um meio poroso, homogêneo e saturado sob condições de regime laminar:

$$Q = -K.i.A \quad (\text{Eq. 3.5})$$

O sinal negativo da equação 3.5 deve-se ao sentido do fluxo ser inverso ao gradiente. Segundo Botelho (2001), essa equação deixa de ser aplicável quando a velocidade de fluxo excede um determinado valor crítico, conhecido como velocidade crítica (v_c), que ocasiona turbulência e o fluxo deixa de ser laminar (Figura 3.4).

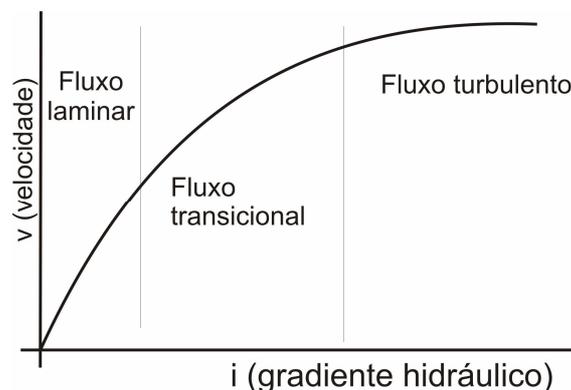


Figura 3.4 – Variação entre fluxos laminares e turbulentos, caracterizados por um fluxo de transição (Cavicchia & Peixoto 1999).

Esta transição entre o fluxo laminar e turbulento foi definida em 1883 por Osborne Reynolds (Cavicchia & Peixoto 1999), baseado na teoria do regime de escoamento em condutos forçados. Através desta experiência, Reynolds relacionou teoricamente o valor da velocidade de transição para fluxos turbulentos (v_c) de um fluido no tubo, com algumas grandezas intervenientes através da equação:

$$Re = \frac{v_c \cdot d \cdot \gamma}{\mu} = \frac{v_c \cdot d}{\nu} \quad (\text{Eq. 3.6})$$

onde:

Re – Número de Reynolds;

μ – viscosidade dinâmica do líquido permeante;

v_c – velocidade do fluido;

d – diâmetro característico do tubo;

ν - viscosidade cinemática do líquido.

Outra limitação, ressaltada por Brandão *et al.* (2002), para aplicação da equação de Darcy, refere-se às condições em que a velocidade de escoamento é muito baixa, ou seja, quando a condutividade hidráulica ou o gradiente hidráulico são muito pequenos.

Condições de fluxo saturado são raras e pouco duradouras nos eventos de infiltração, acontecendo somente quando a disponibilidade natural de fluido, no caso a intensidade da chuva, é exatamente igual ou maior que a capacidade de infiltração. Selby (1993) relata que isto pode ocorrer em solos mal drenados e mesmo em solos bem drenados imediatamente após uma forte precipitação que condicione a formação de superfícies inundadas (*ponded state*).

3.3 FLUXO NÃO-SATURADO

Na zona vadosa, o movimento da água ocorre quase sempre sob condições de fluxo não-saturado, caracterizado pela presença de ar no sistema. A carga total de um meio não-saturado é composta pelas mesmas componentes do fluxo saturado e, similarmente, as mais importantes são a gravitacional (z) e de pressão (h) (Freeze & Cherry 1979), conforme a equação 3.4.

A carga exercida na água na superfície freática é, por definição, considerada nula, sendo positiva na zona saturada e negativa na zona não-saturada. Nestes casos, a carga de pressão é também denominada carga matricial ou sucção (Castany 1971, Baver *et al.* 1973, Selby 1993, Soto 1999).

Segundo Castany (1971), uma partícula sob pressão nula significa, de fato, que esta partícula está sujeita à pressão atmosférica padrão (1 atm ou 1013 mbar). Em solos não saturados, o potencial matricial representa a força de adesão da água às partículas do solo. Quanto menor for a umidade, mais fortemente a água será retida pelas partículas do solo. Cada solo, dependendo de sua textura e porosidade, possui uma curva de retenção característica que relaciona o conteúdo de umidade e seu potencial matricial.

A curva de retenção apresenta histerese (Figura 3.5a), pois muda de forma no processo de secagem e de umedecimento do solo (Pérez & Hurtado 1999).

Fetter (1988) e Carvalho (2002) ressaltam que mudanças no estado e no teor de água no solo são variáveis que tornam a investigação do fluxo não saturado um pouco mais complicada que os fluxos saturados no solo.

O fluxo não-saturado também é descrito pela lei de Darcy, ressaltando-se que para isso, a condutividade hidráulica considerada é a não-saturada $K(\Theta)$ (Soto 1999), que não é constante, variando em função do grau de saturação (Fetter 1988, Selby 1993) (Figura 3.5b). Esta propriedade será abordada com mais detalhes ainda neste capítulo.

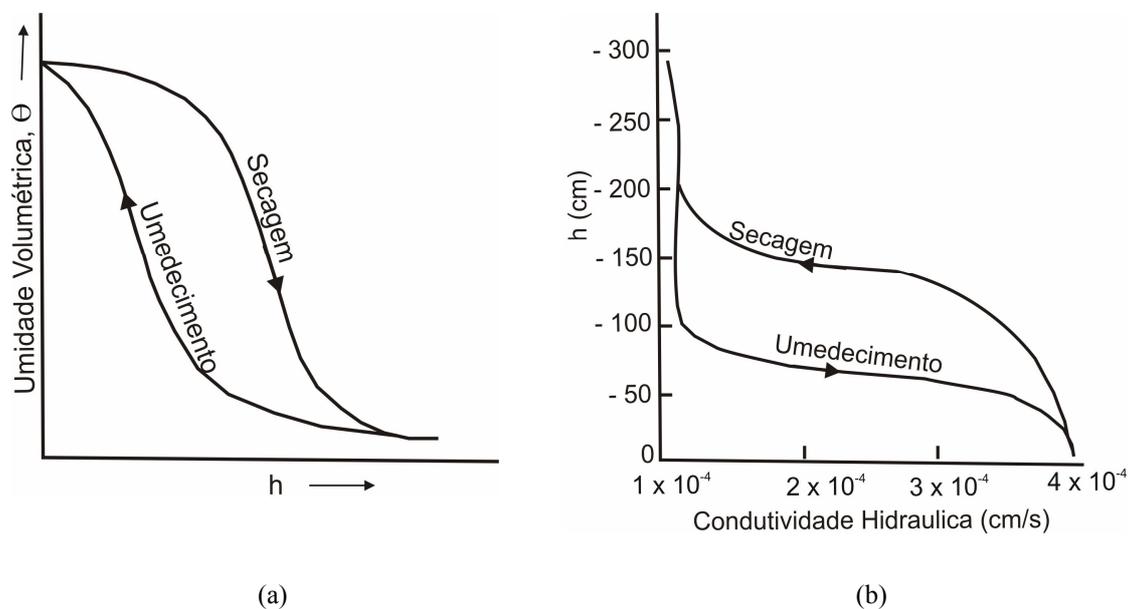


Figura 3.5 – Curvas características da: a) umidade pela sucção (curva de retenção de água); b) condutividade hidráulica pela sucção. A diferença entre as curvas estabelecidas na secagem e umedecimento é chamada de histerese (Selby 1993, Fetter 1988).

A lei de Darcy para o fluxo não saturado toma a seguinte forma (Richards 1931, *apud* Soto 1999):

$$Q = - K(\Theta) \cdot i \cdot A \quad (\text{Eq. 3.7})$$

onde:

Q = vazão do fluxo não-saturado;

$K(\Theta)$ = condutividade hidráulica não-saturada;

Θ = teor de umidade volumétrica;

i = gradiente hidráulico;

A = área da seção.

Como já comentado, a mais importante diferença entre o movimento de um líquido em meio saturado e não-saturado refere-se à condutividade hidráulica (Hillel 1972, Poulsen *et al.* 1998). Quando os poros do solo encontram-se totalmente preenchidos pela água tornando o sistema bifásico,

ou seja, composto apenas por líquido e sólido (Kozciak & Fiori 2004) a condutividade hidráulica é máxima (condutividade hidráulica saturada).

Na natureza, o solo pode ficar momentaneamente saturado próximo à superfície quando as taxas de precipitação são maiores que a taxa de infiltração. Assim, à medida que a chuva diminui, ocorre a entrada de ar no sistema, que volta a ser trifásico, caracterizando o fluxo não-saturado, com a conseqüente diminuição da condutividade hidráulica (Figura 3.5b), que agora passa a ser denominada não-saturada.

Para Fredlund (1994, *apud* Cunha 1997), o coeficiente de condutividade hidráulica de um solo não saturado ($K(\theta)$) é na maioria das vezes expresso como função da condutividade hidráulica saturada (K), podendo ser obtido através de equações empíricas das mais variadas formas ou através de modelos estatísticos, que estimam a condutividade hidráulica não-saturada a partir da determinação experimental da curva de retenção de água do solo (Brandão *et al.* 2002). Algumas das formas de se determinar a condutividade hidráulica saturada e não-saturada serão expostas mais adiante.

3.4 - FATORES QUE INFLUENCIAM NO FLUXO DE ÁGUA NO SOLO.

As taxas de infiltração e de percolação pelos horizontes superficiais do perfil de solo dependem das condições de fluxo. O fluxo de qualquer líquido é dependente de suas características e também das propriedades do meio, favorecendo ou dificultando sua passagem (Benson *et al.* 1994). Para a água não é diferente e diversas propriedades influenciarão diretamente na sua entrada e circulação pelos horizontes do solo, dentre as quais, citam-se os fatores associados ao líquido percolante, pedológicos geomorfológicos e climáticos.

3.4.1 - Fatores Associados ao Líquido Percolante

Como visto na equação 3.2, a condutividade hidráulica depende das condições físicas do fluido, tendo em vista que a densidade e viscosidade são propriedades dinâmicas que variam de acordo com a temperatura e natureza do percolante. Desta forma, pode-se considerar, por exemplo, que o tempo gasto para uma pluma de contaminação atingir o lençol freático de uma determinada localidade vai depender, dentre outras coisas, da composição do fluido contaminante. Nesta linha, Aguiar (2001) observou que os valores de condutividade hidráulica, obtidos com água destilada, são menores que aqueles obtidos com solução salina, o que deve estar ligado a interações solo/solução durante o processo de infiltração.

3.4.2 - Fatores Pedológicos

A correlação entre as características do meio poroso e a hidrodinâmica tem adquirido importância como objeto de estudo em várias áreas, tais como: física e mecânica dos solos, engenharia aplicada a irrigação, hidrologia, geomorfologia, além de investigações voltadas para o problema da erosão.

A textura e estrutura são fatores importantes na determinação da condutividade hidráulica (Bueno & Vilar 1980, Springer 1987, Chappell & Ternan 1997, Reynolds *et al.* 2000). De fato, os valores dessa propriedade aumentam com a potencia cúbica do índice de vazios e com o quadrado do diâmetro efetivo das partículas (Cunha 1997). Assim, quanto maior for o tamanho das partículas do solo, maior será a área de vazios entre as partículas e, por conseguinte, maior será a condutividade hidráulica, como pode ser observado na tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Valores de condutividade hidráulica, em cm/s, para vários tipos de materiais (Fetter 1988).

Argila	$10^{-9} - 10^{-6}$
Silte; Silte arenoso	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia argilosa	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia siltosa; Areia fina	$10^{-5} - 10^{-3}$
Areia bem distribuída	$10^{-3} - 10^{-1}$
Cascalho bem distribuído	$10^{-2} - 1$

Grandes fragmentos de rochas (pedregulhos ou calhaus) são muitas vezes vistos por alguns autores como de suma importância na predição das propriedades hidráulicas dos solos (Brakensiek & Rawls 1994). Cousin *et al.* (2003) ressaltam que, quando negligenciados, a condutividade hidráulica pode ser subestimada em até 14,9%. Outro problema com solos ricos em fragmentos de rocha refere-se à amostragem, bastante prejudicada quando se necessitam de amostras indeformadas para predição da permeabilidade em laboratório (Cousin *et al.* 2003). Quanto mais fragmentos de rocha menor será a quantidade de matéria orgânica. Assim, menor será a estabilidade dos agregados, que serão facilmente quebrados pelo impacto das gotas de chuva, formando uma crosta superficial, que se comportará como barreira à infiltração (Sidiras *et al.* 1984).

Guimarães *et al.* (2002) lembram ainda que, no caso de solos argilosos, faz-se necessária uma avaliação da mineralogia das argilas, tendo em vista que um pequeno conteúdo de água adicionado no solo pode alterar suas condições estruturais, principalmente, em se tratando de argilas expansíveis.

As características morfológicas das partículas também influenciam na condutividade hidráulica. De acordo com Santos (2004), “*partículas esféricas ou arredondadas tendem apenas a se tocar, de forma a constituir grandes vazios, enquanto partículas alongadas e irregulares tendem a se*

encaixar de maneira a criar trajetórias de fluxo mais tortuosas". Este autor lembra ainda que a esfericidade também pode, de maneira sutil, exercer influência no fluxo de água no solo, uma vez que partículas mais ásperas apresentarão maior resistência à passagem do fluido que as mais arredondadas.

Contudo, na natureza os processos não são tão simples, e solos com uma maior presença de partículas finas, como os argilosos, podem apresentar valores de condutividade superiores aos esperados, devido ao arranjo de suas partículas. Este é o caso de muitos solos tropicais, cujas partículas podem estar agregadas por óxidos e hidróxidos de Fe e Al, como constatou Silva (2000) e Bacellar (2000) nas áreas gnáissicas do embasamento cristalino.

Assim, a condutividade hidráulica é mais dependente da estrutura que da textura do solo (Baird 1997, Carvalho 2002), sobretudo por interferir na geometria do espaço poroso.

O espaço poroso de um solo normalmente é classificado conforme suas dimensões em macro, meso e microporos. A classificação dos poros varia de autor para autor (Perret *et al.* 1999). Jongerius (1957), por exemplo, considera macroporos, aqueles com diâmetro $>30 \mu\text{m}$, enquanto para Luxmoore (1981) seriam aqueles com $>1000 \mu\text{m}$ e tais divergências se estendem à definição de meso e microporos. Neste trabalho, a exemplo de Futai (2002), entende-se por macroporos aqueles com diâmetro entre $20 \mu\text{m}$ e $100 \mu\text{m}$, microporos aqueles com diâmetro $<10 \mu\text{m}$ e mesoporos os localizados numa posição intermediária aos dois anteriores. Poros com dimensões superiores a $100 \mu\text{m}$ são aqui entendidos como macroporos grossos. Em termos estruturais, a quantidade de vazios apresenta uma relação direta com as propriedades hidráulicas (Figura 3.6), já que a porosidade é um dos aspectos que melhor explica a capacidade de infiltração de um solo (Beven & Germann 1982, Fernandes *et al.* 1983, Soares da Silva 1999, Futai 2002, Mello *et al.* 2002, Bronick & Lal 2005). Aimrun *et al.* (2004) usaram a porosidade para estimar a condutividade hidráulica saturada e observaram que estas propriedades (porosidade e condutividade) possuem uma íntima relação. Na mesma linha, ao analisar a influência de macroporos cilíndricos na infiltração, Smettem & Collis-George (1985a,b) observaram que o tamanho e a quantidade de macroporos foram os maiores controladores da infiltração medida por infiltrômetro de anéis concêntricos. Contudo, Mesquita & Moraes (2004) ressaltam que essa relação é mais dependente do grau de conectividade dos poros que da porosidade em si (Bouma 1983, Newson 1994, Arya *et al.* 1998), fazendo-se necessário avaliar não somente a quantidade de poros, mas também sua continuidade ao longo do perfil (Kozciak & Fiori 2004).

Alguns fenômenos naturais podem elevar a capacidade de infiltração do solo pela elevação da macroporosidade como, por exemplo: escavações feitas por animais e insetos e decomposição de raízes (Martins 1976, Santos 2001).

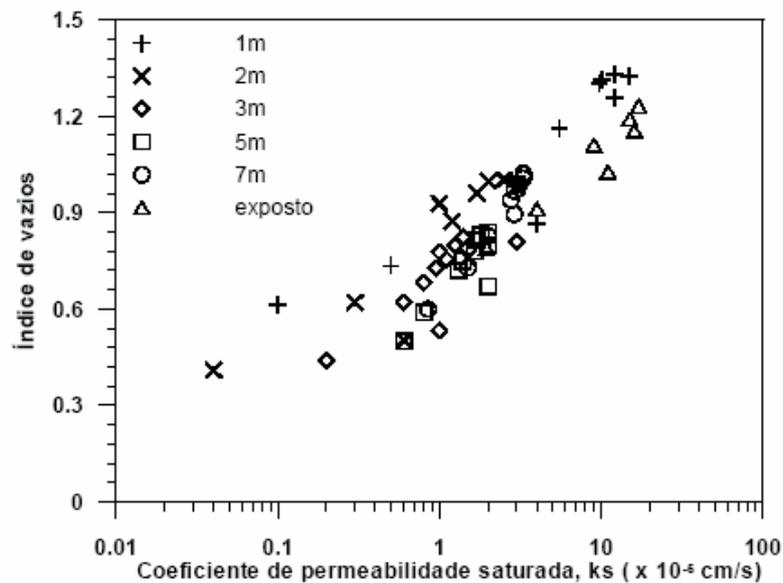


Figura 3.6 – Relação do coeficiente de permeabilidade com o índice de vazios para solos com diferentes graus de adensamento (Futai 2002).

A cobertura vegetal constitui o fator mais importante para a infiltração, pois além de proteger os horizontes superficiais do solo do impacto das gotas da chuva, evitando-se assim a quebra dos agregados (Lal *et al.* 1980, Bortolozzo & Sans 2001), também aumenta indiretamente a macroporosidade, atenuando a compactação e o encrostamento. Volpe *et al.* (1988) e Leonard & Adrioux (1998) estudaram a infiltração em parcelas de solo com diferentes densidades de raízes e observaram uma relação direta da taxa de infiltração com a densidade radicular e atribuíram essa relação à elevação da macroporosidade com o aumento das raízes. Bertolani & Vieira (2001) afirmam que tal relação é mais nítida no horizonte mais superficial do solo, ou seja, o horizonte A. Corrêa *et al.* (2002) lembram que o papel das raízes no movimento da água no solo não se resume apenas em caminhos preferenciais, mas também na quantidade de água disponível para a recarga, além de facilitar a drenagem dos horizontes superficiais do solo.

Locais vizinhos podem apresentar variações de algumas ordens de grandeza das taxas de infiltração em função de práticas agrícolas adotadas que interfiram direta ou indiretamente na estrutura do solo. No entanto, quando este se dá de maneira inadequada, esta poderá diminuir, sobretudo se houver a retirada da cobertura vegetal, facilitando o encrostamento do solo (Brandão *et al.* 2002, Souza 2003, Regalado & Muñoz-Carpena 2004). Santini *et al.* (1995) afirmam que o cultivo tende a modificar algumas propriedades físicas e químicas do solo, especialmente nas camadas superficiais, tais como porosidade, tortuosidade e conectividade dos poros, densidade volumétrica, grau de compactação, dentre outras. Para Martins (1976), o preparo do solo em geral tende a aumentar sua capacidade de infiltração. Anjos *et al.* (1994), utilizando-se do método dos cilindros de anéis

concêntricos, avaliaram as taxas de infiltração em solos sob diferentes sistemas de uso e manejo foi invariavelmente menor em relação à mata nativa.

Segundo Bortolozzo & Sanz (2001), a aplicação de pequenas quantidades de corretivos (calagem e gessagem) na superfície do solo pode aumentar a estabilidade dos agregados, elevando assim, sua capacidade de infiltração. Seguindo este viés, alguns estudos buscam formas de aumentar a condutividade hidráulica de terrenos com intuito de melhorar sua disponibilidade hídrica e, por conseguinte sua produção agrícola. Desta forma, Barbosa *et al.* (2004) observaram que quando adicionado lodo de esgoto ao solo a condutividade hidráulica saturada pode sofrer um aumento. E ressaltam que isso se deve ao poder agregador (através dos cátions Ca^{2+} e Al^{3+} , matéria orgânica, dentre outros) que esse rejeito possui, aumentando o diâmetro médio ponderado dos agregados do solo e, por conseguinte, seu índice de vazios.

Seki *et al.* (1998) fizeram experimentos de condutividade hidráulica saturada adicionando à água fungos e bactérias e constataram que, tanto os gases produzidos pelo seu metabolismo quanto os resíduos deixados pela sua morte causaram decréscimo nos valores de condutividade. Os autores ressaltaram que os gases dificultam o desenvolvimento do estado de equilíbrio dinâmico da percolação e os restos dos corpos dos microorganismos obstruem os poros do solo.

3.4.3 - Fatores Geomorfológicos

As propriedades hidrodinâmicas do solo variam espacialmente em função do relevo (LeGrand 1962, Heddadj & Gascuel-Odoux 1999). Como pode ser observado na figura 3.7, a forma da encosta estabelece áreas de convergência e divergência de fluxos (Botelho & Silva 2004), determinando pontos de maior ou menor infiltração (Shoeneberger & Wysocki 2005). Nas partes baixas das concavidades, além da convergência, pode ocorrer a presença de fluxos subsuperficiais (Figura 3.2) que contribuem para diminuição da capacidade de infiltração do solo, caracterizando tais locais como área de descarga ou exfiltração. A forma das encostas juntamente com a declividade regula ainda a velocidade do escoamento superficial das águas pluviais e, portanto, controla a quantidade de água que se infiltra nos perfis, definindo-se assim zonas preferenciais de recarga (Salvucci & Entekhabi 1995, Karmann 2000). Neste viés, vertentes mais suaves e com maior comprimento serão mais susceptíveis à infiltração, produzindo escoamento superficial apenas quando a capacidade de infiltração do solo é superada pela intensidade da precipitação, enquanto, encostas mais íngremes e curtas tendem, por força da gravidade, a formar mais rapidamente o fluxo superficial.

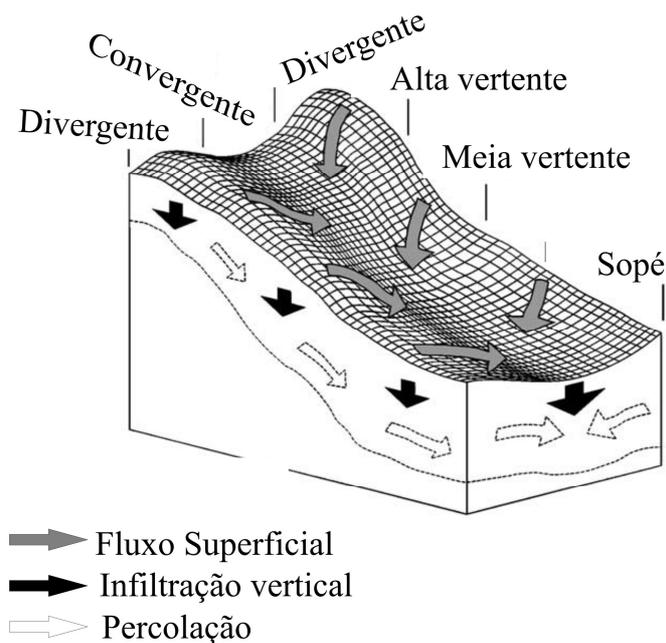


Figura 3.7 – Exemplos de fluxos em uma vertente. Notar que o fluxo tende a ser divergente e convergente, na parte convexa e côncava, respectivamente (Shoeneberger & Wysocki 2005).

Como a forma da encosta influencia diretamente na entrada da água no solo, Philip (1991a, b, c) ressalta ser necessário considerar essas diferenças no cálculo da infiltração e afirma que quando se utiliza um único cálculo para se determinar a infiltração de áreas com topografias distintas, corre-se o risco de sub ou superestimar esta propriedade. Para Woods *et al.* (1997), quase sempre os modelos de infiltração assumem a encosta como homogênea, desconsiderando algumas variabilidades, como, por exemplo, a da condutividade hidráulica com a profundidade.

Berndtsson & Larson (1987) utilizaram um infiltrômetro de anéis concêntricos para avaliar a variabilidade espacial da infiltração em uma região semi-árida e verificaram que as diferentes formas de encosta (saliência, concavidade e encosta lateral; Figura 2.6) apresentam distintas capacidades de infiltração. Os autores observaram ainda, que encostas convexas (saliência) tendem a apresentar maiores taxas de infiltração, enquanto as partes côncavas (concavidade), por propiciar a convergência dos fluxos superficiais e rápida formação do escoamento superficial, apresentam valores de infiltração menores, as encostas laterais, por sua vez, assumiriam comportamento intermediário.

Para Janeau *et al.* (2003) e Tsui *et al.* (2004), essa variação da infiltração em função do relevo causa uma diferenciação na translocação de nutrientes, tais como, N e P dentre outros e, por conseguinte, das propriedades do solo.

3.4.4 - Fatores Climáticos

A quantidade e intensidade de insolação recebida pelas vertentes tendem a influenciar nas taxas de evaporação e conseqüentemente na infiltração. Portanto, a orientação das vertentes pode afetar significativamente a infiltração.

O clima interfere no teor de umidade do solo (umidade antecedente), que influencia diretamente a condutividade hidráulica (Jabro 1996, Kozciak & Fiori 2004), pois à medida que o teor de umidade diminui, ocorre redução da área condutora de água. Sander (2002) afirma que essa relação dependerá tanto da quantidade, quanto da natureza das argilas dos solos, sendo que naqueles com argilas 2:1 essa dependência tende a acentuar-se, pois, estes solos tendem a apresentar mais descontinuidades.

O clima influencia a infiltração através da disponibilidade de chuvas e da forma com que estas ocorrem, pois quanto maior a intensidade da precipitação, mais rápido se atinge a condição de encharcamento (*ponded state*). Em tal condição, parte da água é perdida por escoamento superficial, assim chuvas prolongadas que não ultrapassem a capacidade de infiltração do solo podem recarregar os aquíferos de forma mais contínua e eficiente. O vento constitui outro fator climático interveniente na infiltração, pois a percolação da água infiltrada sofre influência da evapotranspiração (Sharma *et al.* 1980, Frizzone & Cassiano Sobrinho 1982). Assim, quando há queda estacional nas taxas de precipitação, a evaporação/evapotranspiração, que são condicionadas tanto pela intensidade quanto pela umidade relativa do vento sobrejacente, retrai a frente de saturação. Tal retração foi apontada por Raposo (1997) que, utilizando trítio como traçador para estimar a recarga, observou um recuo da pluma de dispersão na estação seca.

3.5 – AVALIAÇÃO DA INFILTRAÇÃO

A metodologia adotada para predição da taxa de infiltração é fator preponderante em estudos de fluxos da água no solo, pois as peculiaridades de cada ensaio podem interferir nos valores obtidos. Por exemplo, Vieira (2001) encontrou valores de condutividade hidráulica em campo menores que os obtidos em laboratório.

Dentre os métodos de campo mais utilizados para a predição da condutividade na zona não-saturada tem-se, sem obedecer a uma ordem de utilização: método do perfil instantâneo (Carvalho 2002), permeâmetro Guelph (Reynolds & Elrick 1985), infiltrômetro de anéis concêntricos (Souza & Campos 2001), infiltrômetro de disco de tensão (Šimůnek *et al.* 1998, Heddadj & Gascuel-Odoux 1999, Coquet *et al.* 2005) e ensaios em poços (Oliveira & Correia Filho 1996). Em laboratório, normalmente se avalia a condutividade nos tradicionais permeâmetros de carga variável e carga constante, em ensaios de adensamento e também em bombas de fluxo (Botelho 2001). Alguns ensaios envolvem amostras maiores, mais representativas, como os em poços, mas suas condições de fronteira não são bem estabelecidas. Em outros, como os laboratoriais, tais condições estão bem estabelecidas, mas as amostras são menos representativas, pois nem sempre se reproduz todas as variáveis encontradas no campo que interferem na predição da condutividade hidráulica, tais como as condições de tensão, fraturas e bioporos (Paige & Hillel 1993, Benson *et al.* 1994, Aguiar 2001).

Como discutido anteriormente, a taxa de infiltração tende a se estabilizar com o tempo num valor (infiltração básica) numericamente semelhante à condutividade hidráulica dos solos. Portanto, a capacidade de infiltração de um solo pode ser estimada por métodos diretos ou por métodos indiretos, a partir da determinação da condutividade hidráulica.

3.5.1 – Métodos Diretos

Infiltrômetro de anéis concêntricos

O método de infiltrômetro de anéis concêntricos é um dos mais comuns para medição da taxa de infiltração e da condutividade hidráulica em campo (Wilkinson & Aina 1976, Tricker 1978, Berndtsson & Larson 1987, Chappell & Ternan 1997). De baixo custo e fácil execução, este método consiste na cravação por percussão no solo de dois cilindros de metal, o maior com diâmetro de 25 cm e o menor com 15 cm, e monitoramento da taxa de infiltração (Figura 3.8). Canduro & Dorfman (1986) descrevem detalhadamente os procedimentos para a execução deste ensaio. Contudo, o procedimento usual de cravar os anéis no solo por meio de percussão pode trincar ou alterar a estrutura das camadas mais superficiais e, por conseguinte, modificar os valores obtidos (Costa *et al.* 1999, Tricker 1978). Assim, como detalhado no capítulo de metodologia (Capítulo 4), nesta pesquisa alguns procedimentos usuais foram modificados.

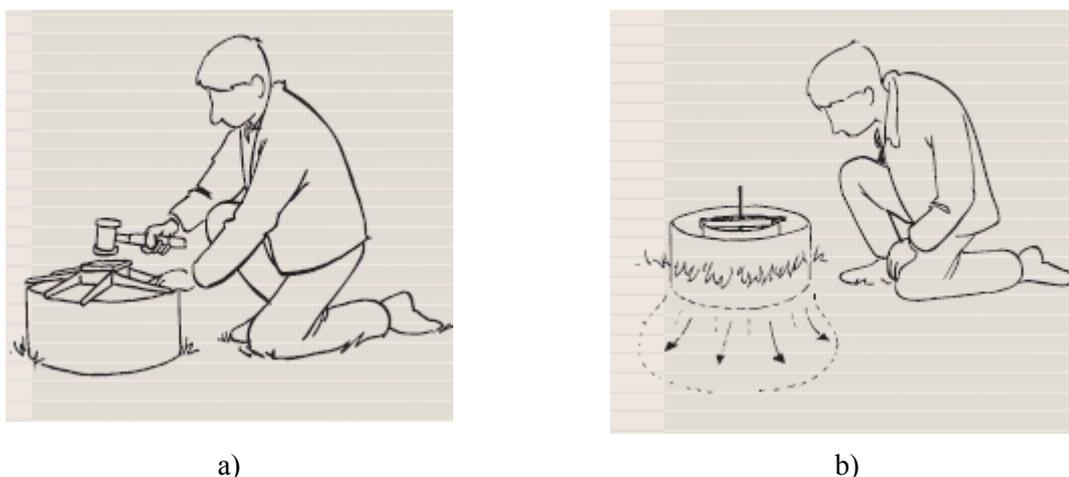


Figura 3.8 – a) instalação do infiltrômetro por meio de percussão e b) monitoramento da taxa de infiltração (<http://www.upgmbh.com/produkte/pdf/10740.pdf>, acessado em 02/02/2006).

De acordo com Tricker (1978), o cilindro externo tem como função inibir a fuga lateral da água do cilindro interno, condicionando, assim, um fluxo unidirecional vertical. Soluciona-se, assim o problema ressaltado por Tricker (1978), que afirma que uma desvantagem do infiltrômetro é a infiltração horizontal induzida pelos fortes gradientes de umidade entre o solo úmido sob o cilindro e o solo seco no seu entorno.

Este método também permite a medição de K inferiores a 10^{-8} m/s, o que outros, como permeâmetro Guelph, por exemplo, não possibilitam. Logo após a instalação, aplica-se uma carga hidráulica desejada e mede-se a queda ou entrada desta água no solo. As taxas de infiltração (I) inicialmente são altas por causa da sucção dos solos não saturados, mas tendem a decrescer com o tempo, à medida que este se torna progressivamente saturado. A variação da taxa de infiltração com o tempo pode ser expressa matematicamente pela equação de Philip (Selby 1993):

$$I = A + \left(\frac{B}{2t} \right)^{1/2} \quad (\text{Eq. 3.8})$$

onde,

I é a taxa de infiltração no tempo t, após a inundação da superfície do solo;

A é uma constante;

B é a sortividade, que indica a capacidade do solo sorver água.

Portanto, com o tempo a taxa de infiltração tende a se estabilizar, na taxa de infiltração básica, caracterizando condições de fluxo permanente, num valor correspondente à constante A, equivalente à condutividade hidráulica saturada (Reichardt 1978, Bouma 1983, Selby 1993).

Palma & Zuquette (2004) ressaltam que o método do infiltrômetro de anéis concêntricos apresenta a vantagem de o fluxo de água medido atravessar uma área relativamente grande, dando maior representatividade aos valores obtidos. Bozbey & Guler (2005) utilizaram o infiltrômetro para comparar variações nos valores de condutividade hidráulica de solos destinados à construção de barreiras impermeáveis para fundo de células de aterros sanitários e observaram que os valores encontrados no campo foram superiores ao de laboratório. Estes autores justificaram esta discrepância à pouca representatividade das amostras de laboratório.

Simulador de Chuvas

Desenvolvido para simular condições típicas de chuvas naturais, o simulador de chuvas (Figura 3.9) constitui-se num equipamento para a aplicação de água no solo por aspersão (Brandão *et al.* 2002).

A determinação da taxa de infiltração com este aparelho consiste, basicamente, em aplicar-se por aspersão uma quantidade de água em uma parcela de área conhecida e calcular-se a diferença entre a lâmina precipitada e o escoamento superficial. Esta água escoada é coletada por meio de uma calha, posicionada na extremidade da parcela, na qual é conectada uma mangueira que tem a função de conduzir o efluente até um reservatório.

O simulador de chuvas tende a apresentar valores de infiltração menores que os tradicionais infiltrômetros de anéis concêntricos (Horton 1940, Costa *et al.* 1999). De acordo com Brandão *et al.* (2002), isso ocorre pelo fato do ensaio com simulador favorecer o encrostamento superficial do solo, enquanto que nos ensaios com os anéis concêntricos, sob condições inundadas, a lâmina de água sobre a superfície induz um gradiente hidráulico.

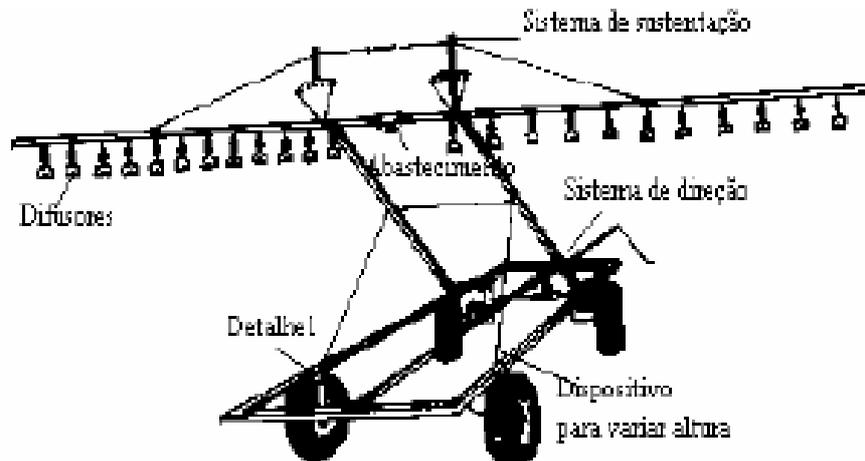


Figura 3.9 – Exemplo de simulador de chuvas (Costa *et al.* 1999).

Traçadores

O fluxo da água da superfície do solo em direção ao lençol freático pode se dar de três diferentes formas: a primeira, como fluxo rápido através dos macroporos do solo, como por exemplo, biocavidades; a segunda, pela interação dos macroporos com a matriz durante a infiltração e percolação; e, finalmente, pela matriz do solo (Aeby 1998, Stamm *et al.* 1998). Para melhor entendimento desses fluxos na zona não-saturada, muitos profissionais têm feito uso de traçadores que, por definição, são substâncias com características específicas que, incorporadas a uma outra massa, permitem a investigação do seu comportamento físico ou químico (Bedmar 1972, *apud* Raposo 1997).

A decisão de qual traçador utilizar dependerá dos objetivos da investigação; alguns autores destacam as características de um traçador ideal (Raposo 1997, Flury & Wai 2003, Drumond 2004), dentre as quais destacam-se as seguintes:

- seu comportamento, para o processo a ser investigado, deve ser igual ao da água, ser pouco adsorvido pelo solo, além de não favorecer trocas catiônicas;
- ter tempo de degradação maior que o estimado para o desenvolvimento da pesquisa;
- a concentração do traçador no meio, *background*, deve ser menor que a aplicada ou esperada como resposta;
- permitir análise quantitativa com alta sensibilidade;

- apresentar baixa toxicidade;
- ter baixos custos de aquisição, aplicação e análise;
- apresentar boa solubilidade na água, além de boa dispersão.

Sais, corantes e isótopos são alguns dos muitos traçadores utilizados em estudos de fluxos tanto na zona não-saturada como na zona saturada do solo. Estes traçadores podem ser classificados como naturais ou artificiais (Drumond 2004).

Traçadores naturais são substâncias que ocorrem naturalmente no ambiente ou que foram dispostas indiscriminadamente no ambiente por meios das atividades humanas cotidianas (Flury & Wai 2003). Estes traçadores são geralmente divididos em químicos e isotópicos.

De acordo com Drumond (2004), a maior parte dos traçadores químicos é composta pelos cátions e ânions que compõem a salinidade das águas, tanto superficiais quanto subterrâneas. Entre os cátions mais conhecidos estão os Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+} , enquanto que entre os ânions, os mais conhecidos são Cl^- , SO_4^{2-} , $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ e NO_3^- . Para ter-se idéia da aplicabilidade desses sais nos estudos hidrológicos há autores que afirmam que o balanço de massas de cloreto (Cl^-) constitui método mais simples e confiável para a avaliação da recarga de aquíferos, devido a sua retenção ser quase nula (Raposo 1997). Há ainda outros íons que aparecem nas águas, com reduzida concentração, que podem ser utilizados como traçadores naturais, dentre os quais podem se destacar o Br^- , o Sr^{+2} e o Li^+ .

Os traçadores isotópicos são de ocorrência natural ou antrópica e encontram-se disseminados no meio ambiente. Dentre os mais utilizados para estudos hidrológicos pode-se destacar os isótopos estáveis ^2H , ^{18}O e ^{13}C , além dos isótopos radioativos ^3H e ^{14}C . Para Payne (1988), os isótopos ^2H , ^3H e ^{18}O constituem traçadores ideais para estudos hidrológicos, pois são constituintes naturais da água e, dessa forma, tendem a apresentar melhores resultados em avaliação de assinatura isotópica, ferramenta bastante confiável para estudar os trajetos percorridos pela água dentro do ciclo hidrológico.

Os traçadores artificiais são representados pelos sais, corantes e isótopos radioativos. Dentre os sais, o mais utilizado de todos é o cloreto de sódio (NaCl), que possui capacidade de alterar algumas propriedades do solo e da água, tais como condutividade elétrica e pH, sendo sua variação sazonal de fácil monitoramento por meio da medição de TSD (Sólidos Totais Dissolvidos), alcalinidade e condutividade elétrica. Há ainda outros tipos de sais, como cloreto de potássio (KCl) e lítio (Li). Drumond (2004) ressalta que um problema da adoção desses traçadores é que as águas possuem naturalmente um teor relativamente elevado de alguns destes sais. Assim, torna-se necessário aplicar uma grande quantidade de traçador para uma boa resposta, o que acaba por causar impacto ao meio, principalmente à microfauna.

Os isótopos artificiais radioativos são elementos adquiridos através do bombardeio de núcleos estáveis com partículas nucleares, normalmente com nêutrons num reator nuclear (Raposo 1997).

Dentre os mais utilizados, pode-se destacar: ^3H , ^{39}Ar , ^{85}Kr , ^{35}S , ^{14}C , ^{226}Ra , ^{222}Rn , ^{238}U , ^{51}Cr , ^{58}Co , ^{60}Co , ^{82}Br , ^{131}I e ^{198}Au (Raposo 1997, Flury & Wai 2003, Drumond 2004).

Raposo (1997) enumera algumas vantagens e desvantagens do uso de isótopos radioativos, dentre as quais pode-se destacar como vantagens: sensibilidade de detecção, permitindo diluições extremas; meia-vida relativamente curta, produzindo um baixo estresse químico no meio. Como desvantagens o mesmo autor destaca: a necessidade de um plano de proteção radiológica que, como qualquer autorização que envolve órgão governamental, depende de trâmites burocráticos; esses isótopos possuem vida útil curta, o que obriga que seu uso seja imediato; tanto os próprios isótopos quanto os equipamentos para sua detecção e mensuração são geralmente de um custo superior aos de outros traçadores.

Os traçadores colorimétricos (corantes) têm ganhado destaque no estudo de fluxos nos horizontes mais superficiais (zona vadosa) dos solos. Esses traçadores podem ser aplicados na zona vadosa de duas maneiras, dissolvido em solução aquosa ou em forma de pó depositado nas camadas do solo, posteriormente dissolvido pelas águas de infiltração (Flury & Wai 2003).

Segundo Flury & Wai (2003), desde a segunda metade do Século XX a aplicação de diferentes tipos de corantes na zona não-saturada tem sido uma prática comum em estudos que buscam compreender como se dá o fluxo por essa porção do solo. Em meio a uma grande diversidade, o Brilliant Blue FCF (C. I. 42090) tornou-se o mais proeminente traçador colorimétrico para estudos de hidrologia do solo (Flury & Wai 2003), devido à sua baixa sensibilidade às variações de pH, pequena toxicidade, baixa adsorção pelo solo e fácil detecção (Scott *et al.* 1969, Flury & Flühler 1994, Forrer 1997, Aeby 1998, Kasteel *et al.* 2002, Reichenberger *et al.* 2002, Taquis *et al.* 2006).

A avaliação dos fluxos na zona vadosa com uso de corantes é feita a partir do registro fotográfico de trincheiras escavadas no local de aplicação do traçador (Figura 3.10). A partir do padrão assumido pela área tingida, é possível estabelecer quais são os tipos e processos de fluxo (Figura 3.11). Uma das vantagens do uso de imagens fotográficas para avaliar a infiltração é que estas revelam características macroscópicas do solo tais como estratificação e biocavidades, e, assim, a relação entre estrutura e concentração dos traçadores pode ser facilmente detectada no perfil em questão (Aeby 1998, Wang *et al.* 2002, Lipsius & Mooney 2006). Outras considerações referentes à obtenção e tratamento de imagens para esse tipo de estudo serão abordadas no capítulo de metodologia.

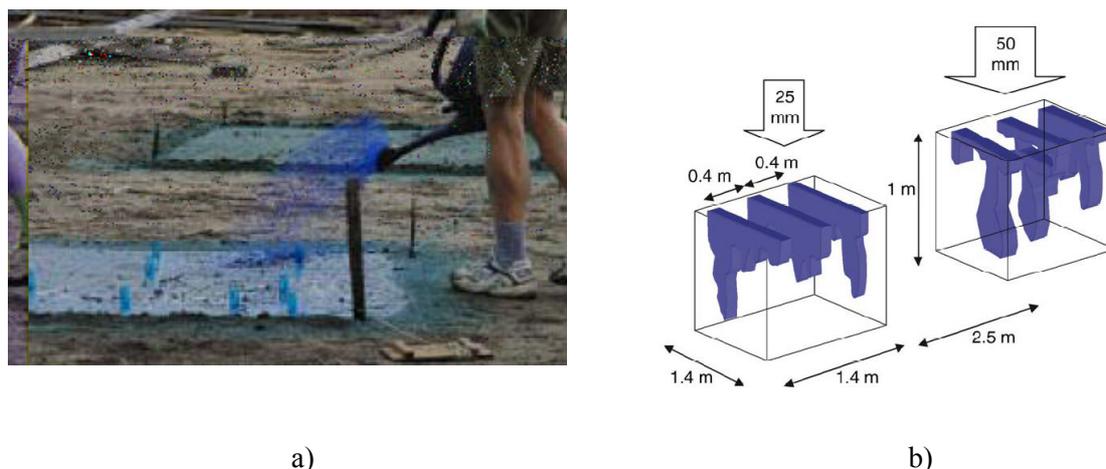


Figura 3.10 – a) Irrigação de áreas para ensaios com traçador colorimétrico, b) perfis de percolação, obtidos a partir da escavação de trincheiras na área irrigada (Lipsius & Mooney 2006).

Tipo de fluxo	Processos de fluxo	Feições do solo	Padrão característico da área tingida
Fluxo por macroporos com baixa interação		Macroporos em uma matriz saturada ou com baixa permeabilidade	
Fluxo por macroporos com interação mista (alta e baixa)		Macroporos em uma matriz heterogênea ou macroporos com fluxo por macroporos variável	
Fluxo por macroporos com alta interação		Macroporos em uma matriz permeável	
Fluxo pela matriz heterogênea e formação de dígitos		Solo espacialmente heterogêneo, repelência de água ou instabilidade de fluxo em solos de textura grossa ou com variações texturais	
Fluxo pela matriz homogênea		Solo permeável	

Figura 3.11 – Tipos de fluxos e processos envolvidos na infiltração (Weiler 2001).

Os estudos com traçadores colorimétricos, na sua maioria, buscam entender o fluxo com transporte de herbicidas e de outros contaminantes pelos horizontes do solo. Knenchtenhofer *et al.* (2003), por exemplo, notaram que a dispersão de chumbo nos primeiros centímetros (a partir de 20 cm) do solo mostra uma relação direta com a distribuição de Brilliant Blue FCF, e que os dois dependem diretamente da forma da infiltração, se por macroporos ou pela matriz do solo. Estes autores perceberam ainda que nos primeiros centímetros a distribuição lateral do chumbo foi mais homogênea, tornando-se mais heterogênea com a profundidade, o que poderia estar relacionado com a percolação desse elemento por caminhos preferenciais. Flury *et al.* (1994) utilizaram Brilliant Blue FCF em seus experimentos e observaram que nos solos estruturados a profundidade de penetração do traçador foi maior que nos não estruturados. Isso mostra que solos estruturados têm maior suscetibilidade a contaminar as águas subterrâneas.

Das interações ocorrentes entre o solo e os traçadores, a adsorção é a que mais compromete a validade dos resultados obtidos. Isso porque, por exemplo, uma perda de luminescência dos corantes devida à adsorção pode acabar sendo interpretada como ausência do mesmo, o que comprometeria os valores de distribuição do traçador pelos horizontes do solo. Ketelsen & Meyer-Windel (1999) fazem uma discussão pormenorizada da adsorção do Brilliant Blue FCF para diferentes tipos de solo de regiões temperadas e ressaltam que mesmo quando esta ocorre é de maneira sutil, não interferindo na análise dos padrões de fluxo.

Apesar da grande gama de trabalhos realizados com traçadores colorimétricos, nota-se que a grande maioria foi realizada em locais de clima temperado. Assim, grande parte das conclusões alcançadas por estes estudos pode não ser aplicável aos solos tropicais, pois estes mostram comportamento geoquímico bastante diferente. Estes, por serem ricos em óxidos e hidróxidos de Fe e Al, poderiam manter uma significativa interação com o traçador. No Brasil, destacam-se os trabalhos realizados na região do cerrado mato-grossense (Laabs *et al.* 2000, Reichenberger *et al.* 2002), que utilizaram traçador Brilliant Blue FCF para avaliar a lixiviação de herbicidas em solos tropicais e as eventuais diferenças de comportamento em relação aos solos de clima temperado. Estes autores concluíram que esse traçador pode servir de suporte para amostragem de solo eficaz em avaliações de migração de contaminantes, evidenciando ocorrências de fluxos preferenciais.

De acordo com Flury *et al.* (1994), medidas de fluxo preferencial no solo são difíceis de estimar devido à variabilidade espacial e temporal que envolve o movimento da água no solo. Estes autores ressaltam ainda que um dos grandes problemas de se estudar fluxos na zona vadosa com traçadores colorimétricos, é que quando se escava a trincheira para a amostragem, se destrói o local estudado, impossibilitando a repetição dos ensaios caso necessário.

Lisímetro

O lisímetro (Figura 3.12) é um aparato no qual uma porção do solo é hidrologicamente isolada, e a drenagem em sua área pode ser monitorada sem interferências de fluxos laterais.

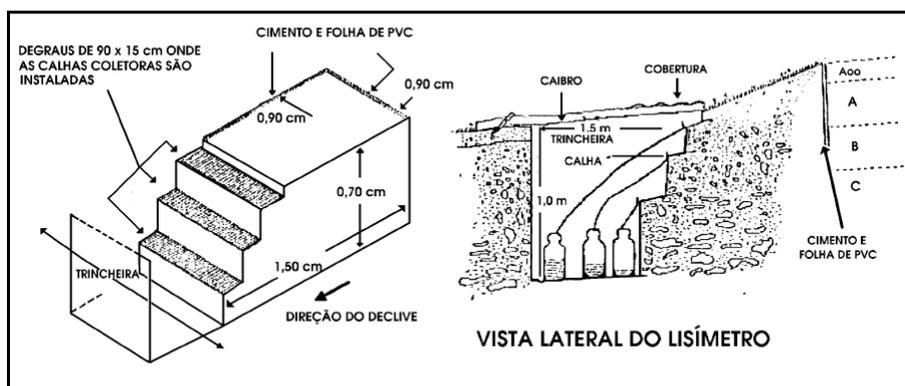


Figura 3.12 – Exemplo de lisímetro com paredes vedadas por cimento e PVC (Neto 1994).

Estes aparelhos são bastante utilizados em agronomia, pois permitem medir a quantidade de água disponível para as plantas nos primeiros centímetros do solo. Contudo, outras áreas das ciências da terra também têm utilizado tais métodos. Em meteorologia, por exemplo, esse aparelho é utilizado para a avaliação da evapotranspiração, além da evaporação em solos desprovidos de vegetação.

Machado & Mattos (2001) relatam que estes aparatos podem ser classificados, basicamente, em lisímetros de pesagem e volumétricos. No primeiro a quantidade de água no solo é medida a partir da diferença de peso obtida com a irrigação (induzida ou natural) da área ensaiada, enquanto que no segundo mede-se a variação da umidade volumétrica do solo analisado ou o volume de água drenado. Segundo Queiroz *et al.* (1999), o conhecimento da drenagem interna no lisímetro permite a obtenção da condutividade hidráulica.

3.5.2 – Métodos indiretos

Dos vários métodos de campo e laboratório disponíveis para a determinação indireta da infiltração, serão aqui descritos apenas aqueles utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa.

Permeâmetros de laboratório

Os ensaios de condutividade hidráulica em laboratório são corriqueiramente executados por engenheiros civis que buscam compreender o comportamento hidráulico do solo levando-se em conta sua estrutura. Entretanto, muitos pesquisadores recorrem a ensaios de laboratório para balizar os resultados de campo (Vieira 2001) e para compreender a influência da amostragem nos valores obtidos.

Existem basicamente dois tipos de permeâmetros, o de carga constante (Figura 3.13), no qual a carga hidráulica é mantida constante, medindo-se a vazão, e o de carga variável (Figura 3.14), no qual o gradiente aplicado varia com o tempo, medindo-se a vazão em função da variação deste gradiente. Os dois permeâmetros trabalham em conformidade com a lei de Darcy, sendo aplicadas as equações 3.9 e 3.10 para a determinação da condutividade hidráulica com os permeâmetros de carga constante e variável, respectivamente:

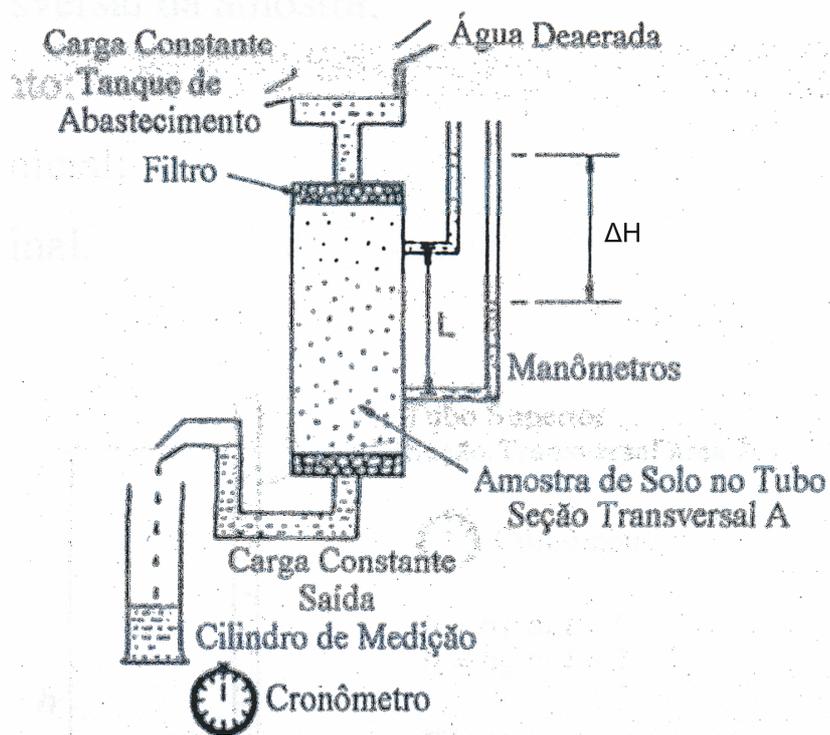


Figura 3.13 – Ensaio de carga constante (POWRIE 1997, *apud* Santos 2004).

$$K = \frac{Q \cdot L \cdot R_T}{H \cdot A \cdot t} \quad (\text{Eq. 3.9})$$

onde:

K : condutividade hidráulica saturada [L/T]

Q : volume de água percolada [L³]

L : altura do cilindro [L]

R_T : fator de correção

A : área do cilindro [L²]

T : tempo decorrido [T]

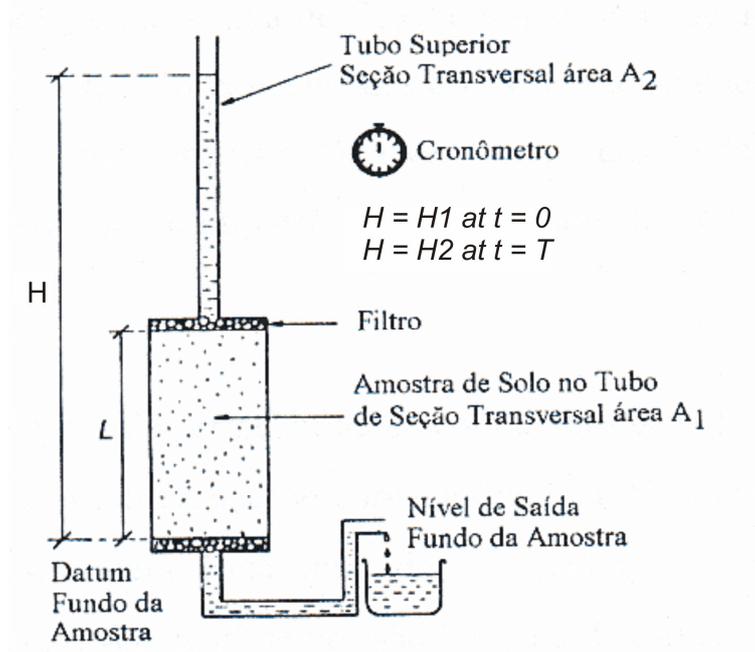


Figura 3.14 – Ensaio de carga de carga variável (POWRIE 1997, apud Santos 2004).

$$k = \frac{a.L}{A.t} \ln\left(\frac{H_1}{H_2}\right) \quad (\text{Eq. 3.10})$$

onde:

K – condutividade hidráulica;

a – área da seção transversal do dispositivo de mensuração de cargas;

L – comprimento da amostra;

t – tempo de escoamento;

H_1 – carga hidráulica inicial;

H_2 – carga hidráulica final.

Os permeâmetros de carga constante e variável apresentam algumas vantagens, tais como: tratam-se de ensaios simples e rápidos; outros parâmetros como, por exemplo, porosidade podem ser estimados simultaneamente; facilidade de aplicação de análise computacional devido à simplicidade das condições de contorno. Contudo, esses aparelhos também apresentam alguns inconvenientes, tais como: alteração dos valores de K, devido a perturbações na amostra; dificuldades de se avaliar estruturas no solo de grandes dimensões, tais como: raízes; feições reliquiais e macroporos; a coleta e

transporte das amostras requerem cuidados minuciosos (Stephens 1996, Paige & Hillel 1993, Salverda & Dane 1993).

Método do perfil instantâneo

Desenvolvido por Watson (1966) e melhorado a partir dos trabalhos de Hillel *et al.* (1972) e Libardi *et al.* (1980), o perfil instantâneo é um método de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo (Volpe *et al.* 1988). A partir dos dados de umidade e potencial mátrico, coletados ao longo de um perfil, é possível obter-se valores instantâneos de diferentes potenciais e de umidade do solo e, por conseguinte, determinar a condutividade hidráulica (Hillel 1972). Os gradientes de umidade podem ser obtidos ainda utilizando-se alguns equipamentos, tais como sonda de nêutrons, TDR, ou ainda por meio de curvas de retenção de água obtidas em laboratório.

Damé & Robaina (1992) ressaltam que a metodologia do perfil instantâneo possui a inconveniência do gradiente de potencial total ser obtido graficamente em relação à profundidade, o que possibilita a ocorrência de erros. Hillel *et al.* (1972) e Libardi *et al.* (1980), com intuito de simplificar o método, adotaram um gradiente unitário de potencial hidráulico para solos homogêneos, dessa forma, possibilitando estimar a condutividade hidráulica utilizando-se apenas dos dados de umidade do perfil ao longo do tempo de distribuição da água no mesmo. Entretanto, Bouma (1980) afirma que o método do perfil instantâneo possui uma limitação quando utilizado para medir condutividade hidráulica em solos argilosos devido às baixas taxas de drenagem e evaporação. Além disso, Stephens (1996) e Paige & Hillel (1993) afirmam que por medir o fluxo em uma única direção, uma pequena e rápida subida no nível de água ou uma mudança abrupta da textura do solo ensaiado podem comprometer os resultados.

Outro inconveniente deste método é a necessidade de mão de obra especializada, além do grande custo requerido para instalação e monitoramento dos aparelhos no campo (Carvalho 2002, Rocha 2004).

Ensaio de Infiltração em Furos de Sondagem e Cavas

Ensaios de infiltração na zona não-saturada podem ser realizados em furos de sondagem e cavas, com a manutenção do nível d'água constante por um determinado intervalo de tempo. Neste intervalo, mantendo-se a carga aplicada constante no furo ou cava, mede-se a vazão aplicada à manutenção desse nível. Oliveira & Correia Filho (1996) recomendam que se elabore um gráfico para as anotações em campo, a fim de detectar-se, facilmente, a estabilização do fluxo (regime permanente). De acordo com estes autores, o tempo de execução de cada ensaio é de aproximadamente 20 minutos.

Permeâmetro Guelph

Desenvolvido por Reynolds & Elrick (1983) na Universidade de Guelph no Canadá, o permeâmetro Guelph (Figuras 3.15 e 3.16) consiste num permeâmetro de carga constante, que trabalha sob o princípio do vaso de Mariotte, medindo a condutividade hidráulica, o potencial matricial e a sorção, ou seja, os três principais fatores que governam a transmissão de fluidos na zona não-saturada do solo (Salverda & Dane 1993, Aguiar 2001). Devido à sua praticidade e rapidez de execução, tem sido muito utilizado (Campos *et al.* 1992, Zhang *et al.* 1998, Dafonte Dafonte *et al.* 1999). É vantajoso sobre os ensaios de infiltração em furos de sondagem por necessitar de menor quantidade de água.

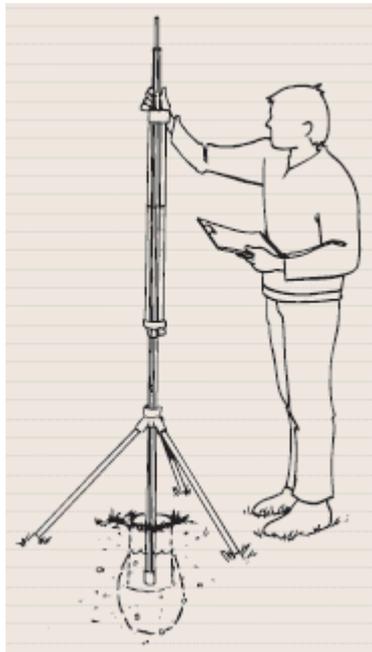


Figura 3.15 – Permeâmetro Guelph (<http://www.surechem.com.my/download/eijkelkamp/P1/P1-60e.pdf>, acessado em 21/02/2006).

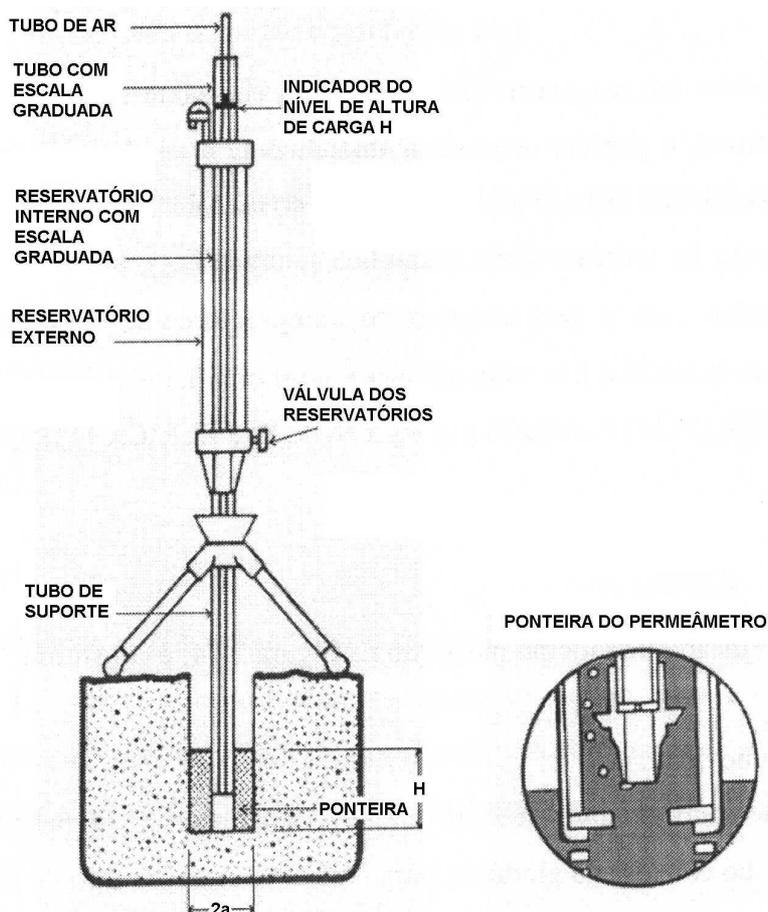


Figura 3.16 – Partes constituintes do permeâmetro Guelph (Soto 1999).

Segundo Soto (1999), uma das desvantagens do permeâmetro Guelph na sua concepção original era que, por ter sido construído para medir o fluxo em condições de saturação, ele negligenciava os efeitos do fluxo não-saturado; entretanto, Reynolds & Elrick (1985), baseados na equação de Richards (1931), estenderam seu uso para determinação do potencial matricial. Assim, a partir dos dados de condutividade saturada e potencial matricial, é possível avaliar a função da condutividade hidráulica não-saturada (Soto 1999). Considerações teóricas acerca de medições da condutividade hidráulica com uso deste aparelho constituem o anexo 1 desta tese. Enquanto que os procedimentos adotados para a utilização deste permeâmetro para a medição da condutividade hidráulica são abordados no capítulo de metodologia (Capítulo 4).

Determinação da condutividade não-saturada a partir de relações empíricas

A condutividade hidráulica, neste caso a não-saturada, pode ainda ser determinada teoricamente a partir de curvas de retenção de água em termos de umidade volumétrica do solo (Khosla 1980, Moura *et al.* 1998). Para obtenção deste parâmetro, existem na literatura diversas fórmulas que são quase sempre elaboradas em função do grau de saturação, da umidade volumétrica, e

do potencial matricial/sucção do solo. Ragab & Cooper (1993) ressaltam que a grande deficiência dos modelos numéricos de predição da condutividade hidráulica refere-se à não inclusão da estrutura do solo como uma variável, haja visto que isso dificultaria a aplicação destes, pois essa propriedade possui uma grande variabilidade espacial.

Tabela 3.2 – Funções utilizadas para predição da condutividade hidráulica não-saturada (Soto 1999).

Função	Referência
$k(\theta) = K \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{1/2} \cdot \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2$	Van Genuchten (1980)
$K(\theta) = K \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^n$	Campbell & Fritton (1994)
$K(\theta) = K \left[\frac{S_r - S_{ru}}{1 - S_{ru}} \right]^4$	Corey (1957)
$K(\theta) = K \quad \text{para} \quad \Psi \leq \Psi_{aev}$ $kr = (\Psi / \Psi_{aev})^{-n} \quad \text{para} \quad \Psi \geq \Psi_{aev}$	Brooks & Corey (1964)
$kr = \exp(-\alpha \Psi)$ $K(\theta) = K / (a \Psi^n + 1)$	Gardner (1958)
$K(\theta) = a \Psi + b$	Richards (1931)

Onde:

$K(\theta)$: coeficiente de condutividade hidráulica não saturada;

K : coeficiente de condutividade hidráulica saturada;

$kr = K(\theta) / K$: coeficiente de condutividade hidráulica relativa;

θ_s : teor de umidade volumétrica saturada;

θ_r : teor de umidade volumétrica residual;

Ψ_{aev} : sucção no ponto de entrada de ar;

a, b, n, m, α : constantes;

S_r : grau de saturação;

S_{ru} : grau de saturação residual;

Fórmulas de Hazen e Kozeny-Carman

A condutividade hidráulica saturada pode ser estimada através das equações 3.11 e 3.12, que levam em consideração o diâmetro das partículas e o índice de vazios, respectivamente:

$$K=C.De^2 \quad (\text{Eq. 3.11})$$

Onde:

K: condutividade hidráulica saturada;

C: coeficiente de Hazen;

De: diâmetro efetivo das partículas do solo.

$$K = [\gamma e^3 / k_0 T^2 S_e^2 \eta (1+e)] \quad (\text{Eq. 3.12})$$

γ : massa específica da água;

e: índice de vazios;

k_0 : fator em função da forma dos poros;

T: fator de tortuosidade;

S_e : superfície específica das partículas;

η : viscosidade dinâmica do fluido.

Apesar de ágeis, estas equações não se mostram eficazes para a determinação da condutividade da grande maioria dos solos tropicais, pelo fato destes apresentarem significativo conteúdo de argila em forma de agregados, mascarando suas características hidráulicas (Morais & Bacellar 2005).

3.6 – ELETRORRESISTIVIDADE APLICADA AO ESTUDO DOS FLUXOS SUBSUPERFICIAIS.

No método da eletrorresistividade, detalhadamente descrito no anexo 2, procura-se determinar a distribuição da resistividade elétrica em subsuperfície. Quando o meio subsuperficial é homogêneo, a variação da resistividade pode ser associada a variações de umidade. A vantagem deste método é que se pode acompanhar o fluxo sem necessidade de escavar o solo (método não destrutivo)

O método da eletrorresistividade tem sido bastante aplicado em estudos de cunho ambiental que investigam, por exemplo, avanço de plumas de contaminação e de detecção de cavidades subterrâneas em áreas urbanas. Contudo, a maior aplicação desse método tem sido na prospecção de

água subterrânea (Braz da Silva *et al.* 1978, Porsani & Rijo 1993, Monteiro 1999) e para estudos do fluxo de água na zona não-saturada do solo (Hagrey & Michaelsen 1999). A aplicação de métodos elétricos na prospecção de água subterrânea tem-se tornado atividade corriqueira nas atividades de hidrogeólogos e perfuradores de poços profundos (Medeiros & Lima 1999, Galindo *et al.* 2001), haja visto que os resultados quase sempre são encarados como uma forma mais exequível de evitar insucessos na perfuração de poços profundos (Owen *et al.* 2005).

Muitos dos estudos com eletrorresistividade buscam testar a eficiência de diferentes arranjos para aplicação em diversas áreas de investigação. White (1994), por exemplo, injetou 2000 litros de solução salina em quatro poços na região do rio Rakaia e avaliou a direção do fluxo saturado por meio de levantamentos de eletrorresistividade utilizando-se de seis diferentes arranjos (retangular, Schlumberger, Wenner, Wenner com espaçamento fixo e mise-a-la-masse) e observou que, exceto o mise-a-la-masse, todos se mostraram eficientes para o monitoramento de velocidade e direção de fluxos subterrâneos.

Gallas (2000) fez um apanhado geral dos principais métodos elétricos aplicados à prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental e salientou as vantagens e desvantagens de diversos arranjos. Pellerin (2002) incluiu, em sua revisão mais recente, dados de estudos na área de arqueologia e de monitoramento de direção e velocidade de fluxo na zona vadosa. Loke (2001) apresentou algumas opções de levantamentos bi e tridimensionais para estudos de monitoramento de variáveis ambientais com uso de eletrorresistividade.

Neves & Luiz (2003) utilizaram a eletrorresistividade para avaliar a infiltração e percolação de traçador químico (NaCl). Esses autores injetaram 180 litros de solução salina em dois pontos localizados em uma linha de 38 metros de comprimento e observaram o fluxo dessa solução pela zona não-saturada através da execução de seções ao longo do tempo (1, 2, 4, 6, 8, 10, 11, 12 e 13 dias após a injeção). Para melhorar a qualidade dos resultados, estes autores efetuaram inversões em cada pseudo-seção de resistividade aparente (ver capítulo 4). Neves & Luiz (2003) afirmaram que a partir da identificação de porções nas seções com redução dos valores de resistividade foi possível inferir a velocidade do avanço da frente de umedecimento ao longo do tempo. Esses autores confirmaram a aplicabilidade deste método e lembraram ainda que diferenças entre a velocidade de percolação prevista por meio de ensaios de condutividade hidráulica e a real migração observada nos perfis de resistividade, deve-se, na maioria das vezes, ao fato dos ensaios de condutividade hidráulica não levarem em conta a dispersão lateral do fluxo ou ainda ao fato desses ensaios não serem realizados exatamente no local que foram feitos os levantamentos geofísicos. Analogamente ao estudo de Neves & Luiz (2003), Acworth *et al.* (2005) monitoraram a frente de saturação produzida por precipitação natural em uma área cultivada e observaram que a eletrorresistividade mostrou-se eficiente para monitoramento de umidade do solo para até seis metros de profundidade.

Slater & Sandberg (2000) utilizaram eletrorresistividade e IP para monitorar o transporte de solução salina sob gradientes naturais e, assim, avaliar a recarga em duas áreas litorâneas e

observaram que a resistividade se mostrou mais eficiente na detecção de plumas de migração de solutos que o IP. Isso porque este método seria mais sensível às variações temporais na concentração dos solutos. Estes autores lembram que ruídos causados por problemas na instalação dos eletrodos podem ser corrigidos pela repetição dos ensaios no mesmo lugar. Sendo assim, o método da eletrorresistividade também se mostra eficiente nos estudos de transporte de contaminantes na zona vadosa.

4.1 - DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA

O presente trabalho, de cunho experimental, foi desenvolvido em 5 etapas. Para que conclusões obtidas em uma etapa pudessem ser válidas para considerações nas subseqüentes, cada uma será aqui descrita de acordo como sua ordem de execução, a saber:

1ª Etapa

Na primeira etapa foi feito um reconhecimento do Complexo Bação e a escolha de duas áreas, as estações Holanda e Dom Bosco (Figura 2.1), dentre as várias visitadas. Por não poder abranger toda essa província geológica, por questões de exequibilidade, foram então escolhidas áreas representativas na unidade geológica dominante (gnaisse Funil), porém com aspectos geomorfológicos distintos, uma saliência e uma concavidade de relevo. As duas áreas apresentam também diferentes estágios de degradação do solo devido à ocupação. A escolha dessas áreas baseou-se ainda, na gama de dados recolhidos de outros trabalhos na região (Fernandes 1990, Parzanese 1991, Sobreira 1998, Bacellar 2000, Silva 2000, Santos 2001 e Morais 2003, Figueiredo *et al.* 2004). Além disto, Costa (2005) monitorou bacias hidrográficas que englobam estas duas áreas a fim de se entender quais fatores influenciam na produção de fluxo de base, que está diretamente relacionado com a recarga.

Em cada área foi delimitada uma parcela (Figura 2.2), com pontos espaçados entre si por uma distância de 25 metros, distribuídos numa malha de 100 x 150 metros (35 pontos), na estação Dom Bosco, e de 50 x 150 metros (21 pontos), na estação Holanda (Figura 4.1). Após a marcação topográfica dos pontos nas duas áreas, partiu-se para a execução de ensaios de campo. Através de prévia revisão bibliográfica, foram investigados quais seriam os ensaios de campo e laboratório mais apropriados para investigar os fatores intervenientes na infiltração.

2ª Etapa

Na segunda etapa, inicialmente foram realizados ensaios de permeabilidade utilizando-se do permeâmetro Guelph (Reynolds & Elrick 1985), modelo I. A. C. (Vieira 1998) (Figura 4.2).

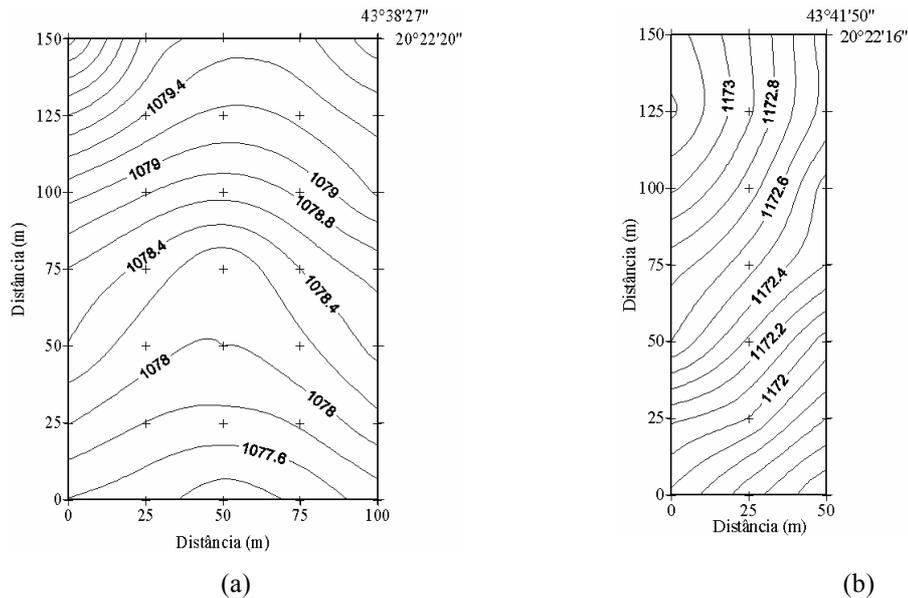


Figura 4.1 – Mapa topográfico das estações Dom Bosco (a) e Holanda (b). Notar que as estações Dom Bosco e Holanda representam, respectivamente, concavidades e saliências de relevo.

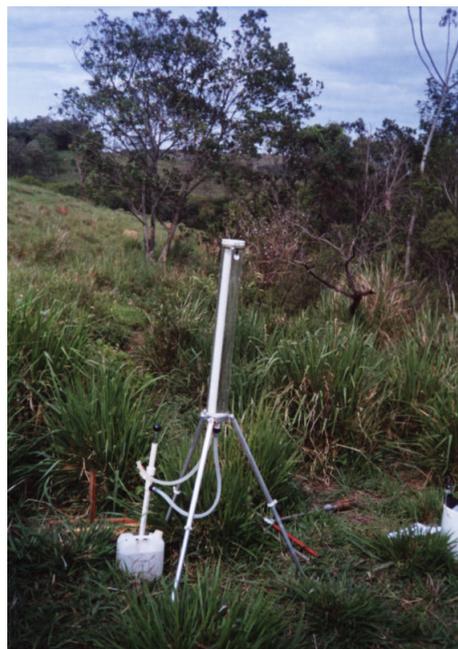


Figura 4.2 – Permeômetro Guelph.

Como descrito no anexo 1, para o cálculo da condutividade hidráulica saturada com o permeômetro Guelph estão disponíveis na literatura diversos procedimentos. Para a primeira bateria de ensaios foi adotado o procedimento que trabalha com a aplicação de uma única carga hidráulica, no caso de 0,10m. Tal procedimento é recomendado quando se necessita grande número de ensaios, pois seu tempo de execução é menor. Neste caso, os valores de condutividade hidráulica foram obtidos a partir da resolução da equação 17 do anexo 1, proposta por Elrick *et al.* (1989). Nessa fase, foram

realizados ensaios nas profundidades de 0,15 e 0,50m em 35 pontos na estação Dom Bosco e 21 pontos na estação Holanda, totalizando 112 ensaios em 56 pontos.

Almejando-se aumentar sua precisão, o coeficiente de Hazen “C”, que geralmente é determinado a partir da relação H/a , com uso do ábaco mostrado na figura 2 do anexo 1, foi determinado a partir da resolução da equação 5 do anexo 1 (Zhang *et al.* 1998), elaborada especificamente para solos argilosos e siltosos estruturados.

Os ensaios com permeâmetro foram feitos em poços perfurados com trado manual de 0,15 m de diâmetro. A exemplo de Bagarello & Giordano (1999), executaram-se todos os ensaios imediatamente após a perfuração, para prevenir possíveis alterações nas características do furo. Para se evitar o selamento da parede do poço durante a escavação (Campos *et al.* 1992, Bagarello 1997), utilizou-se um escarificador, como recomenda Dafonte Dafonte *et al.* (1999), que é uma escova de *nylon* com formato cilíndrico e diâmetro igual ou pouco maior que o do poço, que deve ser introduzida uma vez até o fundo do furo. Deve-se atentar ainda para que o fundo do poço fique plano para que o cálculo da área deste seja real (Campos *et al.* 1992).

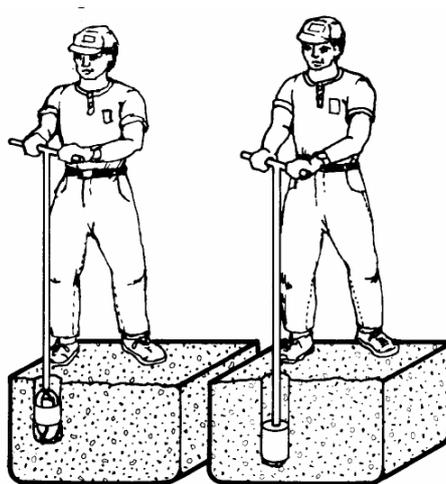


Figura 4.3 – Confecção do poço para ensaio com permeâmetro Guelph (Soil Moisture 1986).

Para os intervalos de leitura da queda da coluna d'água no permeâmetro, ou seja, vazão (Q), adotou-se o mais vigente na literatura, de 2 minutos (Bagarello 1997, Bagarello & Giordano 1999), encerrando-se cada ensaio quando era atingido o regime de fluxo permanente, ou seja, três a quatro leituras iguais (Kanwar *et al.* 1989, Vauclin *et al.* 1994, Santos 2004). Neste trabalho, as medidas se estabilizaram a partir dos 14 minutos de ensaio, em média.

A exemplo de Regalado & Muñoz-Carpena (2004), após a execução de ensaios com permeâmetro, os valores obtidos foram interpolados pelo método de krigagem no programa Surfer 8.0. Em seguida, foram selecionados alguns pontos da malha com valores extremos para determinação da condutividade hidráulica com a aplicação de duas alturas de carga. Segundo alguns autores (Salverda & Dane 1993,

Soto 1999, Dafonte Dafonte *et al.* 1999, Vieira 2001), um problema deste procedimento é a frequência de valores negativos, o que acaba por invalidar os resultados. Entretanto, optou-se aqui pela execução de ensaios com duas cargas para verificar a validade deste procedimento e também tentar, em futuros trabalhos, explanar os valores negativos. Para o cálculo com duas cargas, adotaram-se as alturas de 0,10 m e 0,05 m, como recomendam alguns trabalhos (Campos *et al.* 1992, Cunha 1997, Dafonte Dafonte *et al.* 1999).

Nos pontos com condutividade hidráulica contrastantes, 6 na estação Dom Bosco (DB02, DB06, DB10, DB26, DB27 e DB28) e 4 na estação Holanda (H02, H03, H17 e H18), foram coletadas amostras deformadas para caracterização geotécnica básica. Esta consistiu de análise granulométrica, que seguiu os procedimentos operacionais descritos nas normas NBR-6457 (ABNT 1984) e NBR-7181 (ABNT 1984), e de análises mineralógicas por difração de raios-X, através de frações de pó total, com difratômetro Rigaku, modelo GEIGERFLEX D/MAX-B. Com amostras deformadas coletadas durante escavação dos poços, foram realizados ensaios de estabilidade dos agregados. Os procedimentos adotados para a execução desses ensaios foram os descritos pela EMBRAPA (1997). Seca-se ao ar as amostras de solo passadas na peneira de 4 mm, procurando-se destorroar cuidadosamente os agregados maiores e coletando-se o solo retido na peneira de 2 mm. Pesam-se 50 gramas em triplicatas. Uma destas porções vai para a estufa a 105° C por uma noite para a determinação do peso seco, enquanto que as outras duas são peneiradas num conjunto de peneiras de 4” de diâmetro com as seguintes aberturas: 2,0 mm - 1,0 mm - 0,5 mm - 0,25 mm. A amostra é posta na malha da peneira 2,0 mm sobre papel filtro. O conjunto de peneiras é mergulhado na água por 4 minutos de modo que os agregados contidos na peneira 2,0 mm sejam umedecidos por capilaridade. Depois, inclina-se o papel filtro e por meio de jatos de água deixam-se os agregados na peneira sem que os jatos os atinjam. O peneiramento úmido é feito com agitação sob água, com 32 oscilações por minuto com amplitude de variação de 4 cm, durante 4 minutos (Figura 4.4). Segundo esta norma, o ensaio pode ser feito com máquina oscilatória ou manualmente, sendo esta última a opção escolhida. Finalizado o ensaio, o teor de agregado de cada peneira é coletado e deixado secar em estufa para posterior cálculo do percentual de agregados estáveis em cada peneira.

A estabilidade dos agregados pode ser matematicamente expressa por dois índices: o diâmetro médio ponderado (DMP) e diâmetro médio geométrico (DMG) (Kemper & Rosenau 1986). Para facilitar as correlações com trabalhos anteriores, neste trabalho adotou-se o cálculo do DMP.

$$DMP \text{ (mm)} = \sum X_i \cdot W_i, \quad (\text{Eq. 4.2})$$

Onde X_i é o diâmetro médio de cada fração e W_i é a massa da fração em relação à massa total.



Figura 4.4 - Ensaio de estabilidade dos agregados (Morais 2003).

Os dez pontos selecionados para refinamento dos ensaios foram submetidos a ensaios de infiltração com o método de infiltrômetro de anéis concêntricos. Neste ensaio, introduzem-se no solo dois cilindros de metal, o maior com 25 cm e o menor com 15 cm de diâmetro (Figura 4.5). Diferentemente de outros estudos, neste trabalho o infiltrômetro não foi cravado por percussão e sim introduzido cuidadosamente por meio de escavação e posterior preenchimento, a fim de evitar perturbações na estrutura do solo que, segundo alguns autores (Costa *et al.* 1999, Sharma *et al.* 1980), podem superestimar os valores de condutividade hidráulica.



Figura 4.5 – Infiltrômetro de anéis concêntricos.

Logo após a instalação, aplica-se uma carga hidráulica desejada, que neste trabalho foi de 0,10 m de altura, e mede-se a queda ou entrada desta água no solo num determinado intervalo de tempo. As taxas de infiltração (I) inicialmente são altas por causa do efeito da sucção nos solos não saturados, mas tendem a decrescer com o tempo, à medida que este se torna progressivamente saturado. A variação da taxa de infiltração com o tempo pode ser expressa matematicamente pela equação 3.8.

Portanto, com o tempo a taxa de infiltração tende a se estabilizar (infiltração básica), caracterizando condições de fluxo permanente, num valor equivalente à condutividade hidráulica saturada (Reichardt 1978, Bouma 1983, Selby 1993).

Nos primeiros 5 minutos do ensaio, foram lidos os valores de infiltração de 1 em 1 minuto e, depois, de 5 em 5 minutos, até completar 120 minutos, como recomenda Canduro & Dorfman (1986).

Nesses mesmos pontos, foram coletadas amostras indeformadas entre 0 e 0,13 m, para execução de ensaios de condutividade hidráulica em laboratório, com permeâmetro de coluna de carga constante, conforme recomendações descritas pela NBR-13292 (ABNT 1995). Não foi possível coletar amostras do ponto H03, devido à excessiva pedregosidade do solo. Foram ainda coletadas amostras indeformadas da superfície do solo, seguindo as recomendações prescritas por Castro *et al.* (2003), para a confecção de lâminas delgadas. Possibilitou-se, assim, a descrição e quantificação de propriedades estruturais, como a porosidade, com microscópio ótico, e análises mineralógicas por meio de EDS (Energy Dispersive Spectrometer) e microscópio eletrônico de varredura. Para a determinação da porosidade por meio de lâminas delgadas foram contados 400 pontos por lâmina feita em corte paralelo à superfície do solo. Amostras indeformadas coletadas com anéis volumétricos de 100cm³ possibilitaram o cálculo da massa específica natural de campo e da porosidade, conforme as recomendações da Embrapa (1997).

3ª Etapa

Com base nos dados das investigações descritas anteriormente, foram escolhidos pontos com valores de condutividade hidráulica contrastantes, sendo 2 na estação Dom Bosco (DB10 e DB27) e 2 na estação Holanda (H03 e H18). Em cada ponto foi escavada uma trincheira com 1 m de profundidade para caracterização do perfil de solo, seguindo a tabela de cores de Munsell (1975) e Lemos & Santos (1996).

Nestes pontos foram realizados levantamentos de eletrorresistividade com o uso de um aparelho da marca Tectrol (Figura 4.6), que trabalha com injeção de corrente contínua. Para tanto, eletrodos não-polarizáveis (Figura 4.7) foram construídos especialmente para esta pesquisa no laboratório de geotecnia da Universidade Federal de Ouro Preto. Tais eletrodos são constituídos de um tubo de PVC com uma cápsula porosa na ponta (Figura 4.7); os cabos elétricos são conectados a esse

eletrodo através de um fio de cobre submerso numa solução de sulfato de cobre, no interior do eletrodo, para condução da corrente do solo. Essa solução serve para deixar em equilíbrio as cargas elétricas, positivas e negativas, evitando assim, a polarização do eletrodo. Fazem parte ainda do conjunto para aquisição dos dados de resistividade, uma bateria para alimentação do emissor de corrente, carretéis com cabos e dois eletrodos de metal para injeção da corrente, além de uma unidade de chaveamento, construída pelo próprio autor no laboratório de geotecnia da UFOP, para diminuir o tempo de aquisição dos dados (Figura 4.8).



Figura 4.6 – Eletrorresistivímetro utilizado na pesquisa.



a)



b)

Figura 4.7 – Eletrodos não polarizáveis; a) notar fio de cobre que faz o contato dos cabos elétricos com a solução de sulfato de cobre; b) forma de disposição do eletrodo no solo.

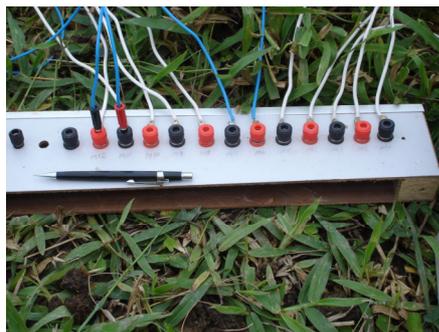


Figura 4.8 – Unidade de chaveamento para aquisição dos dados de resistividade.

Para a realização destes levantamentos, foi demarcada uma linha de 13 metros, com o ponto de injeção da solução salina localizado no centro da linha. A disposição dos eletrodos obedeceu à configuração do arranjo dipolo-dipolo (Anexo 2) com 1 m de espaçamento entre os eletrodos, totalizando 5 níveis de investigação (Figura 4.9).

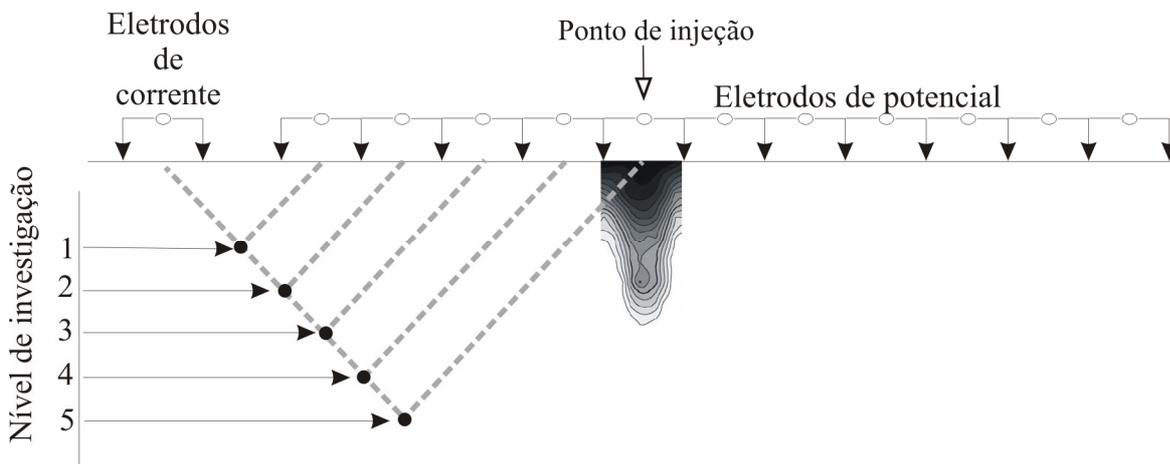


Figura 4.9 – Configuração dos eletrodos dispostos no arranjo dipolo-dipolo.

Com uso de um cilindro de PVC foram injetados 40 litros de solução salina saturada de NaCl num intervalo de 24 horas nos pontos, tendo-se em vista que a salinidade aumenta a condutividade elétrica da água (Caballero *et al.* 2002), facilitando a determinação da velocidade e da forma das frentes de saturação no solo (Gallas 2000). No ponto DB27, com solos com menor condutividade hidráulica, somente foi possível injetar 20 litros no mesmo período.

A exemplo de Neves & Luiz (2003), para cada ponto foi feito um caminhamento antes da injeção da solução salina, a fim de ter-se um conhecimento dos valores de resistividade elétrica do solo em condições naturais (*background*). Após a injeção da solução salina, foram levantados 11 perfis, o primeiro uma hora após a injeção e os demais distribuídos nos seguintes intervalos de tempo:

- no ponto H03, foram feitos levantamentos nos 1º, 2º, 5º, 7º, 9º, 12º e 27º dias de ensaio;

- no ponto H18, nos 1º, 2º, 5º, 7º, 9º, 12º e 27º dias de ensaio;
- no ponto DB10, nos 1º, 2º, 4º, 6º, 9º, 12º e 27º dias de ensaio;
- no ponto DB27, nos 1º, 2º, 5º, 7º, 9º, 12º e 27º dias de ensaio.

Com intuito de amenizar os efeitos da evaporação, os pontos de injeção da solução foram mantidos cobertos com uma lona (Figura 4.10) durante todo o período de realização dos experimentos.



Figura 4.10 – Ponto de injeção salina protegido contra os efeitos da evaporação.

Os valores de resistividade aparente, obtidos em campo, foram interpretados automaticamente utilizando-se do software de inversão de dados *Res2dinv*, que tem como finalidade transformar em quantitativo, o posicionamento qualitativo fornecido pelas seções de resistividade aparente. Mais referências sobre este programa podem ser encontradas em Loke & Barker (1996).

4ª Etapa

Nos quatro pontos escolhidos para as investigações da terceira etapa (DB10, DB27, H03 e H18), foram executados ensaios com o traçador colorimétrico Brilliant Blue FCF (Capítulo 3). Como sugerido por Perillo *et al.* (1999), em cada ponto foi demarcada uma área de 1 m². Com uso de um regador manual, a área foi irrigada com 75 litros de água, a fim de se homogeneizá-la com relação às condições de umidade antecedente. No dia seguinte, e utilizando-se ainda do regador, foram aplicados 75 litros de solução a 4 g/L⁻¹ de Brilliant Blue FCF, concentração recomendada por Flury *et al.* (1994) e utilizada em outros estudos (Flury & Flüehler 1994, Petersen *et al.* 2001, Knechtenhofer *et al.* 2003, Öhrstrom *et al.* 2004). Para garantir boa infiltração do traçador, a quantidade total de água e solução aplicada foi de 150 mm, o que corresponde à precipitação acumulada média em 30 dias do mês de execução dos ensaios (Outubro, figura 2.3).

Depois, a área irrigada foi recoberta por uma lona plástica amarela com o objetivo de reduzir-se ao máximo a evaporação, assim como havia sido feito nos ensaios de eletrorresistividade. Dois dias

(48 horas) após a aplicação do traçador, foi escavada uma trincheira ao lado da área irrigada (Figura 4.11), a partir da qual foram obtidos 6 cortes que possibilitaram a confecção de 6 perfis paralelos e equidistantes, abrangendo toda área ensaiada (Figura 4.12), que foram fotografados com máquina digital. Em laboratório, foram feitas correções geométricas do ângulo de obtenção das fotografias, além de correções na iluminação, como sugere Honauer (2002). Para facilitar essas correções, utilizou-se uma moldura de madeira de 1 m² (Figura 4.13), como de *praxe* nesse tipo de estudo (Forrer 1997, Flury & Flühler 1994, Aeby 1998, Weiler 2001, Wang *et al.* 2002, Honauer 2002). Com uso do programa Corel 12, as fotografias foram corrigidas, digitalizadas e binarizadas, sendo atribuídos valores de 0 para locais não tingidos pelo traçador e 1 para os locais com a presença do mesmo. A partir da quantificação das porções tingidas pelo traçador em relação à área total de cada perfil foram elaborados gráficos que, de acordo com Gjettermann *et al.* (1997), permitem avaliar a variabilidade da percolação entre as áreas ensaiadas e os padrões que o fluxo (Figura 4.13).

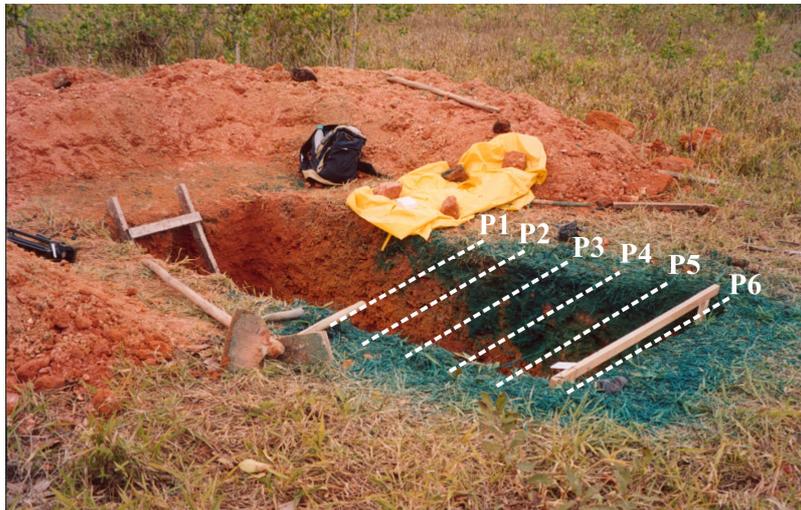


Figura 4.11 – Trincheira escavada para obtenção de perfis de área tingida. A área tingida está demarcada pela linha tracejada.

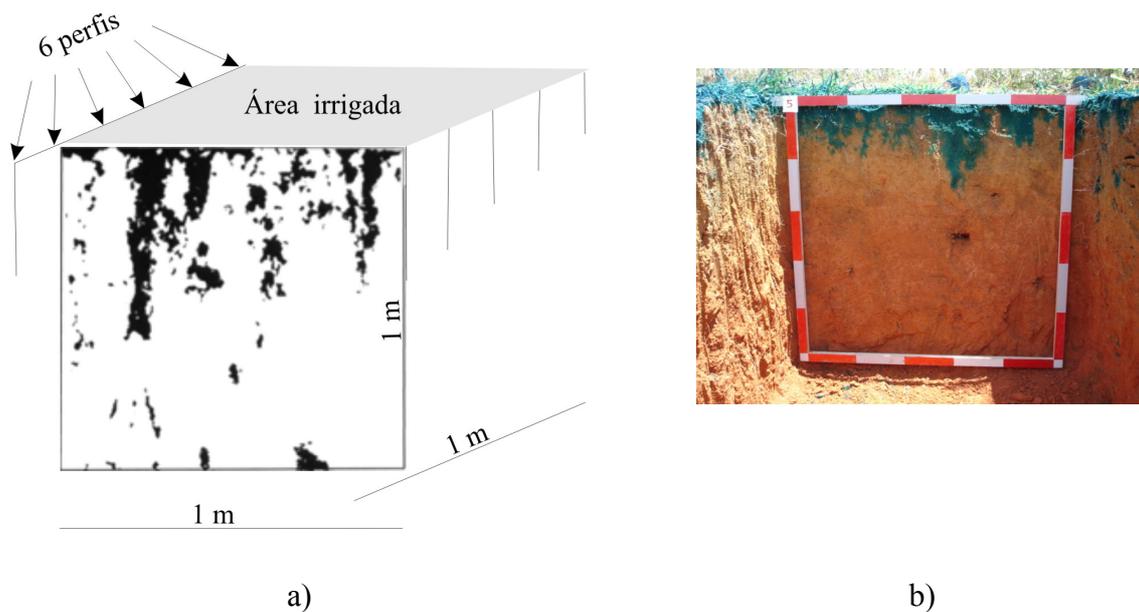


Figura 4.12 – Esquema ilustrativo mostrando; a) área irrigada com os perfis analisados (Hagedorn & Bundt 2002), b) moldura de madeira de 1 m² utilizada para correções do ângulo de obtenção dos perfis com traçador.

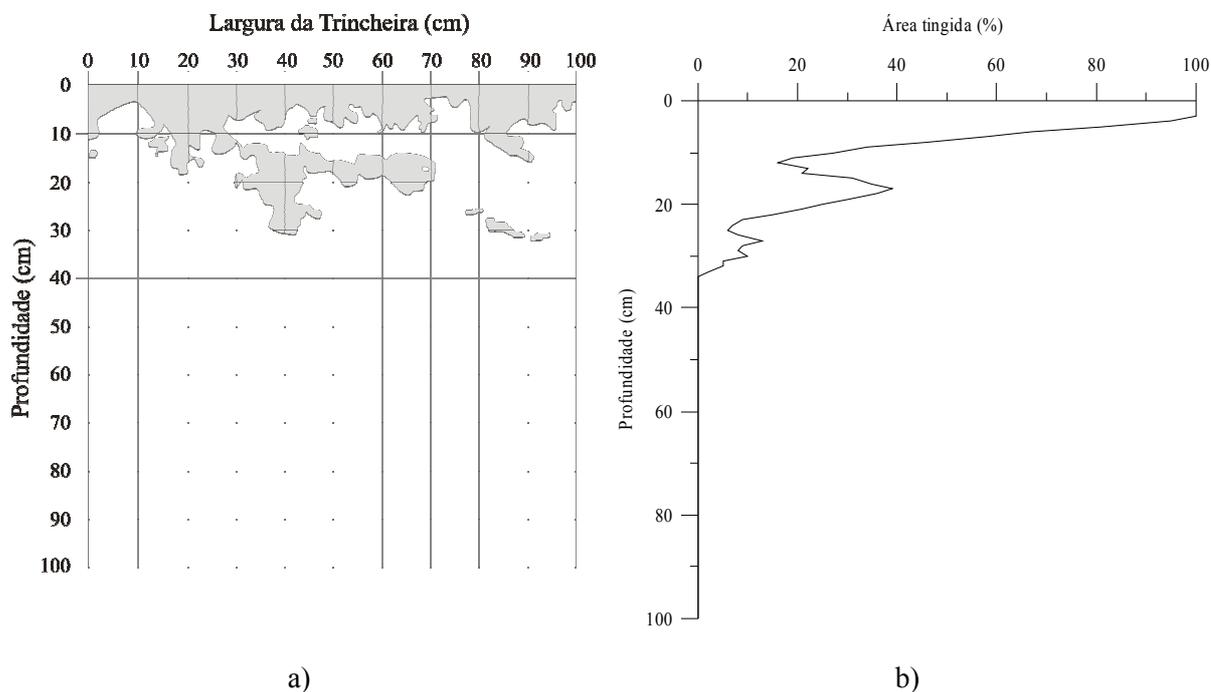


Figura 4.13 – Quantificação do fluxo preferencial; a) perfil qualitativo, b) distribuição de traçador em profundidade.

Em dois pontos submetidos a todos os ensaios descritos anteriormente (DB27 e H18), foram realizados experimentos com a utilização de NaCl (sal de cozinha) como traçador químico. Em cada ponto, foi escavada uma pequena área de 0,5 m² por 0,2 m de profundidade, a 1m de distância do local

submetido aos ensaios com traçador colorimétrico (Figura 4.14a). Nesta área, foram espalhados 3 kg de NaCl (Figura 4.14b). Com o mesmo solo da escavação, a área com sal foi recoberta e deixada em repouso por toda a estação chuvosa (de 06 de dezembro de 2005 a 06 de maio de 2006). Após esse período, foram feitas sondagens a trado manual (Figura 4.15) e coletadas amostras com intervalos de 0,25 m até 3 m de profundidade.



Figura 4.14 – Ensaio de infiltração com NaCl, a) trincheira; b) sal distribuído depositado na trincheira.



Figura 4.15 – Coleta de amostras para determinação de cloreto.

Essas amostras foram acondicionadas em sacos plásticos hermeticamente lacrados e levadas ao Laboratório de Geoquímica Ambiental (Lgqa), da Universidade Federal de Ouro Preto, aonde foram secadas a 40 graus centígrados. Logo após a secagem, foram pesados dois gramas de solo para

cada amostra e colocados em frasco plástico. Neste recipiente, foram adicionados 20 mL de água ultra pura (Ultra –Pure Water System, MILLIPORE); depois foram agitadas durante 2 horas a 60 ciclos por minuto e, em seguida, centrifugadas a 1000 RPM durante 50 minutos. Finalmente, com 10 mL da solução sobrenadante (Figura 4.16) foram determinadas as concentrações de Cl^- . Essas determinações foram realizadas pelo método titulométrico e seguiram os procedimentos operacionais padrões do LGqa (Anexo 3).

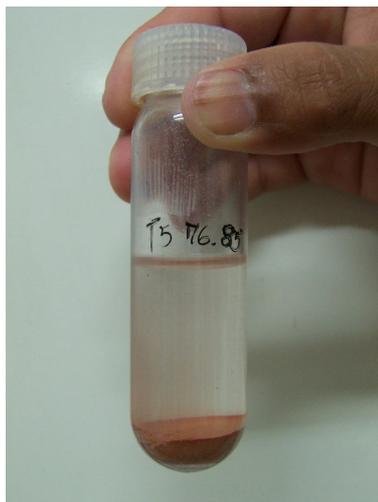


Figura 4.16 – Recipiente com solo e solução sobrenadante, após centrifugação.

5ª Etapa

Na quinta etapa, foi realizada uma análise integrada dos dados procurando melhor compreender possíveis dependências dos padrões de fluxo em relação às demais propriedades levantadas e verificar a coerência dos resultados obtidos por diferentes métodos. Foram ainda feitas considerações acerca dos resultados dos ensaios geofísicos com intuito de melhor estruturar o modelo de comportamento hídrico dos solos das áreas estudadas e reafirmar a aplicabilidade desse método em estudos desta natureza. Finalmente os resultados, bem como suas interpretações, foram reunidos em três artigos que compõem o capítulo 5 desta tese.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 - ORGANIZAÇÃO DOS RESULTADOS

Como vem sendo bastante adotado em muitas universidades, tanto brasileiras quanto estrangeiras, esta tese contém seus resultados e discussões, organizados em artigos publicados e/ou submetidos a periódicos científicos. Assim, este capítulo reúne estes artigos organizados em forma de sub-capítulos. Lembra-se ainda que, em respeito às normas de diagramação do Departamento de Geologia da Universidade de Ouro Preto, as referências dos artigos foram deslocadas para a lista geral das referências bibliográficas citadas na tese.

5.2 - ANÁLISE DOS FATORES INTERVENIENTES NA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DOS HORIZONTES SUPERFICIAIS DE SOLOS DE ÁREAS GNÁISSICAS DO COMPLEXO BAÇÃO, MG.

ANALYSIS OF THE CONTROLLING FACTORS OF THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF SOIL SURFACE HORIZONS OF GNEISSIC AREAS, BAÇÃO COMPLEX, MG.

ANÁLISIS DE LOS FATORES INTERVENEINTES EN LA CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA DE LOS HORIZONTES SUPERFICIALES DE SUELOS DE GNEIS DEL COMPLEJO BAÇÃO, MG.

(Artigo publicado na Revista Brasileira de Geotecnia – Solos e Rochas, volume 29, número 1 de 2006 (Anexo 4). Autores: Fernando Moraes; Luis de Almeida Prado Bacellar).

Resumo

Este estudo objetiva discutir os fatores que condicionam a condutividade hidráulica dos horizontes superficiais de solos tropicais de região com gnaisses. Foram selecionados solos de duas áreas que se distinguem apenas pelas características geomorfológicas. A primeira, em encosta com formas côncavas em planta e em perfil, com predomínio de argissolos; a segunda, em encosta com forma convexa em planta e perfil, com predomínio de solos bem desenvolvidos (latossolos). Os solos coletados foram submetidos à caracterização básica, visando investigar a influencia de algumas de suas propriedades físicas na condutividade. A condutividade nos horizontes pedológicos superficiais

(A e B) foi determinada com permeâmetro Guelph e infiltrômetro de anéis, no campo, e com permeâmetro de carga constante, em laboratório. Os resultados mostram que os valores de condutividade determinados com os três métodos são similares. Comprovou-se que a condutividade é em média maior na encosta convexa, onde os solos tendem a apresentar poros mais conectados e menor razão silte/argila. O horizonte A apresenta valores de condutividade mais dispersos que o horizonte B, em função da maior influência de macroporos e da compactação superficial. Demonstrou-se neste trabalho que a condutividade hidráulica é muito influenciada pelas condições pedogeomorfológicas do terreno.

Palavras-chave: permeâmetro Guelph, infiltrômetro, condutividade hidráulica, textura, porosidade, encosta.

Abstract

This study aims to analyze the controlling factors of hydraulic conductivity of tropical soils from a gneissic region. The soils came from two areas with identical characteristics, but with different geomorphological backgrounds. The first one is placed in a topographic nose, with argisols and cambisols, and the second one in a hollow, with well developed soils (oxisols). Basic properties were determined in the laboratory in order to establish their influence in the hydraulic conductivity. The topsoil (A and B horizon) conductivity was determined through Guelph permeameter and ring infiltrometers, in the field, and with constant-head permeameter, in the laboratory. The hydraulic conductivity values obtained with the three methods were similar. The results showed that the conductivity is great in the nose, where the soils present larger connected pores and high silt/clay ratio. The A horizon presents more dispersed values of conductivity than the B horizon, because it can be more compacted or with a greater content of macropores. It was proven that the hydraulic conductivity is influenced by pedo-geomorphological conditions.

Key words: *Guelph permeameter, infiltrometer, hydraulic conductivity, soil texture, soil porosity, hillslope.*

Resumen

Este estudio tiene como objetivo discutir los factores que condicionan la conductividad hidráulica de horizontes superficiales de suelos tropicales de regiones con gneis. Fueron seleccionados suelos de dos áreas, los cuales son diferenciados en las características geomorfológicas. La primera en una vertiente con formas cóncavas en planta y perfil, con predominio de *argisols* y cambisoles; la segunda en una

vertiente con forma convexa en planta y perfil, con predominio de suelos muy desarrollados (latosolos). Los suelos colectados fueron sometidos a una caracterización básica con la finalidad de investigar la influencia de algunas de las propiedades físicas en la conductividad. La conductividad en los horizontes pedológicos superficiales (A y B) fue determinada con permeámetro Guelph e infiltrómetro de anillos, en el campo, además de permeámetro con carga hidráulica constante, en laboratorio. Los resultados mostraron que los valores de la conductividad determinados con los tres métodos son semejantes. Además se comprobó que la conductividad es en media mayor en la vertiente convexa, donde los suelos tienden a tener porosos mas conectados y con menor razón limo/arcilla. El horizonte “A” presenta valores de conductividad más elevados y más dispersos que el horizonte B, debido a la gran influencia de los macroporos y a la compactación superficial. En este trabajo ha sido demostrado que la conductividad hidráulica es muy influenciada por las condiciones pedo-geomorfológicas del área.

Palabras clave: permeámetro Guelph, infiltrómetro, conductividad hidráulica, textura, porosidad, vertiente.

5.2.1– Introdução

A condutividade hidráulica expressa a facilidade de um meio em conduzir água sob determinado gradiente hidráulico. A condutividade hidráulica dos horizontes superficiais dos solos, objetivo deste trabalho, constituiu-se um atributo de relevante importância para projetos geotécnicos e hidrogeológicos (Lambe & Whitman 1979, Cedergren 1977, Custódio & Llamas 1980, Salverda & Dane 1993). Por tais razões, inúmeros trabalhos têm contemplado esta propriedade como objeto de investigação, para entender melhor como se dá o fluxo de água (Bouma 1980, Khosla 1980, Beven & Germann 1982); tanto na zona saturada quanto na não-saturada do solo (Soto 1999, Bagarello *et al.* 2000).

A condutividade hidráulica é diretamente influenciada por várias características dos solos, como, por exemplo, umidade, estrutura, textura, composição e propriedades químicas (Paige & Hillel 1993, Mbagwu 1995, Cedergren 1977, Lambe & Whitman 1979, Daniel 1989). É uma das propriedades do solo que apresenta maior variabilidade espacial (Regalado & Muñoz-Carpena 2004), pois depende diretamente das características pedogenéticas, sendo, conseqüentemente, influenciadas pelas condições do clima e relevo (Rocha 2004).

Os valores de condutividade hidráulica podem variar conforme os métodos de determinação. Por exemplo, Salverda & Dane (1993) e Vieira (2001) encontraram menores valores de condutividade hidráulica em campo que em laboratório. Dentre os métodos de campo mais utilizados para

determinação da condutividade na zona não saturada tem-se, sem obedecer a uma ordem de utilização: método do perfil instantâneo (Carvalho 2002), permeâmetro Guelph (Reynolds & Elrick 1985), infiltrômetro de anéis concêntricos (Daniel 1989), infiltrômetro de disco de tensão (Heddadj & Gascuel-Odoux 1999, Coquet *et al.* 2005), lisímetros (Atkinson 1978) e ensaios em poços (Oliveira & Correia Filho 1996). Em laboratório, normalmente se avalia a condutividade em permeâmetros de carga variável e carga constante, em ensaios de adensamento e também em bombas de fluxo (Botelho 2001). Alguns ensaios envolvem amostras maiores, mais representativas, como os executados em poços, mas suas condições de fronteira não são bem estabelecidas. Em outros, como os laboratoriais, tais condições estão mais bem estabelecidas, mas as amostras são menos representativas, pois nem sempre se reproduzem todas as variáveis encontradas no campo e que inferem na predição da condutividade hidráulica, tais como as condições de tensão, fraturas e bioporos (Paige & Hillel 1993, Benson *et al.* 1994, Aguiar 2001).

O presente trabalho teve como principal objetivo discutir qual o papel do relevo e de algumas propriedades físicas, tais como textura, porosidade e estabilidade dos agregados, nos valores de condutividade hidráulica saturada dos horizontes superficiais do solo (solo laterítico). Para tanto, foram selecionadas duas áreas geomorfologicamente contrastantes, com solos com características diferentes, uns mais desenvolvidos (estação Holanda) e outros menos (estação Dom Bosco). Pretende-se, também, comparar valores de condutividade hidráulica determinada por três diferentes métodos (infiltrômetro de anéis concêntricos, permeâmetro Guelph, no campo e permeâmetro de carga constante, em laboratório) e, assim, verificar quais as vantagens e desvantagens que os mesmos apresentam para mensuração desta propriedade.

Este estudo vem complementar uma série de pesquisas que vem sendo desenvolvidas na região com o objetivo de caracterizar o regime hidrológico, os riscos geológicos e os impactos ambientais (Delgado 1991, Sobreira 1998, Bacellar 2000, Futai 2002, Santos 2001, Moraes 2003, Costa 2005).

5.2.2– Características das Áreas Estudadas

Este estudo foi realizado em solos com comportamento laterítico (Silva 2000, Futai 2002) da região sudeste do complexo de rochas do embasamento cristalino (Complexo Bação), no interior do Quadrilátero Ferrífero, entre as cidades de Ouro Preto e Belo Horizonte, no centro-sul do Estado de Minas Gerais (Figura 5.1). Foram selecionadas duas áreas, uma próxima ao colégio Dom Bosco (estação Dom Bosco) e outra próxima ao córrego Holanda (estação Holanda). A escolha destas áreas se deve ao fato de que há uma ampla gama de trabalhos (relacionados à pedogênese, evolução

geomorfológica, características geotécnicas e conservação dos solos) que têm sido desenvolvidos na região (Delgado 1991, Sobreira 1998, Bacellar 2000, Morais 2003, Figueiredo *et al.* 2004) e outros, mais especificamente, na área da estação Holanda (Fonseca 2000, Silva 2000, Santos 2001, Futai 2002). As áreas estudadas apresentam clima do tipo Cwa, de Köppen, com marcante contraste pluviométrico anual, com chuvas se concentrando nos meses de outubro a março, com uma média anual de 1.348 mm, e temperaturas médias anuais de 19°C, com temperaturas mínimas atingindo 3°C e máximas de 30°C (Santos 2001).

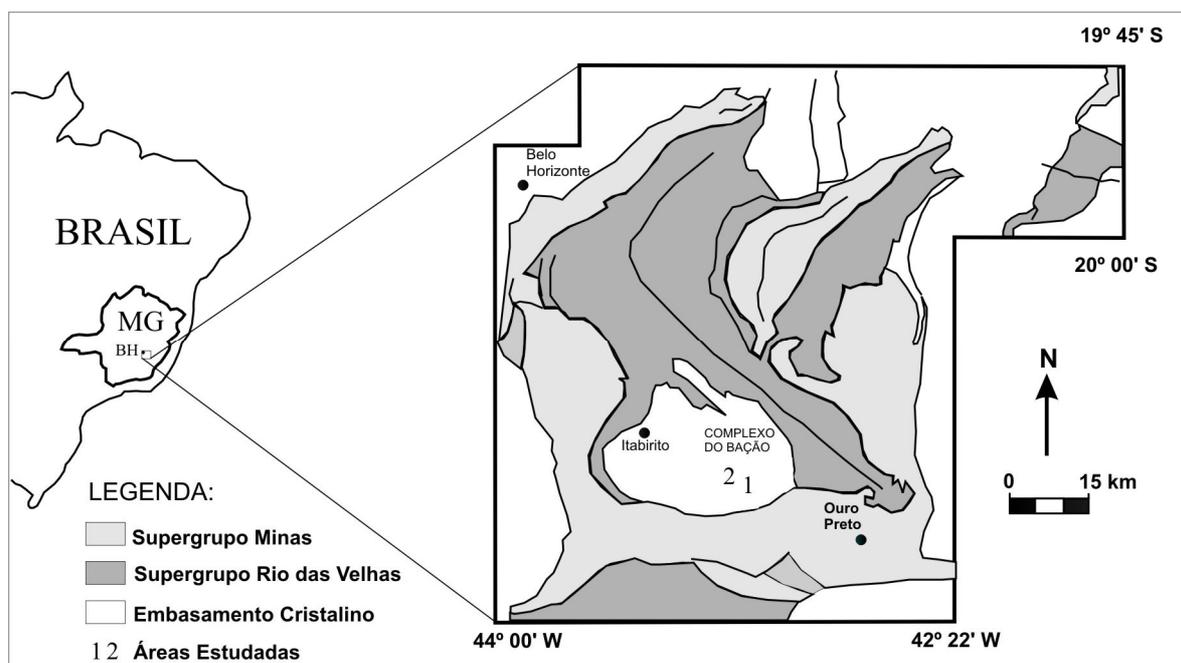


Figura 5.1 - Localização das áreas estudadas no Complexo Bação, Minas Gerais, Brasil. 1 – Estação Holanda; 2 – Estação Dom Bosco.

Nesta região predominam rochas gnáissicas finamente bandadas, de composição predominantemente granodiorítica (Door 1969). O manto de intemperismo é normalmente muito espesso, alcançando localmente até 50 metros de espessura. O saprolito (horizonte C), que apresenta espessuras de até 40 metros (Sobreira 2000), é composto essencialmente por quartzo, feldspato (variavelmente alterado para caulinita), illita e muscovita (Parzanese 1991, Futai 2002).

A geomorfologia das áreas é caracterizada por relevo suave, com colinas e morrotes com pequenos desnivelamentos de terreno, inferiores a 70 m. (Bacellar 2000). De acordo com os modelos de encostas propostos por Ruhe (1975), a área denominada estação Dom Bosco pode ser caracterizada como uma encosta de forma côncava em planta e em perfil, também conhecida como *hollow* ou concavidade, enquanto a estação Holanda caracteriza-se como uma encosta de forma convexa em planta e em perfil, denominada *nose* ou saliência. As concavidades são muito importantes nesta e outras regiões com rochas gnáissicas no Brasil, pois tendem a ser geodinamicamente ativas, por serem

sítios preferenciais de desenvolvimento de erosão por voçorocas e movimentos de massa (Bacellar 2000).

Segundo Farias (1992), a região apresenta vegetação primária dominada por campos cerrados, atualmente substituída por pastagens muito degradadas, como na estação Holanda, e medianamente degradadas, como na Estação Dom Bosco.

Nos setores de relevo com formas em saliências predominam solos bem desenvolvidos, com alto grau de intemperismo (Resende *et al.* 1995), como os latossolos, enquanto que nos trechos mais íngremes ou geodinamicamente mais jovens predominam argissolos e cambissolos (Parzanese 1991, Bacellar 2000). Assim, espera-se encontrar latossolos na área da estação Holanda e solos pedologicamente menos desenvolvidos na estação Dom Bosco. Na baixadas e planícies de inundação da região afloram solos de caráter hidromórfico, como os aluviais, organossolos e gleissolos, não contemplados na presente pesquisa.

A maior parte dos dados geotécnicos disponíveis na região provém de amostras de solo coletadas nas saliências de relevo. Seus horizontes pedológicos superficiais (A e B) possuem normalmente comportamento laterítico (Silva 2000, Futai 2002), textura argilo arenosa e, mais raramente, areno-argilosa (Delgado 1991, Sobreira 1998, Silva 2000, Bacellar 2000, Futai 2002), enquadrando-se como do tipo CL/CH na classificação USCS (Sobreira 1998, Bacellar 2000, Futai 2002). Mostram, em geral, razões silte/argila entre 0,1 e 0,7 (Delgado 1991, Sobreira 1998, Bacellar 2000, Futai 2002), faixa típica de solos bem evoluídos, como os latossolos (Resende *et al.* 1995).

O horizonte B apresenta espessuras que variam normalmente entre 1 e 10 m e contém basicamente quartzo, caulinita e gibbsita (Parzanese 1991), secundados por goethita, illita, mica, sílica e óxido de alumínio amorfo e Fe livre (Futai 2002). Quando não eliminado pela erosão antrópica, o horizonte A apresenta espessuras de até 40 cm e composição semelhante à do B, diferenciando-se deste apenas pelo maior conteúdo de matéria orgânica.

A textura destes horizontes em ensaios granulométricos sem uso de defloculante é arenosa, desprovida de argila, devido à forte agregação (Parzanese 1991, Bacellar 2000, Silva 2000, Futai 2002). Por tal razão, estes solos lateríticos apresentam índices elevados de estabilidade de agregados (Parzanese 1991, Bacellar 2000).

Os solos da área da estação Holanda apresentam uma distribuição de poros bimodal, com concentrações de macroporos entre 20 μm e 100 μm e de microporos entre 0,1 μm a 1 μm (Futai 2002). Esta distribuição é freqüente em solos bem evoluídos, como os latossolos, onde os macroporos e microporos representam, respectivamente espaços inter e intra-agregados (Resende *et al.* 1995). Como os poros maiores que 30 μm são facilmente drenáveis por gravidade (Resende *et al.* 1995),

espera-se que a condutividade hidráulica destes solos seja relativamente alta, resultado superior ao esperado para solos com tal textura (Lambe & Whitman 1979), mas justificável pelo seu caráter microagregado, típico dos horizontes superficiais de solos tropicais (Geological Society 1990).

Em ensaios de condutividade hidráulica efetuados em piezômetros (Hvorslev 1951) na região, Bacellar (2000) encontrou valores médios um pouco superiores em saliências de relevo ($6,5 \times 10^{-6}$ m/s) que em concavidades ($1,8 \times 10^{-6}$ m/s).

5.2.3 - Material e Métodos

Foram selecionados pontos espaçados entre si por uma distância de 25 metros, distribuídos numa malha de 100 por 150 metros, na estação Dom Bosco, e de 50 por 150 metros, na estação Holanda (Figura 5.2). Assim, foram marcados topograficamente 21 pontos na estação Holanda (numerados de H01 até H21) e 35 pontos na estação Dom Bosco (numerados de DB01 até DB35).

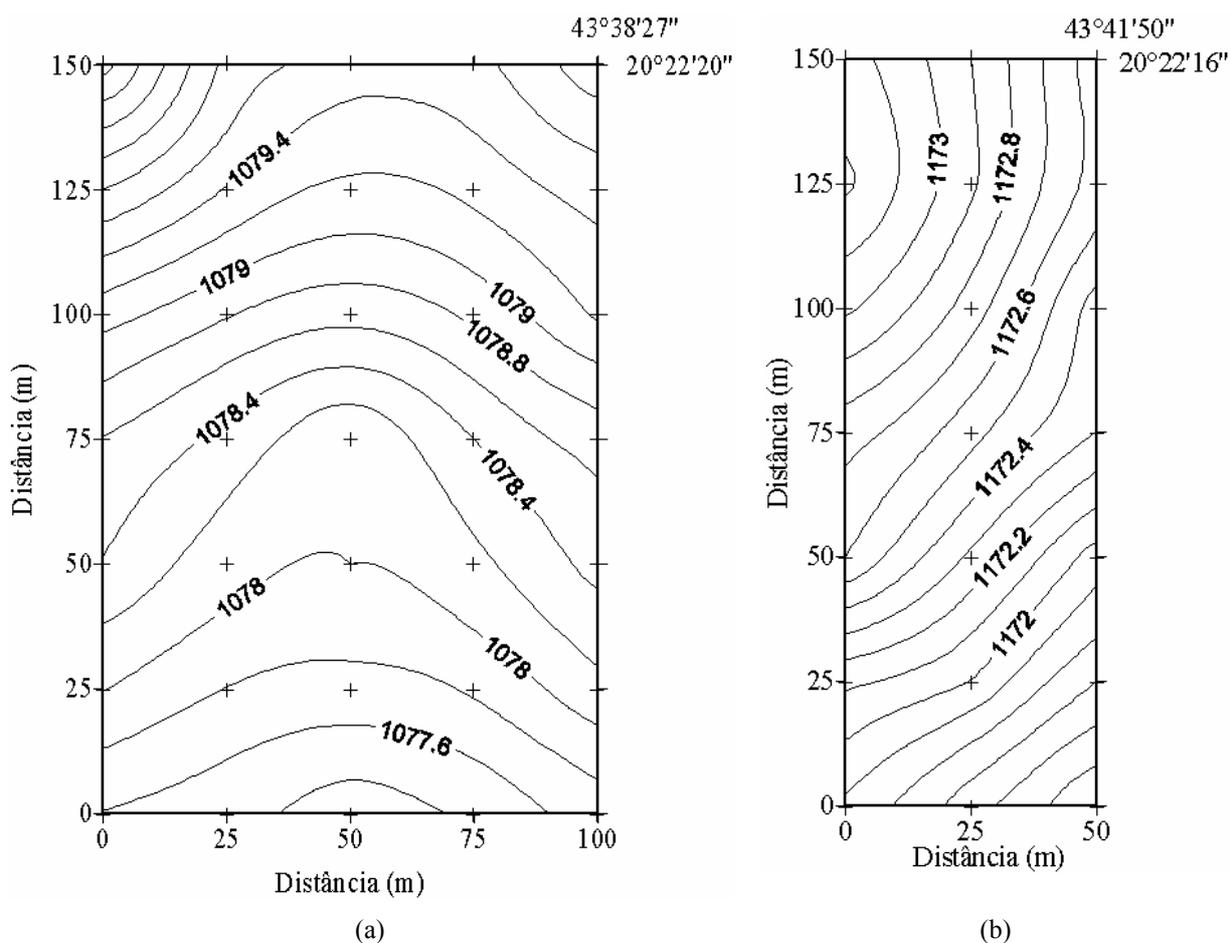


Figura 5.2 – Mapa topográfico das estações Dom Bosco (a) e Holanda (b). Notar que as estações Holanda e Dom Bosco representam, respectivamente, concavidades e saliências de relevo.

Inicialmente, foram realizados ensaios de permeabilidade de campo utilizando-se do permeâmetro Guelph (Reynolds & Elrick 1985), modelo I. A. C. (Vieira 1998). Esse aparelho consiste num permeâmetro de carga constante, que trabalha sob o princípio do vaso de Mariotte, medindo a condutividade hidráulica e o potencial matricial acima do lençol freático (Salverda & Dane 1993, Aguiar 2001). Devido à sua praticidade e rapidez de execução, tem sido muito utilizado (Campos *et al.* 1992, Zhang *et al.* 1998, Dafonte *et al.* 1999).

Para o cálculo da condutividade hidráulica saturada com o permeâmetro Guelph estão disponíveis na literatura diversos procedimentos. Elrick *et al.* (1989) sugerem a aplicação de apenas uma carga hidráulica por ensaio para a obtenção da condutividade saturada (K), conforme a seguinte equação:

$$K = \frac{C \cdot Q}{\left[2\pi H^2 + C\pi a^2 + \left(\frac{2\pi H}{\alpha} \right) \right]} \quad (\text{Eq. 5.1})$$

onde: a é o raio do poço; Q é a vazão (cm/s); H é a carga hidráulica aplicada; C é o coeficiente de Hanzen (Soto 1999), fator adimensional que depende da razão H/a . Os valores de α são estimados com base nas observações quanto à textura e, sobretudo, quanto à estrutura, como a macroporosidade e as discontinuidades, como pode ser visto na Tabela 5.1. Neste trabalho, adotou-se o valor de 12m^{-1} , mais condizente com as características dos solos da região (solos argilosos estruturados).

Tabela 5.1 - Valores de α para solos com diferentes características (Elrick *et al.* 1989).

<i>Características do meio poroso</i>	<i>α (m^{-1})</i>
Solo argiloso, compacto e estruturado, como sedimentos marinhos;	1
Solos com textura fina (argilosos) e sem estrutura;	4
Solos estruturados argilosos e siltosos e também areias finas e solos razoavelmente estruturados;	12
Areias grossas e cascalhos. Podem ser incluídos solos altamente estruturados, com grandes fraturas e macroporos;	36

O procedimento com uma carga é recomendado quando se necessita grande número de ensaios, pois seu tempo de execução é pequeno. Outro procedimento, com aplicação de duas cargas

hidráulicas (H_1 e H_2) por ensaio, foi proposto por Reynolds & Elrick (1985). Neste caso, para obtenção da condutividade hidráulica (K), adota-se a seguinte equação:

$$K = G_2 \cdot Q_2 - G_1 \cdot Q_1 \quad (\text{Eq. 5.2})$$

Sendo os valores dos parâmetros G_1 e G_2 obtidos com as seguintes equações:

$$G_2 = \frac{H_1 \cdot C_1}{\pi \cdot [2 \cdot H_1 \cdot H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 \cdot C_2 - H_2 \cdot C_1)]} \quad (\text{Eq. 5.3})$$

$$G_1 = G_2 \cdot \frac{H_2 \cdot C_1}{H_1 \cdot C_2} \quad (\text{Eq. 5.4})$$

Onde os subscritos 1 e 2 indicam valores obtidos quando da aplicação das cargas H_1 e H_2 , respectivamente.

Um problema deste procedimento, e que pode invalidar seus resultados, é o grande número de valores negativos freqüentemente obtidos para a condutividade hidráulica (Salverda & Dane 1993, Soto 1999, Dafonte Dafonte *et al.* 1999, Vieira 2001). Reynolds & Elrick (1985) relatam que tais valores negativos devem-se a erros por não ter sido atingido o regime permanente de fluxo e/ou devido a pequenas variações espaciais das propriedades hidráulicas do solo. Portanto, a adoção deste procedimento deve ser feita com cautela.

Mesmo assim, no presente trabalho adotaram-se os dois procedimentos para estimar a condutividade hidráulica, utilizando-se alturas de carga de 0,10 m, para cálculo com uma carga, e de 0,05 m e 0,10 m, para os cálculos com duas cargas, como recomendam alguns trabalhos (Campos *et al.* 1992, Dafonte Dafonte *et al.* 1999). O coeficiente de Hazen “C” foi determinado com a equação 5.5 (Zhang *et al.* 1998), elaborada especificamente para solos argilosos e siltosos estruturados.

$$C = \left(\frac{H/a}{1,992 + 0,091 \cdot H/a} \right)^{0,683} \quad (\text{Eq. 5.5})$$

Os ensaios com permeâmetro foram feitos em poços perfurados com trado manual de 0,15 m de diâmetro. A exemplo de Bagarello & Giordano (1999), executaram-se todos os ensaios

imediatamente após a perfuração, para prevenir possíveis alterações nas características do furo. Para se evitar o selamento da parede do poço durante a escavação (Campos *et al.* 1992, Bagarello 1997), utilizou-se um escarificador, como recomenda Dafonte Dafonte *et al.* (1999), que é uma escova de *nylon* com formato cilíndrico e diâmetro igual ou pouco maior que o do poço, e que deve ser introduzida uma vez até o fundo do furo. Deve-se atentar ainda para que o fundo do poço fique plano e horizontal, para que o cálculo da área deste seja real (Campos *et al.* 1992).

Os ensaios foram feitos à profundidade de 0,15 m (horizonte A) e 0,50 m (horizonte B) em todos os pontos das malhas das estações Dom Bosco e Holanda (Figura 5.2), totalizando 112 ensaios em 56 pontos. Para os intervalos de leitura da queda da coluna d'água no permeâmetro, ou seja, vazão (Q), adotou-se o mais vigente na literatura, que foi de 2 minutos (Bagarello 1997, Bagarello & Giordano 1999), encerrando-se cada ensaio quando se atingia o regime de fluxo permanente, ou seja, três a quatro leituras consecutivas iguais (Kanwar *et al.* 1989). Assim, cada ensaio durou em média 40 minutos.

Após a execução de ensaios com permeâmetro, foram selecionados alguns pontos da malha com valores extremos de condutividade para determinação com outros métodos e caracterização geotécnica básica. Estes pontos foram submetidos a ensaios com o método de infiltrômetro de anéis concêntricos, que consiste na introdução no solo de dois cilindros de metal, o maior um diâmetro de 25 cm e o menor com de 15 cm. Diferentemente de outros estudos, neste trabalho o infiltrômetro não foi cravado por percussão e sim introduzido por meio de escavação, a fim de evitar perturbações na estrutura do solo que, segundo Costa *et al.* (1999), podem superestimar os valores de condutividade hidráulica. Escavou-se cuidadosamente o solo do entorno do cilindro interno com uma espátula à medida que o mesmo ia sendo vagarosamente introduzido até a profundidade de 5 cm. Posteriormente, o volume excedente escavado foi preenchido com solo até restabelecer o nível topográfico original e, assim, evitar a fuga de água para fora do cilindro. Para o cilindro externo adotou-se o mesmo procedimento.

Após a instalação, os dois cilindros são preenchidos com água, de forma a manter uma carga hidráulica desejada, que neste trabalho foi de 10 cm de altura, e mede-se a queda ou o volume de entrada da água no solo num determinado tempo. As taxas de infiltração (I) inicialmente são altas por causa do efeito da sucção nos solos não saturados, mas tendem a decrescer com o tempo, à medida que este se torna progressivamente saturado, atingindo condições de fluxo permanente. O valor da taxa de infiltração final equivale à condutividade hidráulica saturada (Reichardt 1978, Bouma 1983, Selby 1993).

Nos primeiros 5 minutos do ensaio, foram lidos os valores de infiltração de 1 em 1 minuto e, depois, de 5 em 5 minutos, até completar 120 minutos, como recomenda Canduro & Dorfman (1986).

Nos pontos submetidos aos ensaios de infiltração, coletaram-se amostras indeformadas entre 0 e 0,13 m para ensaios de condutividade hidráulica em laboratório com permeâmetro de coluna de carga constante, conforme recomendações descritas pela NBR-13292 (ABNT 1995). Não foi possível coletar amostras do ponto H03, devido à excessiva pedregosidade do solo. Também foram coletadas amostras deformadas da superfície e às profundidades de 0,15 m e 0,50 m para execução de análises granulométricas e de estabilidade dos agregados (expresso pelo DMP – diâmetro médio ponderado), seguindo os procedimentos descritos pela NBR-7181 (ABNT 1984) e Embrapa (1997), respectivamente. Estas amostras passaram ainda por análises mineralógicas por difração de raios-X, através de frações de pó total, com difratômetro Rigaku, modelo GEIGERFLEX D/MAX-B.

Nestes mesmos pontos, foram também coletadas amostras indeformadas da superfície do solo, seguindo as recomendações descritas por Castro *et al.* (2003), para a confecção de lâminas delgadas e quantificação da porosidade com microscópio ótico. A porosidade foi determinada pela contagem de 400 pontos por lâmina feita em corte paralelo à superfície do solo. Executaram-se nas mesmas lâminas análises mineralógicas por meio de EDS (Energy Dispersive Spectrometer) e microscópio eletrônico de varredura. Amostras indeformadas coletadas com anéis metálicos de 100 cm³ possibilitaram o cálculo da massa específica natural de campo e da porosidade, conforme as recomendações da Embrapa (1997).

A análise dos resultados parciais possibilitou selecionar quatro pontos com características típicas e distintas entre si (DB10, DB27, H03 e H18). Nestes foram escavadas trincheiras com 1 metro de profundidade, que, juntamente com a análise de testemunhos de sondagem com 0,5 m, de profundidade em todos os pontos possibilitaram a caracterização dos perfis típicos de solo das duas áreas.

Os resultados obtidos possibilitaram esclarecer quais as propriedades físicas do solo estão mais intrinsecamente relacionadas à condutividade hidráulica dos solos lateríticos nas duas áreas estudadas e verificar a coerência dos resultados obtidos por diferentes métodos.

5.2.4 - Resultados

As descrições de perfis em trincheiras e dos testemunhos de sondagem confirmaram a presença na Estação Holanda de latossolos de textura argilosa, com horizonte A delgado e pouco pronunciado (Figura 5.3). A única exceção é o ponto H03, onde o solo é menos desenvolvido (cambissolo), com o horizonte A assentado num horizonte câmbico, pedregoso, fato já descrito por outros autores (Bacellar 2000, Figueiredo *et al.* 2004). Na estação Dom Bosco, os solos são pouco desenvolvidos (argissolos), com horizonte A com até 40 cm de espessura sobre um horizonte B

enriquecido em argila (Bt). No ponto DB10, situado numa área mais alta, à margem da concavidade, o solo se assemelha aos da estação Holanda.

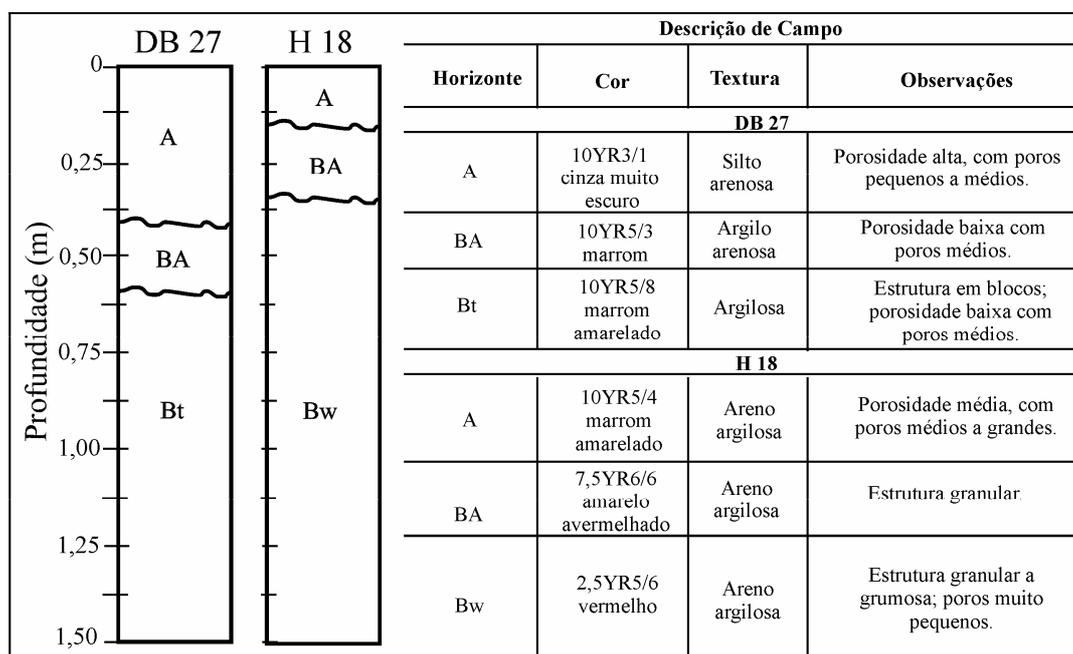


Figura 5.3 – Perfis típicos dos solos das estações Dom Bosco e Holanda.

Inicialmente, executaram-se ensaios para a caracterização da condutividade hidráulica com o permeâmetro Guelph, utilizando-se dos dois procedimentos citados. A determinação com duas alturas de carga hidráulica não se mostrou satisfatória, já que os resultados foram às vezes negativos.

Na tabela 5.2 estão representados os valores médios e o desvio padrão da condutividade hidráulica determinada com aplicação de uma carga. As figuras 5.4 e 5.5, por sua vez, mostram a distribuição espacial destes valores nas duas estações às profundidades de 0,15 m e 0,50 m, respectivamente. As mesmas foram elaboradas no programa *Surfer 8* com interpolação por Krigagem, como recomenda Vieira *et al.* (1981) e Bertolani & Vieira (2001).

Tabela 5.2 – Dados estatísticos dos valores de condutividade hidráulica (m/s) com permeâmetro Guelph para as estações Dom Bosco e Holanda, nas profundidades de 0,15 e 0,50 m.

	Dom Bosco		Holanda	
	15 cm	50 cm	15 cm	50 cm
Média	$1,44 \times 10^{-5}$	$6,70 \times 10^{-6}$	$2,20 \times 10^{-5}$	$2,09 \times 10^{-5}$
Desvio Padrão	$7,48 \times 10^{-6}$	$5,74 \times 10^{-6}$	$8,56 \times 10^{-6}$	$3,18 \times 10^{-5}$

Os pontos em destaque nas Figuras 5.4 e 5.5 representam aqueles com condutividade hidráulica contrastante, selecionados para caracterização geotécnica básica (Tabela 5.3) e determinação da condutividade hidráulica com infiltrômetro e em laboratório (Tabela 5.4).

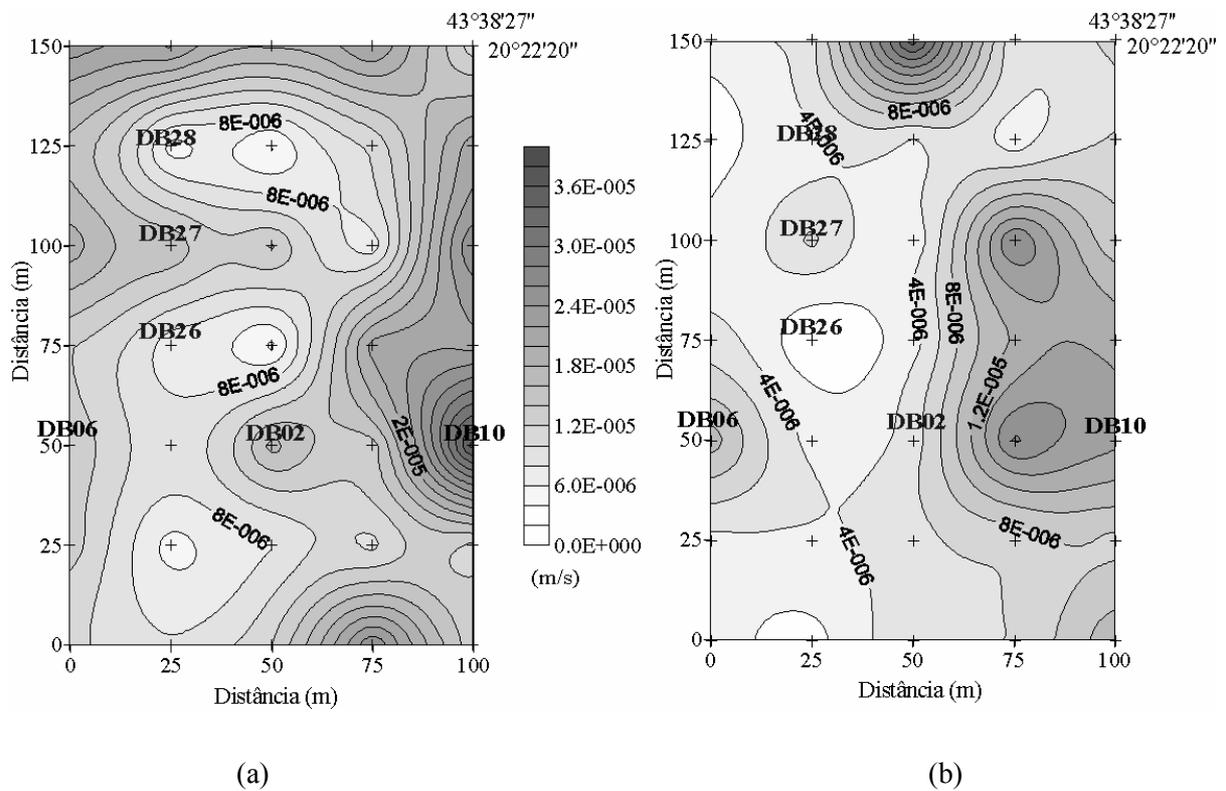


Figura 5.4 – Distribuição espacial da condutividade hidráulica obtida com permeâmetro Guelph na Estação Dom Bosco. Valores obtidos à 0,15 m (a) e à 0,50 m (b) de profundidade.

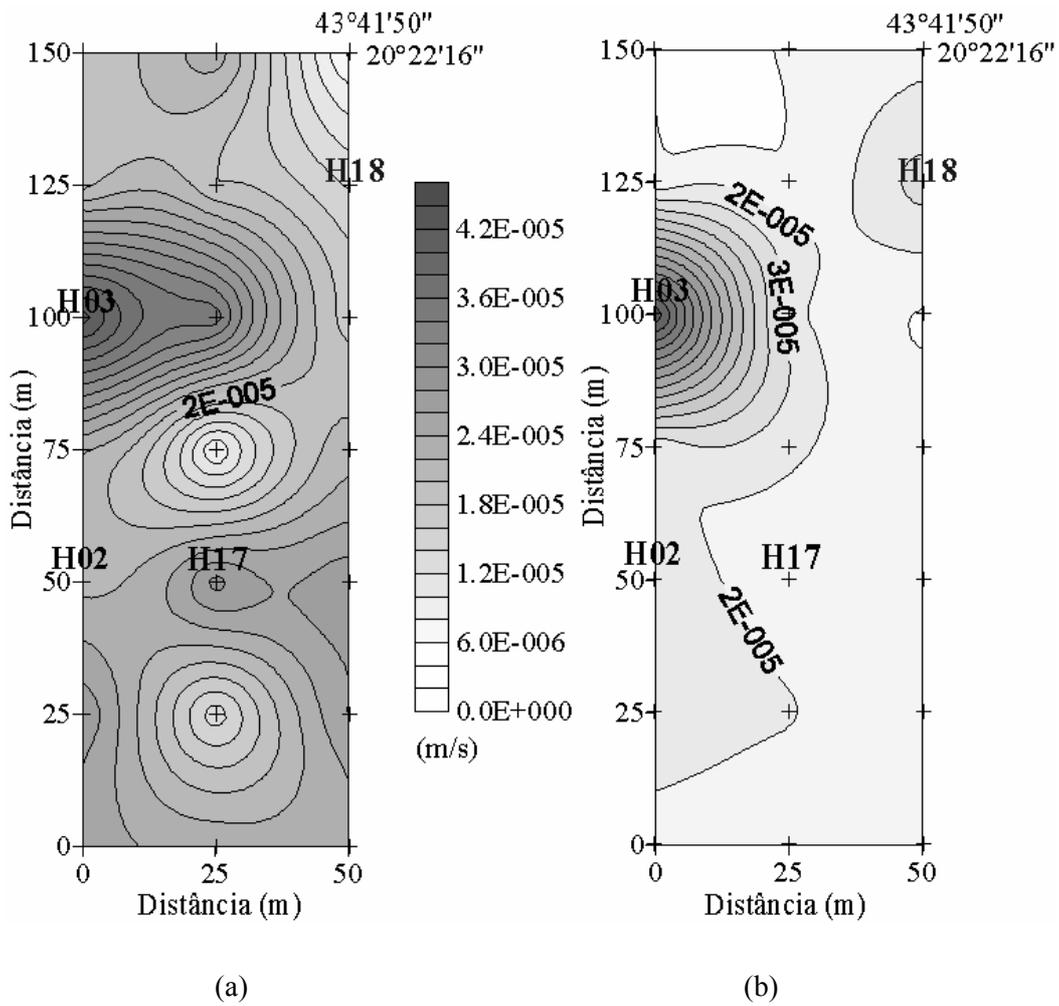


Figura 5.5 – Distribuição espacial da condutividade hidráulica obtida com permeâmetro Guelph na Estação Holanda. Valores obtidos à 0,15 m (a) e à 0,50 m (b) de profundidade.

A taxa de infiltração durante toda a execução dos ensaios com infiltrômetro sempre foi menor nos solos da Estação Dom Bosco. Ou seja, a taxa de infiltração inicial e final é sistematicamente menor nesta estação.

Tabela 5.3 – Características dos solos dos pontos selecionados, em amostras coletadas à 0,15 m de profundidade.

Amostra	Pedregulho %	Areia (%)		Silte (%)	Argila (%)	Razão Silte/Argila	DMP dos Agregados (mm)	pd kN/m ³	γ kN/m ³	ps kN/m ³	e	η %
		Grossa	Média Fina									
DB02	0	8	28	10	22	32	0,69	14,3	17,1	24,0	0,67	40,17
DB06	0	8	23	8	22	29	0,76	13,8	16,5	24,8	0,79	44,11
DB10	0	9	17	8	25	41	0,61	13,3	15,5	23,0	0,72	42,00
DB26	0	12	17	20	26	25	1,04	13,5	14,7	23,7	0,75	42,99
DB27	0	12	23	15	24	26	0,92	13,1	15,0	21,2	0,61	38,06
DB28	0	13	20	14	25	28	0,89	13,0	14,8	22,9	0,76	43,13
Média	0	10,3	21,3	12,5	24	30,1	0,81	13,5	15,6	23,2	0,71	41,74
H02	0	3	24	15	17	41	0,41	14,9	14,8	24,4	0,64	39,14
H03	40	4	14	13	9	20	0,45	13,9	12,4	24,2	0,74	42,57
H17	0	3	26	14	20	37	0,54	13,6	14,8	24,1	0,55	35,31
H18	0	2	21	14	16	47	0,34	14,0	14,2	23,0	0,64	38,92
Média	10	3	21,2	14	15,5	36,2	0,43	14,1	14,0	23,9	0,64	38,98

* DMP = diâmetro médio ponderado; γs – massa específica natural; γs – massa específica seca; δ – massa específica dos grãos;

e – índice de vazios; η – porosidade.

Tabela 5.4 – Valores de condutividade hidráulica por diferentes métodos nos pontos selecionados.

<i>Amostra</i>	<i>Infiltrômetro (m/s)</i>	<i>Guelph 1 carga (m/s) 0,15 m</i>	<i>Guelph 1 carga (m/s) 0,50 m</i>	<i>Permeâmetro Carga Constante (m/s)</i>
DB02	$3,03 \times 10^{-7}$	$1,69 \times 10^{-5}$	$4,89 \times 10^{-6}$	$1,70 \times 10^{-6}$
DB06	$5,56 \times 10^{-6}$	$1,37 \times 10^{-5}$	$1,11 \times 10^{-5}$	$6,43 \times 10^{-8}$
DB10	$3,89 \times 10^{-5}$	$3,72 \times 10^{-5}$	$1,45 \times 10^{-5}$	$1,42 \times 10^{-6}$
DB26	$6,67 \times 10^{-6}$	$6,67 \times 10^{-6}$	*	$1,67 \times 10^{-6}$
DB27	$1,33 \times 10^{-5}$	$1,57 \times 10^{-5}$	$6,52 \times 10^{-6}$	$1,46 \times 10^{-6}$
DB28	$2,33 \times 10^{-5}$	$4,98 \times 10^{-6}$	$3,54 \times 10^{-6}$	$2,87 \times 10^{-6}$
Média	$1,47 \times 10^{-5}$	$1,59 \times 10^{-5}$	$9,25 \times 10^{-6}$	$1,53 \times 10^{-6}$
H02	$6,67 \times 10^{-5}$	$2,12 \times 10^{-5}$	$2,60 \times 10^{-5}$	$1,67 \times 10^{-5}$
H03	$4,17 \times 10^{-5}$	$4,32 \times 10^{-5}$	$1,59 \times 10^{-4}$	*
H17	$5,83 \times 10^{-5}$	$2,89 \times 10^{-5}$	$1,54 \times 10^{-5}$	$3,76 \times 10^{-5}$
H18	$7,33 \times 10^{-5}$	$1,38 \times 10^{-5}$	$3,53 \times 10^{-5}$	$5,60 \times 10^{-6}$
Média	$6,00 \times 10^{-5}$	$2,68 \times 10^{-5}$	$5,89 \times 10^{-5}$	$2,00 \times 10^{-5}$

* sem ensaio

Os resultados de difração de raios-x e do microscópio eletrônico de varredura mostraram que os solos na estação Holanda são compostos predominantemente por quartzo e caulinita. Na estação Dom Bosco e no ponto H03 da estação Holanda, além destes minerais, há também feldspato potássico (microclínio).

Os resultados da porosidade por contagem de pontos em lâminas delgadas encontram-se organizados na Tabela 5.5.

Tabela 5.5 – Valores de porosidade, obtidos através de microscópio óptico.

<i>Amostra</i>	DB	DB	DB	DB	DB	DB	H	H	H	H	Médias	
	02	06	10	26	27	28	02	03	17	18	DB	H
%	22,7	31,2	23,7	38,2	32,2	28,5	24,7	30,3	30,0	17,7	29,4	25,7

A análise das amostras em lâminas delgadas (Figura 5.6) e em microscópio eletrônico, coletadas a profundidade de 0,15 m, evidenciaram que os solos da estação Holanda (latossolos) se caracterizam por uma estrutura formada predominantemente por pequenos agregados, ricos em argilominerais (caulinita), e porosidade média, mas com poros médios a grandes e bem conectados. Na estação Dom Bosco, a estruturação é conferida por agregados maiores e também por abundantes fragmentos de minerais primários (quartzo e feldspato potássico). A porosidade é maior, mas os poros pequenos a médios, mal conectados.

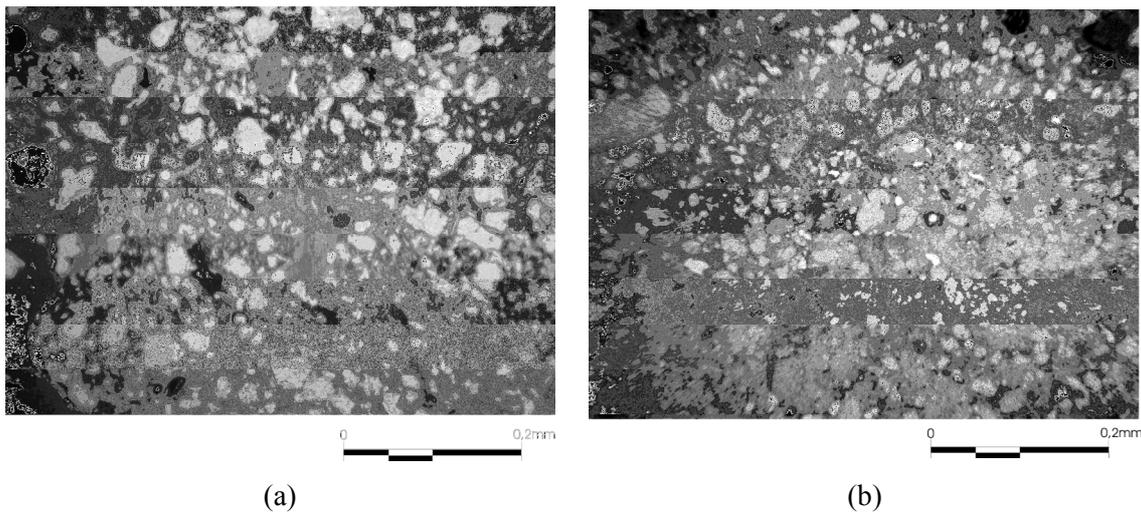


Figura 5.6 – Microestruturas típicas dos solos das áreas estudadas. Os minerais em tons claros representam minerais primários (quartzo e feldspato); em tons médios, estão os agregados ricos em argilominerais; em tons escuros, estão os poros. a – Estação Dom Bosco (ponto DB26); e b – Estação Holanda (ponto H18).

5.2.5 - Discussão dos Resultados

Como previsto, a condutividade hidráulica obtida com o permeâmetro Guelph com o procedimento de duas cargas apresentou freqüentemente valores negativos. Como já ressaltaram alguns autores (Salverda & Dane 1993, Soto 1999, Dafonte Dafonte *et al.* 1999, Vieira 2001), isto provavelmente se deve a heterogeneidades no perfil do solo causadas por macroporos (biocavidades e fraturas). Em função disso, neste trabalho foram considerados apenas os valores obtidos com a aplicação de uma única carga hidráulica (Figuras 5.4 e 5.5), como recomendado por Dafonte Dafonte *et al.* (1999).

Os valores de condutividade são homogêneos por toda área da estação Holanda (Figuras 5.4 e 5.5 e Tabela 5.4), com exceção do ponto H03, onde há cambissolos, com textura mais grossa, mais permeáveis. A condutividade hidráulica à profundidade de 0,15 m (K média = $2,20 \times 10^{-5}$ m/s) é semelhante à encontrada a 0,50 m (K média = $2,09 \times 10^{-5}$ m/s).

Os valores de condutividade hidráulica na estação Dom Bosco à profundidade de 0,15 m (K média = $1,44 \times 10^{-5}$ m/s) são um pouco inferiores, mas com a mesma ordem de grandeza que na estação Holanda, porém a 0,50 m os resultados são quase uma ordem de magnitude menor (K média = $6,70 \times 10^{-6}$ m/s).

Nos pontos selecionados para refinamento da pesquisa (Tabela 5.4), verificou-se que os valores obtidos de condutividade hidráulica com infiltrômetro para a estação Dom Bosco ($1,5 \times 10^{-5}$ m/s) e Holanda ($6,0 \times 10^{-5}$ m/s) são da mesma ordem de grandeza que os determinados com o permeâmetro Guelph à profundidade de 0,15 m ($1,6 \times 10^{-5}$ m/s e $2,7 \times 10^{-5}$ m/s, respectivamente). Portanto, diferentemente do relatado por outros autores (Costa *et al.* 1999), os resultados com infiltrômetro não se mostraram superestimados, o que pode ser atribuído à instalação do equipamento sem percussão. Certamente, a cravação por percussão tende a fissurar o solo na superfície, sobretudo quando há encrostamento, elevando, em consequência, sua capacidade de infiltração. O baixo valor de condutividade hidráulica com infiltrômetro para a amostra DB02 ocorre por este ponto se situar em uma estrada de terra, com a camada superficial do solo mais compactada. A compactação se restringiu aos primeiros centímetros, como usual (Buckman & Brady 1976), pois a condutividade hidráulica a 0,50 m é significativamente maior.

Os valores médios de condutividade hidráulica laboratorial (Tabela 5.4) para as estações Dom Bosco ($1,5 \times 10^{-6}$ m/s) e Holanda ($2,0 \times 10^{-5}$ m/s) são um pouco inferiores aos determinados com permeâmetro Guelph e com infiltrômetro. Apenas em uma amostra (DB06), a diferença foi mais relevante. Normalmente, os resultados dos ensaios laboratoriais são mais elevados que os determinados com permeâmetro Guelph (Reynolds & Elrick 1985, Paige & Hillel 1993, Salverda & Dane 1993, e Vieira 2001; entre outros), o que se atribui aos caminhos preferenciais que se desenvolvem quando as discontinuidades do solo exibem dimensões significativas com relação ao tamanho dos corpos de prova. Este fenômeno parece não ter ocorrido no presente estudo.

As características macroscópicas e microscópicas (Figuras 5.3 e 5.6) indicam que os solos da estação Dom Bosco são menos evoluídos. De fato, a presença de feldspato potássico, mais suscetível ao intemperismo, a maior percentagem em areia grossa, as altas razões silte/argila (tabela 5.2) e a estrutura menos desenvolvida corroboram este fato.

Sabe-se que solos pedologicamente evoluídos, como os latossolos, tendem a apresentar alta condutividade hidráulica (Resende *et al.* 1995). De fato, a condutividade hidráulica determinada nas duas áreas com o permeâmetro Guelph (Tabela 5.2) e nos pontos selecionados com infiltrômetro e ensaio laboratorial (Tabela 5.4) indicam maiores valores para a área da Estação Holanda que para a Estação Dom Bosco. Os valores encontrados são semelhantes e coerentes com dados prévios de condutividade na região (Bacellar 2000), ambos suportando a

hipótese proposta por Berndtsson & Larson (1987), de que as formas de relevo convexo-convexas seriam mais propícias à infiltração, ou seja, mais permeáveis que as formas côncavas.

Fizeram-se várias tentativas, sem sucesso, de correlação da condutividade hidráulica com diversas propriedades físicas do solo, tais como textura, estabilidade de agregados, estrutura, porosidade, entre outras. A única propriedade que apresentou alguma correlação foi a razão silte/argila, sobretudo quando confrontada com os resultados dos ensaios de campo (Figuras 5.7 e 5.8). Deve-se ressaltar que se a amostra DB02 fosse desconsiderada por estar muito compactada na superfície, a correlação com a condutividade determinada com infiltrômetro seria significativamente melhor (Figura 5.7). Da mesma forma, a correlação com a condutividade obtida com o permeâmetro Guelph melhoraria, eliminando-se a amostra DB18 (Figura 5.8). Como esta amostra é a mais argilosa de todas (Tabela 5.3) e como sua condutividade foi maior com os outros dois métodos (Tabela 5.4), é possível que tenha ocorrido impermeabilização por selamento da parede do furo de sondagem, no qual executou-se o ensaio com permeâmetro.

A razão silte/argila é empregada nas ciências do solo para averiguar o grau de desenvolvimento dos solos, pois quando estes se situam sob mesmas condições litológicas, climáticas e geomorfológicas, quanto menor a razão, mais intemperizado o solo (Resende *et al.* 1995).

Observou-se uma certa coerência entre a porosidade determinada em lâmina e por ensaios laboratoriais (Tabela 5.3). Cabe lembrar que a porosidade em lâmina é inferior, pois nesta é impossível detectar toda a porosidade intragranular, com diâmetros da ordem de alguns micrômetros (Resende *et al.* 1995). Considerando-se que os solos dos pontos H03 e DB10 apresentam comportamento anômalo e que o do ponto DB02 encontra-se compactado, pode-se afirmar que os valores médios de porosidade determinada em laboratório (Tabela 5.3) e em lâminas delgadas (Tabela 5.5) tendem a ser inferiores nos solos mais desenvolvidos. Portanto, em termos estatísticos, os solos mais permeáveis, como os da Estação Holanda, apresentaram menor porosidade. Como atestam as informações macro e microscópicas, isto talvez se explique pelo fato dos solos da Estação Holanda apresentarem poros melhor conectados que na Estação Dom Bosco.

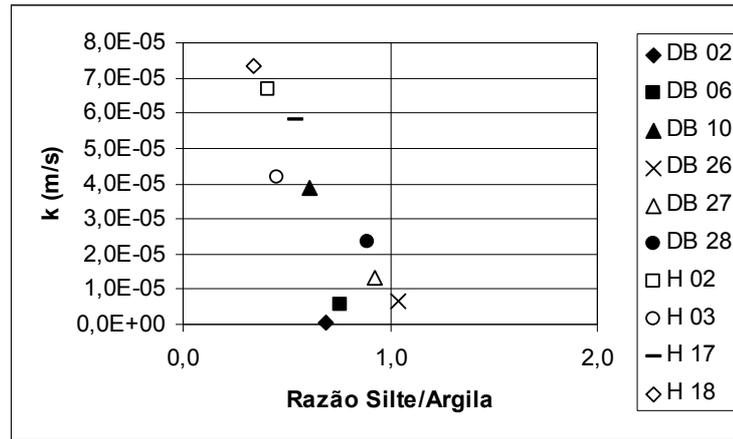


Figura 5.7 – Variação da condutividade hidráulica saturada obtida com infiltrômetro de anéis concêntricos em função da razão silte/argila do solo. A amostra DB02 se encontra compactada, pois foi coletada sob estrada de terra.

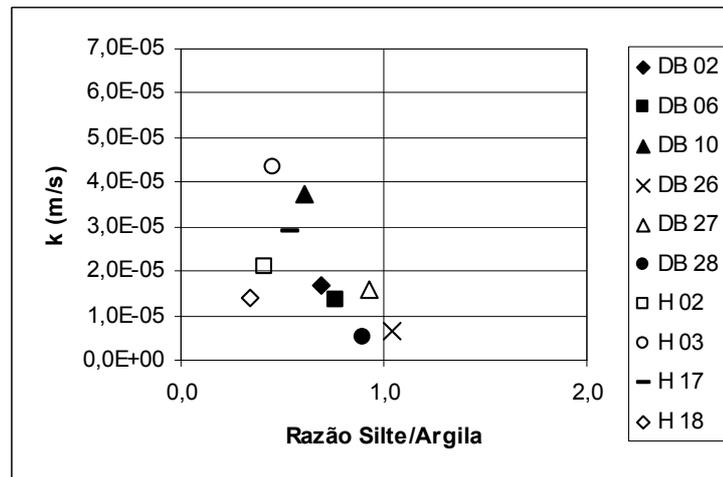


Figura 5.8 – Variação da condutividade hidráulica saturada obtida permeâmetro Guelph em função da razão silte/argila do solo. O maior teor de argila na amostra H18 pode ter reduzido o valor da condutividade devido ao selamento das paredes do furo de sondagem.

A estabilidade dos agregados exibe razoável correlação com a razão silte/argila (Figura 5.9), pois os solos da estação Dom Bosco mostram DMP maior, ou seja, agregados naturais com maiores dimensões médias (Tabela 5.3). O exame microscópico sugere que a graduação destes agregados naturais é maior nos solos desta estação, o que talvez explique a má conexão dos poros e o porquê de sua menor condutividade hidráulica. Em contrapartida, os solos da estação Holanda são menores e mal graduados.

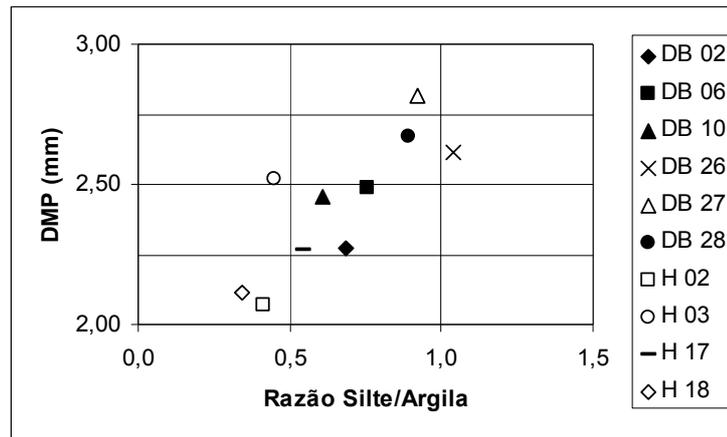


Figura 5.9 – Relação entre a estabilidade dos agregados (DMP) e razão silte/argila. A amostra H03 é um solo (cambissolo) com características pedológicas muito distintas dos demais.

De modo geral, é clara a diferença de comportamento hidrológico entre os solos das áreas com formas em saliência (Estação Holanda) e côncavas (Estação Dom Bosco). Esta diferença já é nítida no horizonte A (0,15 m de profundidade), mas se acentua no horizonte B (0,50 m). A primeira apresenta solos mais evoluídos (latossolos), com razões silte/argila e estabilidade de agregados inferiores e condutividade hidráulica maiores que os solos (argissolos) da segunda estação. Estudos em andamento com traçadores e geofísica têm confirmado este comportamento diferencial. A menor condutividade hidráulica nas concavidades talvez explique porque estas formas de relevo têm sido consideradas mais suscetíveis a processos de erosão e a certos tipos de movimentos de massa (Bacellar 2000).

Embora a condutividade hidráulica varie muito dentro de cada classe de solo, a razão silte/argila parece ser bom indicador da condutividade hidráulica superficial nas fases preliminares de investigação geotécnica de regiões similares a esta.

5.2.6 - Conclusões

A partir dos resultados obtidos, foi possível tecer as seguintes conclusões:

- O uso de duas cargas para o cálculo da condutividade hidráulica com o permeâmetro Guelph resultou em valores negativos, invalidando sua aplicação. Mais estudos são necessários para explicar em termos físicos estes resultados;

- Em solos muito argilosos, como no ponto H18, o valor obtido da condutividade hidráulica com permeâmetro Guelph pode estar subestimado, em razão do selamento da parede do poço. No presente caso, nem o uso de escova de nylon parece ter sido suficiente para eliminar o selo;
- Quando instalado sem uso de percussão, o infiltrômetro de anéis concêntricos apresenta resultados de condutividade coerentes com os de outros métodos;
- Os valores de condutividade determinados com o infiltrômetro de anéis concêntricos, com o permeâmetro de carga constante em laboratório e com o permeâmetro Guelph (com uma carga hidráulica) são similares entre si e coerentes com dados anteriores na região;
- Em estudos que envolvam o cálculo da condutividade dos horizontes superficiais do solo, pode-se recorrer a quaisquer dos ensaios de campo executados nesta pesquisa, que são baratos e de fácil operação, especialmente o infiltrômetro de anéis;
- A forma de relevo em saliência (estação Holanda) mostra solos pedologicamente mais desenvolvidos (latossolos) que aqueles (argissolos) encontrados na concavidade (Estação Dom Bosco);
- Os solos da estação Holanda apresentam em média maior condutividade hidráulica que os solos da estação Dom Bosco pelos três métodos executados. Os valores encontrados são coerentes com dados prévios na região, corroborando a hipótese de que as saliências seriam mais propícias à infiltração, ou seja, mais permeáveis que as formas côncavas;
- Os valores de razão silte/argila, porosidade e estabilidade de agregados são estatisticamente inferiores nos solos da Estação Holanda; No entanto, os poros nestes solos mostram melhor conectividade;
- A condutividade hidráulica, especialmente a determinada em ensaios de campo apresentou-se inversamente proporcional à razão silte/argila. Embora mais estudos sejam necessários, a razão silte/argila pode ser um promissor indicador da condutividade hidráulica superficial nas fases preliminares de investigação geotécnica de regiões com características similares.

- A influência do relevo no comportamento hidrológico superficial é importante e merece ser mais investigado, pois se sabe que alguns riscos geológicos, como a erosão e certos tipos de movimentos de massa, tendem a se concentrar nas concavidades do relevo em diversos tipos de paisagem.

5.3 - ELECTRICAL RESISTIVITY SURVEY OF WATER FLOW IN VADOSE ZONE.

(Artigo submetido à revista Near Surface Geophysics. Autores: Fernando Morais; Luis de Almeida Prado Bacellar, Paulo Roberto Antunes Aranha).

ABSTRACT

Among the indirect methods applied to environmental monitoring, electrical resistivity has played an important role in accessing water flow in the non-saturated zone of the soil and consequently aquifer recharge. This work evaluates the influence of some pedo-geomorphologic properties in the infiltration and percolation of water through the superficial soil horizons by means of multitemporal electrical resistivity sections. The experiments were carried out in two areas of distinct pedo-geomorphologic characteristics developed on the crystalline basement of southeastern Brazil. The first is situated in a *hollow*-shaped slope where *lixisols* predominate; the second, in a *nose*-shaped slope where well-developed soils (*ferralsols*) predominate. The results proved the efficiency of the electrical resistivity method to delimit percolation of tropical soils, even when subtle differences are found in the hydraulic properties of the soil. It was also possible to establish that in the *nose* percolation is faster than in the *hollow*.

Key words: electrical resistivity survey, hydraulic properties, groundwater recharge, tropical soils.

5.3.1 - Introduction

With the growing of environmental issues, the awareness with the quality and availability of water has increased.

Among the indirect methods applied to environmental monitoring, electrical resistivity has played an important role in accessing the advance of contamination plumes in sanitary landfills, petrochemical complexes and cemeteries, among others (Lima *et al.* 1995; Depountis *et al.* 2005). This method has also been applied to access water flow in the non-saturated zone of the soil (Daily *et al.* 1992; Park 1998; Hagrey & Michaelson 1999; Mukhtar *et al.* 2000; Neves 2002; Acworth *et al.* 2005), once resistivity decreases as moisture or the content of dissolved solids in the interstitial water increases (Nascimento *et al.* 1999).

According to Orellana (1972), electrical resistivity is the resistance of a body to let electric current pass through it. This property is based on Ohm's law, which states that if the injected current (I), the voltage (ΔV) and the position of current injection and potential points (current and voltage electrodes respectively) are known, resistivity is calculated with the equation:

$$\rho = (\Delta V/I).K \quad (\text{Eq. 5.6})$$

where

$$K=2\pi.Gx \quad (\text{Eq. 5.7})$$

and

$$G = 1/[(1/n)-(2/n+1)+(1/n+2)] \quad (\text{Eq. 5.8})$$

where K is a geometric factor dependent on the spatial arrangement of current (AB) and voltage (MN) electrodes; x is the spacing adopted for AB and MN dipoles; and "n" is the depth surveyed.

It is assumed in Equation 5.6 that the electric charges are applied to homogeneous and isotropic terrains; in other words, whatever the electrode array, the electrodes are considered to be located in points of equal resistivity. However, this is not observed in nature; in fact, the values obtained represent an apparent resistivity (ρ_a) (Orellana 1972).

The main objective of this work is to evaluate the interference of some tropical soil properties in water percolation through superficial soil horizons by means of the electrical resistivity method. Morais & Bacellar's (2006) hypothesis is also tested, which states that percolation and, consequently, aquifer recharge in convex features is faster than in concave forms of the landscape.

5.3.2 - Physiographic Setting

The experiments took place in soils developed on the crystalline basement of the Quadrilátero Ferrífero (Bação Complex), between Ouro Preto and Belo Horizonte cities, central-southern Minas Gerais State (Fig. 5.10). Two areas were selected, one close to the Dom Bosco High School (Dom Bosco station) and another in the vicinity of the Holanda creek (Holanda station). The amount of information on pedogenesis, geomorphologic evolution, geotechnical characteristics and soil conservation is large for these areas (Parzanese 1991; Bacellar 2000; Silva 2000, Santos 2001; Sobreira 2000; Futai 2002; Morais 2003). The climate, according to Koppen's classification, is of the Cwa-type, with marked annual rainfall contrast. Average annual rainfall is 1,348 mm, concentrated between October and March; average annual temperatures of 19°C (Santos 2001), and average monthly evapotranspiration of 74 mm (Parzanese 1991).

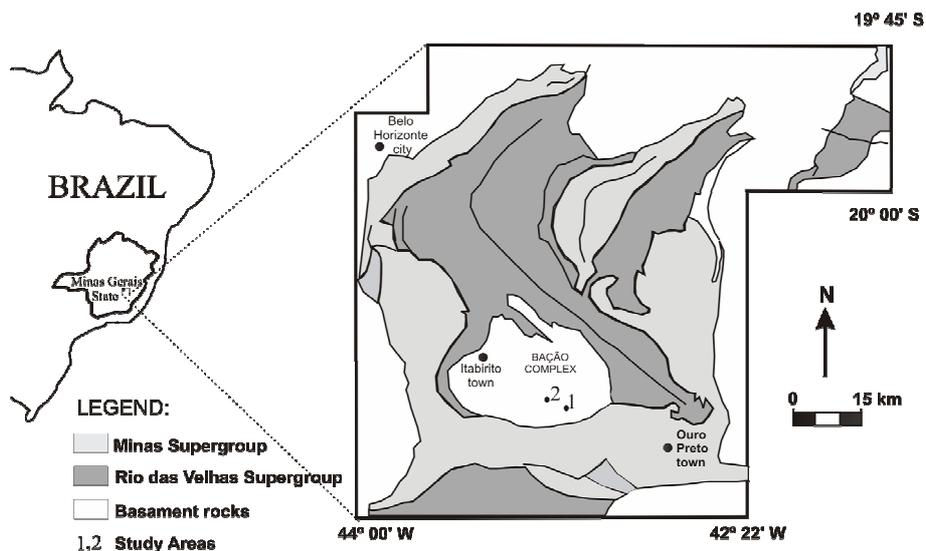


Figure 5.10 - Location of the study areas in the Bação Complex, Minas Gerais State, (1) Dom Bosco station; (2) Holanda station.

Finely-banded gneisses of predominantly granodioritic composition occur in both areas (Dorr 1969). The weathering mantle is usually very thick, reaching up to 50 m. The relief is smooth, with hills and mounts up to 70-m high (Bacellar 2000). According to Hack & Goodlet's (1960) models, the Dom Bosco station area is constituted by a concave-shaped slope in plan and section views (*hollow*), whereas the Holanda station area is convex-shaped in plan and section views (*nose*).

The primary vegetation is dominated by savanna (*campos cerrados*), substituted at present by very and moderately degraded pastures, respectively at the Holanda and Dom Bosco stations (Farias 1992).

Soil horizon B predominantly contains quartz, kaolinite and gibbsite (Parzanese 1991; Morais & Bacellar 2006) and secondarily goethite, illite, mica, silica and amorphous Al oxides and free Fe (Futai 2002). Horizon A is more enriched in organic matter.

In the less steep sectors of the landscape, well-developed soils (*ferralsols*) occur, whereas in the geodynamically younger sectors *lixisols* and *cambisols* predominate (Parzanese 1991; Bacellar 2000). For these reasons, *ferralsols* are more common in the Holanda station *nose*, whereas *lixisols* occur in the Dom Bosco station *hollow*, with a *ca.* 60-cm deep, less permeable, clayey B horizon (*textural B*) (Morais & Bacellar 2006).

At the Holanda station, Bacellar (2000) identified *cambisols* by means of drill holes and GeoRadar. These soils develop on a less weathering-resistant, more quartz-rich variety of gneiss. They are characterized by a stony, weakly-developed horizon B (*cambic B*) of high hydraulic conductivity, overlying a very fractured, but weakly-altered rock (Morais & Bacellar 2006).

Excepting the *cambisols*, the texture of the Holanda station soils are characteristically very fine, with clay contents > 37%. At the Dom Bosco station, clay contents are less, excepting the points situated in the *hollow* external limit (Morais & Bacellar 2006), which show transition characteristics to *ferralsols* that occur in the *noses*.

Grain-size determinations carried out without the use of deflocculants yielded clay-free, sandy texture for these soils, due to the strong aggregation caused by Fe and Al oxy-hydroxides (Parzanese 1991; Bacellar 2000; Silva 2000; Futai 2002).

At the Holanda station, Morais & Bacellar (2006) obtained average hydraulic conductivity values of 2.20×10^{-5} m/s and 2.09×10^{-5} m/s for 0.15-m (horizon A) and 0.50-m

(horizon B) depths respectively. At the Dom Bosco station, the average values were 1.44×10^{-5} m/s and 6.70×10^{-6} m/s for 0.15-m (horizon A) and 0.50-m (horizon B) depths respectively, suggesting a slower percolation in the *lixisols* of the *hollows* than in the *ferralsols* of the *noses*. The Holanda station *cambisol* presents higher hydraulic conductivity values due to its coarser-grained texture (Morais & Bacellar 2006).

5.3.3 - Methods

Based on Morais & Bacellar's (2006) works, four points were chosen, DB10 and DB27 at the Dom Bosco station and H03 and H18 at the Holanda station. Point H18 is a typical *ferralsol*, whereas point H03 is a *cambisol*. Point DB27 is a typical *lixisol* of the Dom Bosco station *hollow*, whereas point DB10 has a transition behavior to *ferralsol*, because it is situated in the external limit of the *hollow*. The superficial soil horizons at these points yielded contrasting hydraulic conductivity values, in the following order: H03>H18>DB10>DB27 (Morais & Bacellar 2006).

In order to monitor infiltration and percolation, water saturated in NaCl was injected in each point using a 15-cm diameter cylinder under 30-cm hydraulic load (flooded condition). A total of 40 liters of saturated NaCl solution were injected for a period of 24 hours, except at point DB27, where the soils are less permeable and only 20 liters could be injected during the same period.

Electrical resistivity surveys were carried out at these points using the continuous current meter TDC 1000-12R2A (Tectrol) with non-polarizable voltage electrodes. In each point, a 13-m line was delimited, with 1-m spacing between electrodes arranged according to dipole-dipole array, totaling 5 investigation levels (Fig. 5.11). The saline solution injection point was located in the center of the line.

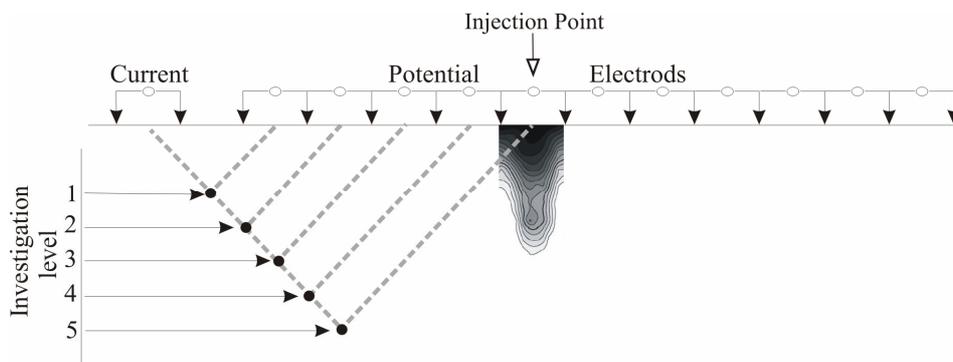


Figure 5.11 - Configuration of the dipole-dipole array and saline solution injection points.

Before the injection of the saline solution, a preliminary survey was carried out at each point, in order to obtain electric resistivity values for natural conditions (*background*) to be compared with the following surveys. After the injection of the solution, sections were obtained at certain time intervals, the first one hour after the beginning of the injection and the others 1, 2, 9, 12 and 27 days later.

The apparent resistivity values obtained in the field were treated by means of the software *RES2DINV*, which transforms in quantitative data the qualitative positioning supplied by the pseudo-depth sections. Such transformation corresponds to mathematical inversions resultant from the application of the minimum-square smoothing method (Loke & Barker 1996). According to Samouëlian *et al.* (2003), inversion takes place in three stages: firstly, the field data constitute a pseudo-section; secondly, the data are calculated, and thirdly, adjustments are made between the measures and calculated data in order to reduce the differences between them, yielding a result closer to real (Fig. 5.12). The calculation of these differences is by root mean square error (RMS error, Eq. 5.9).

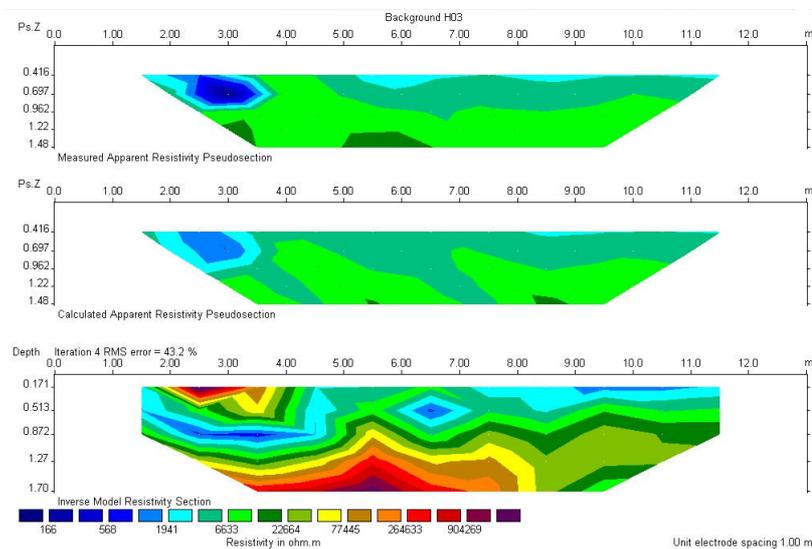


Figure 5.12 - Sections elaborated during the mathematical inversion process. (a) field section; (b) calculated section; (c) inverted section

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\rho_c - \rho_m)^2} \quad (\text{Eq.5.9})$$

where

ρ_c is the calculated apparent resistivity;

ρ_m is the measured resistivity;

n is the number of points surveyed.

Loke & Barker (1996) showed that from five iterations the error percentage tends to stabilize; therefore, the data were inverted with seven 7 iterations.

5.3.4 - Results and Discussion

Figures 5.13 and 5.14 represent the sections with the resistivity inversion models for the points of the Dom Bosco and Holanda stations, respectively.

The resistivity values, measured before injection of the saline solution, define the *background* in the 21-9,931; 482-1,628; 122-16,100 and 3,796-11,181 $\Omega.m$. intervals for points DB10, DB27, H3 and H18, respectively (Figs. 5.13 e 5.14). Thus, lower values in the following surveys would represent anomalies associated with the presence of saline solution.

Point DB27 (Fig. 5.13) exhibits lower resistivity values, due to its position inside the *hollow*, which is a more humid area subject to a natural convergence of superficial and sub-superficial flows (Coelho Netto 1998). The low resistivity values (350-658 $\Omega.m$) at the fifth survey level correspond to a less deep water table at this point. Values higher than 1,528 $\Omega.m$ between the second and the forth levels can be attributed to the less porous, less permeable soil horizon (textural B horizon), starting at a 0.6-m depth (Morais & Bacellar 2006).

The highest resistivity values (5,738-21,000 $\Omega.m$) found from the third survey level at point H03 are explained by the considerable abundance of rock fragments in the *cambic horizon* or by underlying altered rock crosscut by fractures. These electric resistivity values agree with those typical of gneisses, which vary from 6.8×10^4 to 3.0×10^6 $\Omega.m$, according to moisture (Telford *et al.* 1990). Bacellar (2000), on the other hand, related resistivity values less than 6,000 $\Omega.m$ to the saprolites of the area, while higher values were associated with fresh rock.

The values obtained for the injected saline solution are those found between the electrodes 6 and 7 m of the sections, with apparent resistivity values of <1,500; <1,003; <2,416 and <3,266 $\Omega.m$ for points DB10, DB27, H03 and H18 respectively (Figs. 5.13 and 5.14). The

saline solution plume is easily distinguishable from the second day on, at points DB10, H03 and H18, and on the 9th day at point DB27.

From the low resistivity values corresponding to the percolation of the saline solution, it is possible to observe that the vertical flow was faster at the Holanda station soils than in those of the Dom Bosco station (Figs. 5.13 and 5.14). These variations corroborate and reinforce Morais & Bacellar's (2006) hypothesis, which states that in the *hollows* (Dom Bosco station) percolation is slower than in the *noses* (Holanda station), due to lower hydraulic conductivity values of the superficial horizons.

The speed of the vertical flow at point H03 was higher (Fig. 5.13), which is explained by the high hydraulic conductivity values in the *cambic horizon*. At point H18 the speed of the vertical flow was lower, despite a significant oblique flow (between electrodes 4 and 6, after the 2nd day of the experiment – Fig. 5.13). At point DB10 the speed of the vertical flow was even lower. Although not as evident as at point H18, a reduction of the resistivity oblique to the injection point (between electrodes 3 and 6 and 7 and 10, after the 2nd day of the experiment – Fig. 5.14) was also observed. In the trenches dug after the experiments, it was verified that this oblique flow could have followed cavities made by ants and termites. It is worth mentioning that the soils of points DB10 and H18 have high clay contents (Morais & Bacellar 2006), thus keeping these cavities open by cohesion.

Comparisons with point DB27 are more difficult, because at this point half of the volume of saline solution was introduced, due to the lower hydraulic conductivity of the soils. It is verified, however, that the rate between the width of the lateral flow and the depth of the vertical flow is lower at this point than in other points, which agrees with the more impermeable *B textural horizon* at *ca.* 60 cm. Therefore for this point located inside the *hollow*, the possibility of generation of shallow sub-superficial flows is higher.

As in other studies (Hagrey & Michaelsen 1999; Neves 2002), in this work the electrical resistivity method proved efficient for studies of the water flow in vadose zones. It is worth stressing out that, due to the small number of electrodes available, the electrodes were removed after each experiment and replaced at the same site for the next survey. This procedure did not interfere with the results obtained.

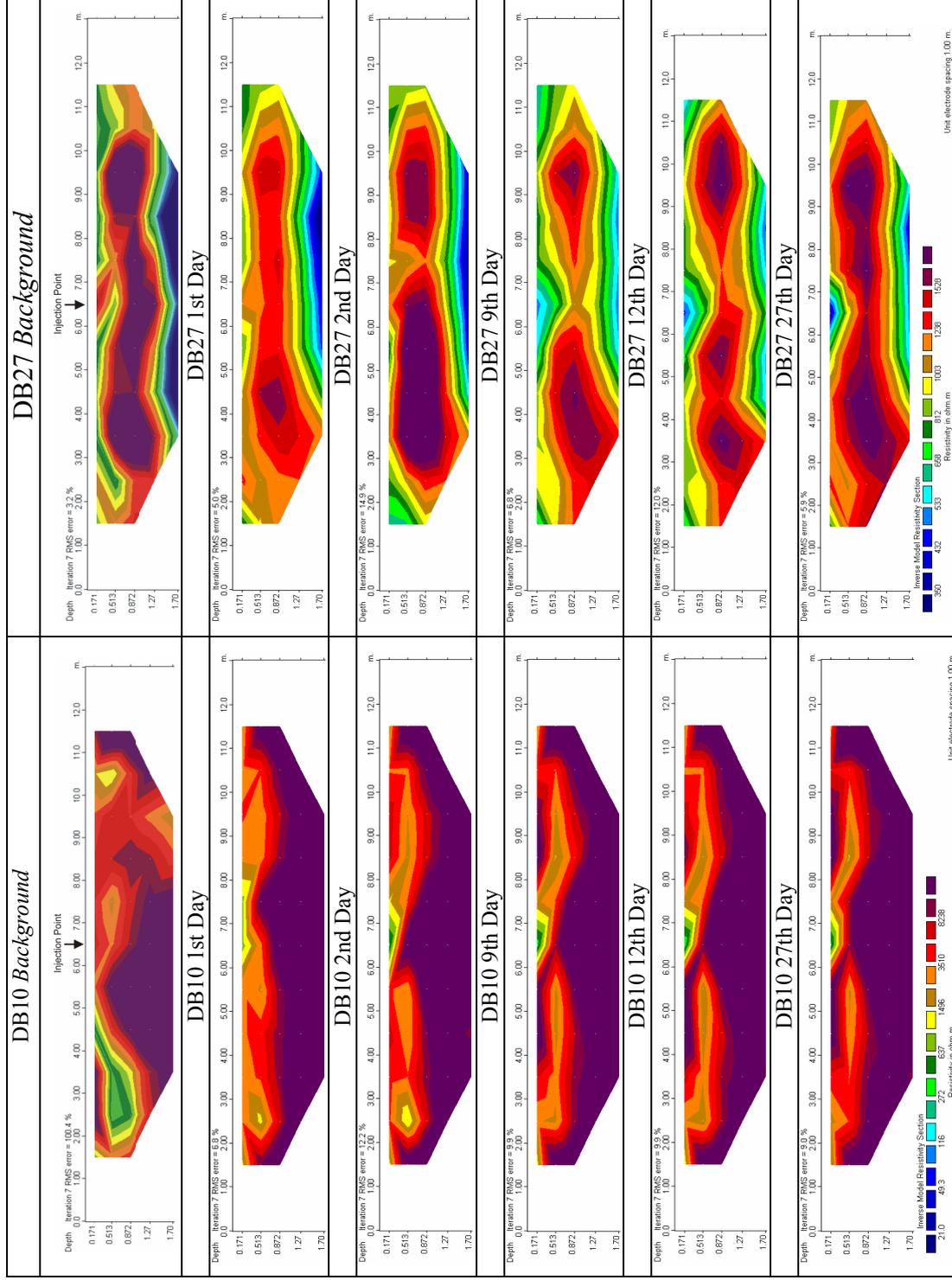


Figure 5.13 - Multitemporal inversion-model resistivity sections at Dom Bosco station.

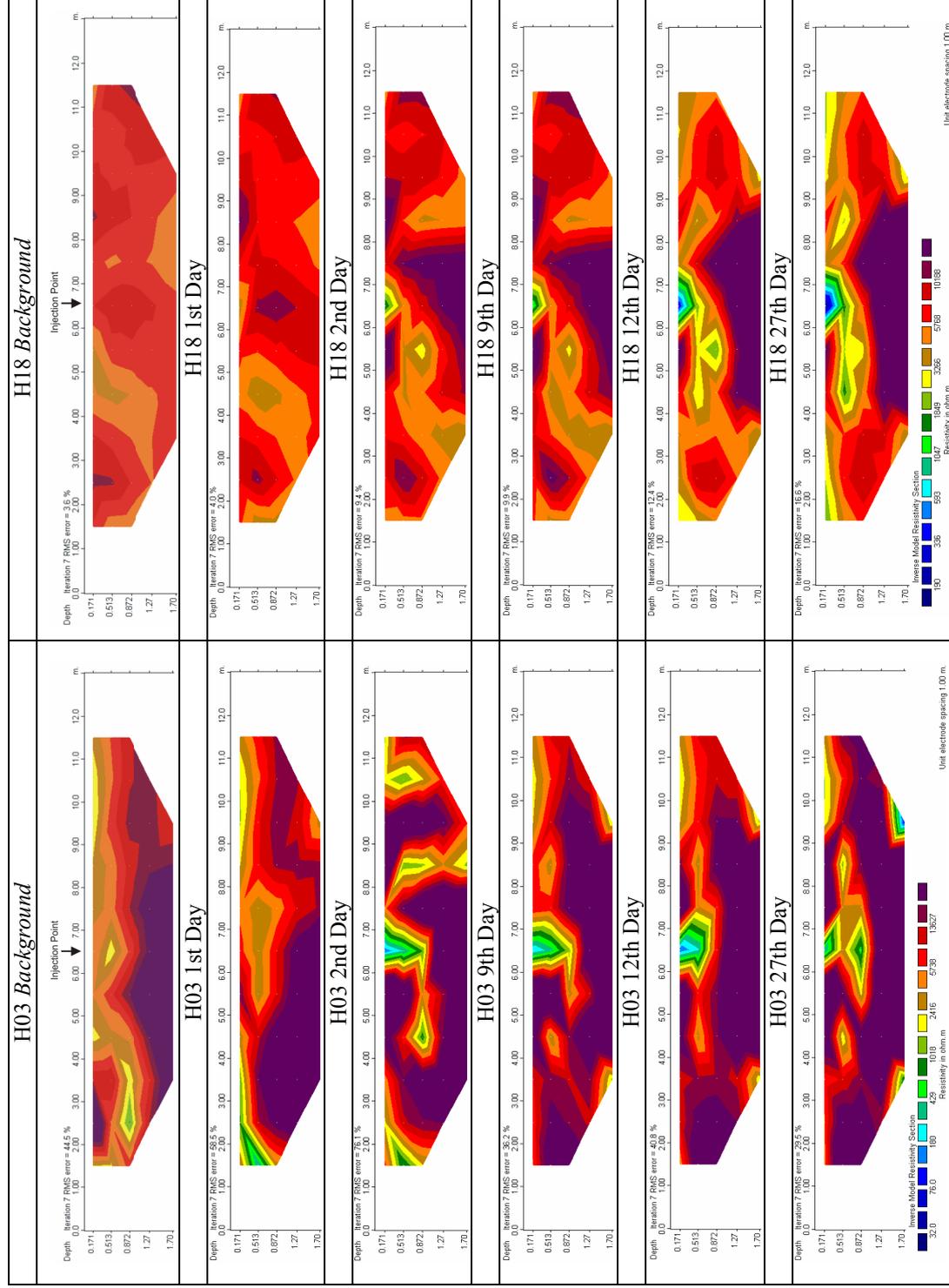


Figure 5.14 - Multitemporal inversion-model resistivity sections at Holanda station.

5.3.5 - Conclusions

With the objective of evaluating infiltration and percolation in superficial soil horizons, multitemporal electric resistivity sections were obtained for each point of both study areas.

The electrical resistivity method proved efficient to evaluate flows in the non-saturated zone of tropical soils of the study areas and the results obtained agree with the hydraulic conductivity values of their horizons.

The presence of macropores of biologic origin significantly influences percolation. Previous results that showed that percolation is faster in more developed soils of the *nose* than in those of the *hollow* were also confirmed, which would make these areas more favorable for aquifer recharge.

5.4 - USO DE TRAÇADORES NA AVALIAÇÃO DA INFILTRAÇÃO EM SOLOS DE ÁREAS GNÁISSICAS DO COMPLEXO BAÇÃO, MG.

(Artigo submetido a Revista Brasileira de Ciências do Solo. Autores: Fernando Morais; Luis de Almeida Prado Bacellar).

Resumo

O presente trabalho objetivou avaliar a infiltração em solos de áreas gnáissicas da região do Complexo Metamórfico Bação (MG). Procurou-se, também, correlacionar os padrões de infiltração com propriedades físicas e hídricas dos solos levantadas em estudos anteriores. Para tal, foram realizados ensaios de infiltração com o traçador Brilliant Blue FCF e com cloreto de sódio. Os padrões de fluxo observados variam de homogêneo pela matriz (fluxo em pistão) a fluxo por macroporos com média interação. Estes resultados indicam uma permeabilidade significativa pela matriz, mas com forte condicionamento por macroporos verticais, sobretudo por raízes de gramíneas no horizonte A. Biocavidades (de formigas e cupins) são também importantes, especialmente no horizonte B. Confirmou-se que a infiltração é mais significativa nas convexidades de relevo que nas concavidades. Os métodos utilizados se mostraram promissores para avaliação da velocidade e forma de fluxos pela zona não saturada destes solos tropicais.

Termos de indexação: infiltração; macroporos; traçador; zona não saturada; padrões de fluxo em solo.

Summary

This paper aims to evaluate the infiltration of soils from a region with gneissic rocks in the Bação Metamorphic Complex (MG). We intend either to correlate the infiltration pattern with hydraulic and physical soil properties, previously presented in other papers. Infiltration essays were carried out with the dye Brilliant Blue FCF and with chloride. The flow patterns ranged from homogeneous through the soil matrix (piston flow) to macropore flow with medium interaction. The data show a large matrix permeability, strongly conditioned by vertical macropores, especially by grass roots in the A horizon. Biocavities (by ants and termites) are equally important, especially in the B horizon. Previous studies were confirmed, showing that the infiltration is higher on noses than on hollows. The used methods can be considered reliable to evaluate the velocity and flow pattern in the unsaturated zone of these tropical soils.

Index terms infiltration; macropores; tracers; unsaturated flow; soil flow pattern.

5.4.1- Introdução

A infiltração e a percolação de água pelos horizontes superficiais do solo dependem de diversos fatores intrínsecos e extrínsecos (Selby 1993, Sadeghi *et al.* 2000, Petersen *et al.* 2001, Weiler 2001). Entre os intrínsecos, destacam-se a textura, a estrutura e a configuração espacial dos horizontes do solo. Como fatores extrínsecos, destacam-se as condições de umidade inicial e o gradiente hidráulico da frente de saturação. Todos estes fatores são influenciados direta ou indiretamente pelas condições climáticas, pela forma de relevo e pelas formas de uso e ocupação.

O fluxo da água durante os processos de infiltração e percolação pelos horizontes superficiais do solo pode se dar por diversas formas e velocidades (Beven & Germann 1982, Aeby 1998, Weiler 2001). Pode ser homogêneo, pela matriz do solo, ou então por caminhos preferenciais, aproveitando-se de macroporos, com variados níveis de interação com a matriz do solo (Figura 5.15). O fluxo por macroporos é importante, pois pode acelerar alguns processos do ciclo hidrológico, como a recarga e a geração de fluxos subsuperficiais, como também o transporte de contaminantes. Contudo, o estudo dos fluxos que envolvem macroporos é muito mais complexo, tanto pela dificuldade de levantamento da distribuição espacial destas discontinuidades, como também pela dificuldade de sua modelagem (Beven & Germann 1982).

Entre os métodos comumente utilizados para avaliar processos hidrológicos se destacam os traçadores (Flury 1996), freqüentemente empregados para avaliar as taxas e formas de infiltração e percolação, e que são invariavelmente incorporados às águas infiltrantes. Os traçadores devem ser pouco

adsorvidos pelo solo, apresentar baixa concentração natural (*background*), pequena toxicidade e baixo custo de aquisição, aplicação e análise (Raposo 1997, Flury & Wai 2003). Sais, corantes e isótopos são alguns dos muitos traçadores comumente utilizados para este fim e a decisão de qual utilizar dependerá dos objetivos da investigação.

Os traçadores colorimétricos (corantes) têm ganhado destaque desde a segunda metade do Século XX (Flury & Wai 2003) no estudo de fluxos nos horizontes mais superficiais (zona vadosa) dos solos. São comumente aplicados na zona vadosa de duas maneiras, dissolvido em solução aquosa ou depositado em forma de pó nos horizontes do solo e posteriormente dissolvido pelas águas de infiltração (Flury & Wai 2003). Em meio a uma grande variedade, o Brilliant Blue FCF (C. I. 42090) tornou-se um dos mais utilizados (Flury & Wai 2003), devido a sua baixa sensibilidade às variações de pH, baixa toxicidade, baixa adsorção pelo solo e fácil detecção (Flury & Flühler 1994, Forrer 1997, Aeby 1998, Kasteel *et al.* 2002, Reichenberger *et al.* 2002). No Brasil, destaca-se o trabalho realizado na região do cerrado mato-grossense (Reichenberger *et al.* 2002), no qual se utilizou tal traçador para avaliar a lixiviação de herbicidas em solos tropicais, normalmente caracterizados por forte agregação e boa drenagem por fluxo preferencial.

Os padrões de distribuição de um traçador colorimétrico em um perfil ajudam a revelar os processos e tipos de fluxo (Figura 5.15) e eventuais influências de características estruturais do solo, como estratificação e macroporos.

Entre os traçadores químicos, destaca-se o cloreto de sódio, que também tem se mostrado eficaz na determinação da velocidade e padrão de fluxo da água, tanto na zona não-saturada, quanto na saturada, já que o Cl^- é considerado um elemento conservativo. De acordo com Allison *et al.* (1994), o padrão da concentração de cloreto em profundidade pode demonstrar de forma simples o tipo de fluxo no perfil de solo (fluxo pela matriz ou por macroporos como também a extração de água pelas raízes, etc.).

O presente estudo objetivou avaliar as taxas e os padrões de fluxo nos solos tropicais da região de rochas gnáissicas do Complexo Bação. Procurou-se também correlacionar tais informações com as algumas propriedades físicas e hídricas dos solos, tais como, textura, estabilidade dos agregados e condutividade hidráulica. Para tanto, foram selecionadas na região duas áreas com características pedogeomorfológicas contrastantes, uma em encosta com forma convexa e com solos mais desenvolvidos (estação Holanda) e outra em encosta côncava, com solos menos desenvolvidos (estação Dom Bosco). Este estudo vem complementar uma série de pesquisas que vem sendo desenvolvidas na região com o objetivo de caracterizar o regime hidrológico, os riscos geológicos e os impactos ambientais (Sobreira 2000, Bacellar 2000, Futai 2002, Santos 2001, Morais 2003, Costa 2005, Morais & Bacellar 2006).

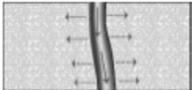
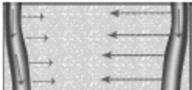
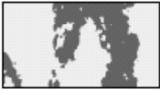
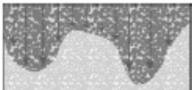
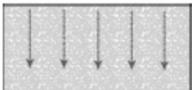
Tipo de fluxo	Processos de fluxo	Feições do solo	Padrão característico da área tingida
Fluxo por macroporos com baixa interação		Macroporos em uma matriz saturada ou com baixa permeabilidade	
Fluxo por macroporos com interação mista (alta e baixa)		Macroporos em uma matriz heterogênea ou macroporos com fluxo por macroporos variável	
Fluxo por macroporos com alta interação		Macroporos em uma matriz permeável	
Fluxo pela matriz heterogênea e formação de dígitos		Solo espacialmente heterogêneo, repelência de água ou instabilidade de fluxo em solos de textura grossa ou com variações texturais	
Fluxo pela matriz homogênea		Solo permeável	

Figura 5.15 – Tipos e processos de fluxo envolvidos na infiltração e percolação na zona não-saturada do solo (Weiler 2001).

5.4.2 - Características das Áreas Estudadas

Os experimentos foram conduzidos em solos da região sudeste do complexo de rochas do embasamento cristalino (Complexo Bação), no interior do Quadrilátero Ferrífero (Figura 5.16), e área do município de Ouro Preto. A região apresenta clima do tipo Cwa, de Köppen, com marcante contraste pluviométrico anual, com chuvas se concentrando nos meses de outubro a março, com médias anuais de precipitação, temperatura e evapotranspiração de 1.348 mm, 19°C e 890 mm, respectivamente (Parzanese 1991, Santos 2001).

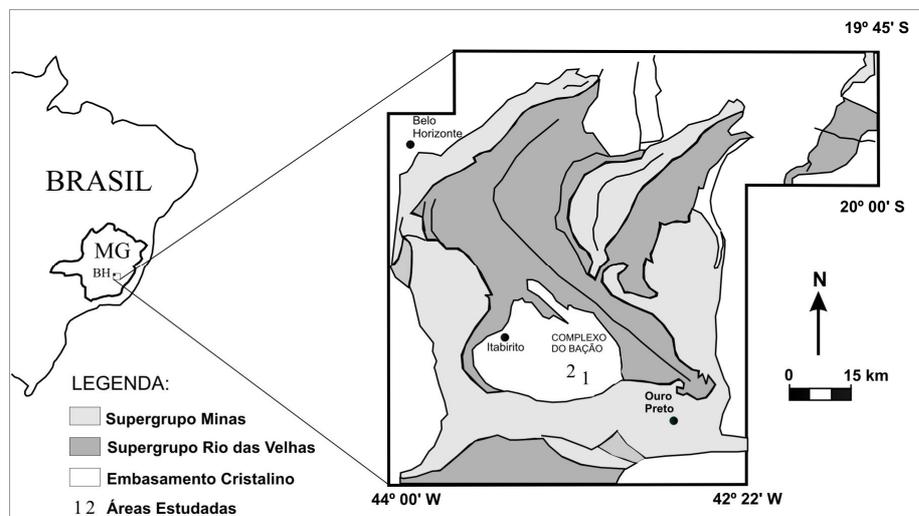


Figura 5.16 - Localização das áreas estudadas no Complexo Bação, Minas Gerais, Brasil.

A geologia é caracterizada por rochas gnáissicas finamente bandadas, de composição predominantemente granodiorítica (Door 1969), com manto de intemperismo normalmente muito espesso, alcançando localmente até 50 metros de espessura. Apresenta relevo suave, com colinas e morrotes com pequenos desnivelamentos de terreno, inferiores a 70 m. (Bacellar 2000). De acordo com os modelos de encostas propostos por Hack & Goodlet (1960) e Ruhe (1975), a área da estação Dom Bosco constitui uma encosta de forma côncava em planta e em perfil (concauidade ou *hollow*), enquanto a da estação Holanda como de forma convexa em planta e em perfil (saliência ou *nose*).

A região apresenta vegetação primária dominada por campos cerrados, atualmente em grande parte substituída por pastagens muito degradadas, como na estação Holanda, e medianamente degradadas, como na Estação Dom Bosco (Farias 1992).

Nos setores de relevo mais suave da região, como na saliência da estação Holanda, predominam solos bem desenvolvidos (latossolos vermelho-amarelos), enquanto que nos trechos mais íngremes ou geodinamicamente mais jovens, como na concauidade da estação Dom Bosco, predominam argissolos e cambissolos (Parzanese 1991, Bacellar 2000).

Morais & Bacellar (2006) observaram que o horizonte A dos solos das áreas estudadas exibe espessuras decimétricas e textura argilo-arenosa e, mais raramente, areno-argilosa. O horizonte B, por sua vez, apresenta espessuras normalmente entre 1 e 10 m e é composto basicamente por quartzo, caulinita e gibbsita (Parzanese 1991, Moraes & Bacellar 2006), secundados por goethita, illita, mica, sílica e óxido de alumínio amorfo e Fe livre (Futai 2002). Na estação Holanda, este horizonte apresenta textura muito fina, com teor de argila > 37%, enquanto que na estação Dom Bosco, o teor é menor, com exceção dos pontos

situados no limite externo da concavidade.

Morais & Bacellar (2006) encontraram valores médios de condutividade hidráulica de $2,20 \times 10^{-5}$ m/s e $2,09 \times 10^{-5}$ m/s para os horizontes A e B, respectivamente. Para a estação Dom Bosco os valores foram de $1,44 \times 10^{-5}$ m/s e $6,70 \times 10^{-6}$ m/s para 0,15 m e 0,50 m de profundidade, sugerindo uma recarga mais lenta nas concavidades que nas partes convexas do relevo. Nesta perspectiva, Morais & Bacellar (2007) injetaram solução concentrada de NaCl em dois pontos em cada estação e monitoraram a infiltração/percolação ao longo de 27 dias, por meio de ensaios de eletrorresistividade. Os resultados confirmaram uma percolação mais lenta na concavidade (estação Dom Bosco) que na saliência (estação Holanda). Para estes autores, tais discrepâncias podem ser explicadas pelo fato da estação Dom Bosco apresentar solos pedologicamente menos desenvolvidos, com horizonte B textural (podzólicos), mais impermeável.

5.4.3 - Material e Métodos

Para a efetivação deste estudo, foram selecionadas duas áreas, com características pedogeomórfológicas e de conservação distintas (estações Dom Bosco e Holanda).

Com base nos trabalhos de Morais & Bacellar (2006), para execução dos ensaios com traçador colorimétrico, em cada estação foram escolhidos dois pontos com valores de condutividade hidráulica contrastantes: DB10 e DB27, na Estação Dom Bosco e H03 e H18, na Estação Holanda. Em cada ponto demarcou-se uma área de 1 m^2 , que foi previamente irrigada com 75 litros de água, a fim de se homogeneizá-la com relação às condições de umidade antecedente. No dia seguinte, utilizando-se de um regador manual, foram aplicados 75 litros de solução a 4 g/l de Brilliant Blue FCF, concentração recomendada por Flury *et al.* (1994) e utilizada em outros estudos (Flury & Flühler 1994, Petersen *et al.* 2001, Öhrstrom *et al.* 2004). Para garantir boas condições de infiltração do traçador, a quantidade aplicada de água e de solução (150 mm) corresponde aproximadamente à precipitação média de outubro na região (Parzanese 1991), mês em que foram efetuados os ensaios.

Posteriormente, a área irrigada foi coberta por lona plástica amarela com o objetivo de reduzir-se ao máximo a evaporação. Dois dias após, construiu-se uma trincheira adjacente à área irrigada, a partir da qual foram escavados consecutivamente seis perfis paralelos e equidistantes abrangendo toda área irrigada (Figura 5.17), que foram fotografados com máquina digital. Para facilitar a correção, em laboratório, das distorções provocadas por diferenças no ângulo de visada e por variações de luminosidade nas fotos, utilizou-se uma moldura de madeira de 1 m^2 com arestas graduadas de 20 em 20 cm (Forrer 1997, Flury & Flühler 1994, Weiler 2001). Com uso do programa Corel Draw 12, as fotografias foram corrigidas,

digitalizadas e binarizadas, sendo atribuídos valores de 0 para locais não tingidos pelo traçador e de 1 para os locais com a presença do mesmo. A partir da quantificação das porções tingidas em relação à área total de cada perfil foram também elaborados perfis de distribuição areal do traçador que, de acordo com Gjettermann *et al.* (1997), permitem avaliar a variabilidade da percolação entre as áreas ensaiadas e os padrões de fluxo.

Nas trincheiras também foram descritas as características pedológicas, como cor, estrutura e textura, conforme a tabela de cores de Munsell (1975) e Lemos & Santos (1996).

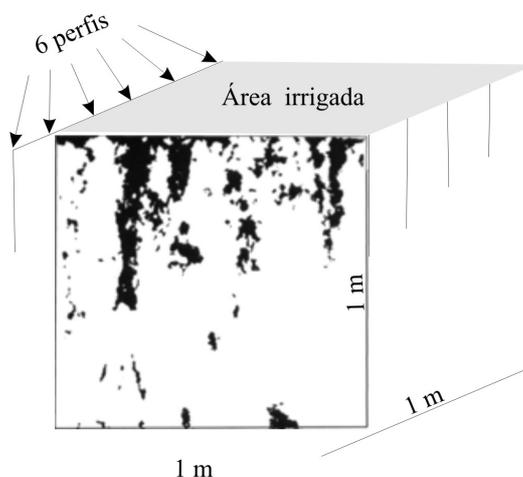


Figura 5.17 – Esquema ilustrativo mostrando a área irrigada com os perfis analisados (Hagedorn & Bundt 2002).

Nos pontos DB27 e H18, também foram conduzidos experimentos com a utilização de NaCl como traçador químico. Em cada ponto, foi escavada uma pequena área de $0,5 \text{ m}^2$ por $0,2 \text{ m}$ de profundidade, a 1 m de distância do local submetido aos ensaios com traçador colorimétrico. Nesta área, foram espalhados 3 kg de NaCl. A área foi imediatamente recoberta com o mesmo solo escavado e deixada em repouso por toda a estação chuvosa (entre 06/12/2005 a 06/05/06). Após esse período, foram feitas sondagens a trado manual (de $2,5$ polegadas de diâmetro) para coletar amostras com intervalos de $0,25 \text{ m}$ até 3 m de profundidade. Estas amostras foram acondicionadas em sacos plásticos hermeticamente lacrados e levadas ao Laboratório de Geoquímica Ambiental (Lgqa), da UFOP, onde foram secadas a 40°C . Logo após a secagem, dois gramas de solo de cada amostra foram colocados em frasco plástico. Neste recipiente, foram adicionados 20 mL de água ultra pura (Ultra –Pure Water System, MILLIPORE); depois, foram agitadas durante 2 horas a 60 ciclos por minuto e, em seguida, centrifugadas a 1000 RPM durante 50 minutos. Com 10 mL da solução sobrenadante foram determinadas as concentrações de Cl^- pelo método titulométrico.

De posse de todos os dados, efetuou-se uma análise integrada, almejando-se melhor compreender

possíveis relações da velocidade e padrão de fluxo com as características texturais e estruturais.

5.4.4 – Resultados

As figuras 5.18 a 5.21 mostram os 6 perfis obtidos para cada ponto dois dias após a aplicação de Brilliant Blue FCF.

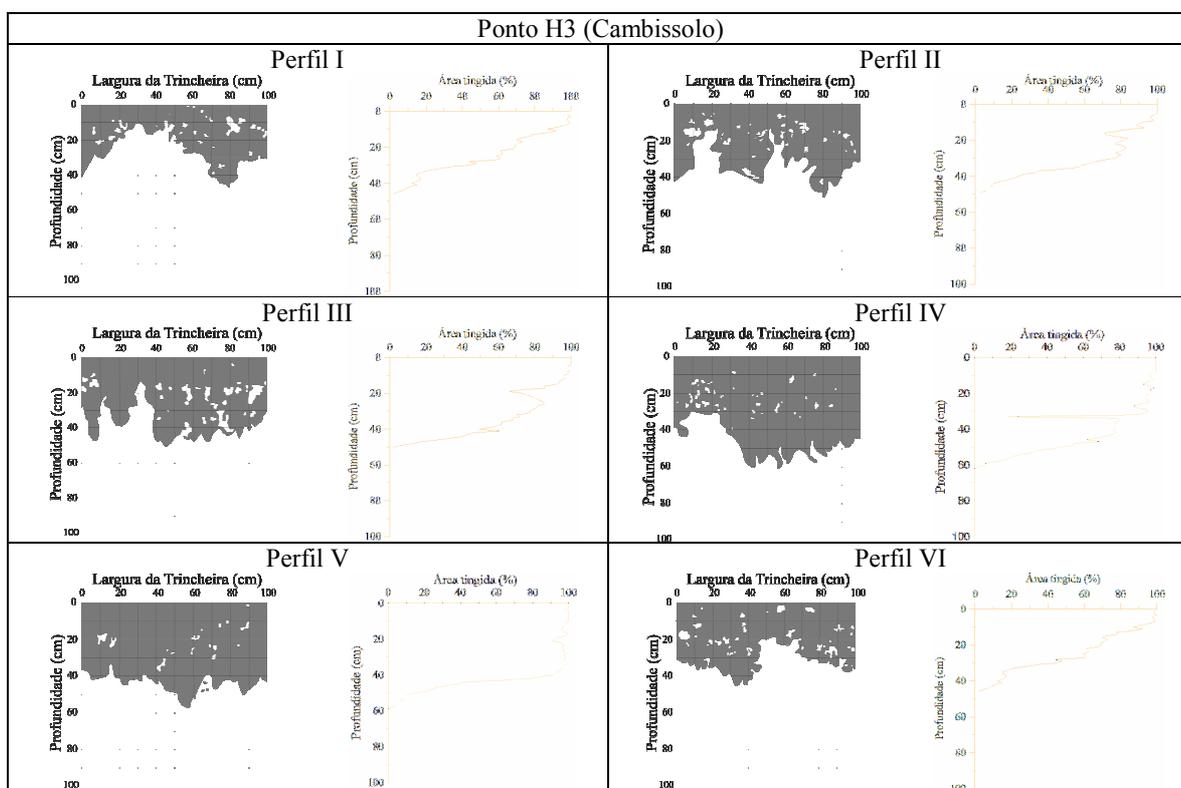


Figura 5.18 – Variação da área tingida por traçador pela profundidade, no ponto H3 da estação Holanda.

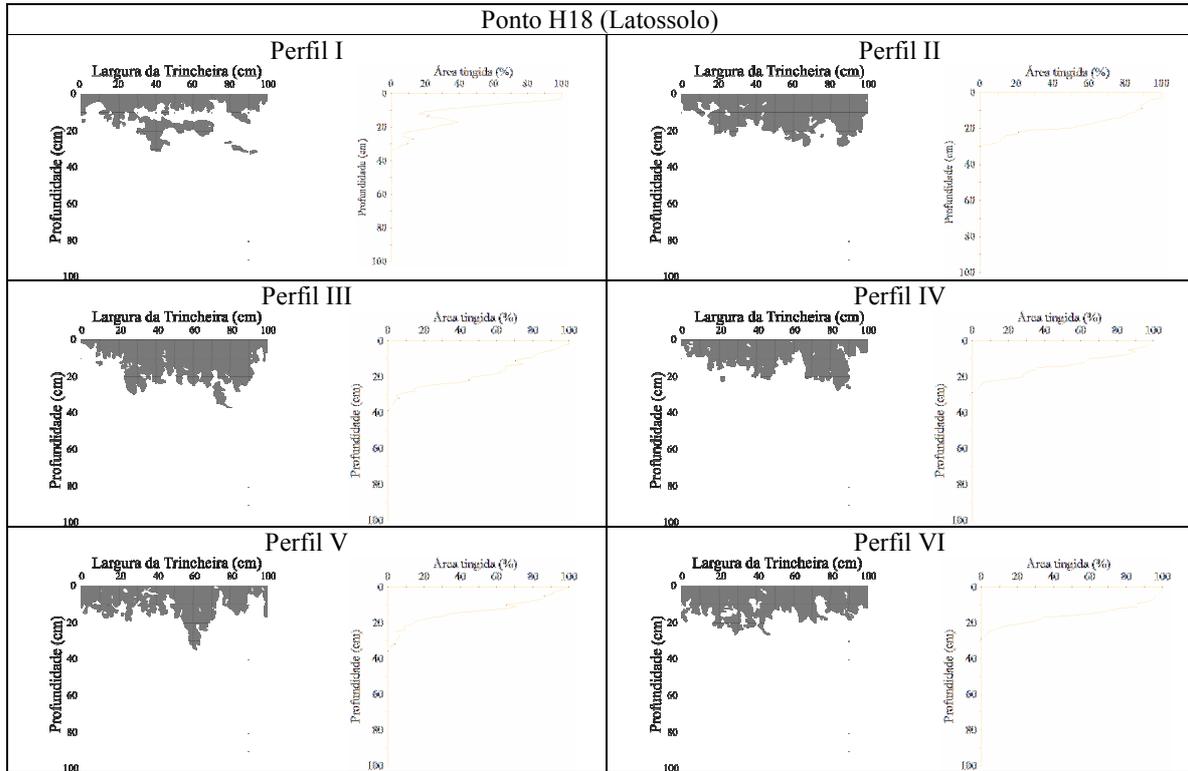


Figura 5.19 – Variação da área tingida por traçador pela profundidade, no ponto H18 da estação Holanda.

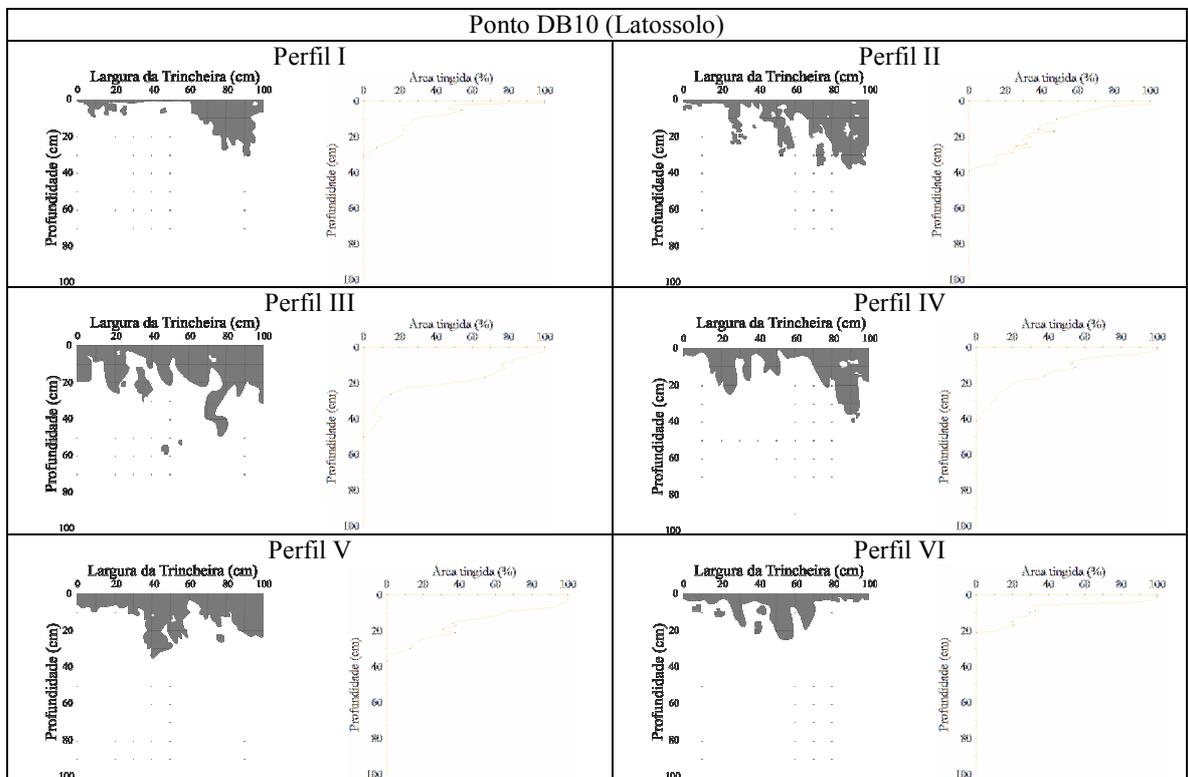


Figura 5.20 – Variação da área tingida por traçador pela profundidade, no ponto DB10 da estação Dom Bosco.

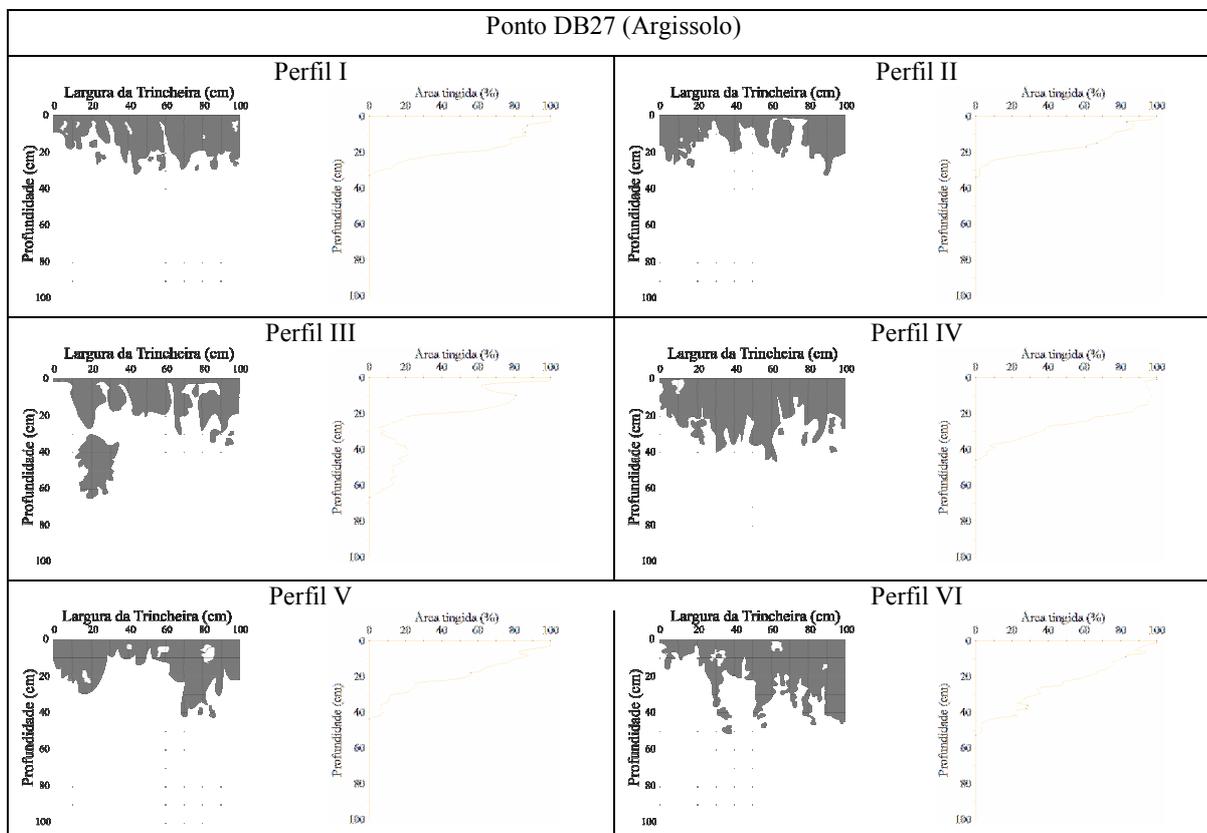


Figura 5.21 – Variação da área tingida por traçador pela profundidade, no ponto DB27 da estação Dom Bosco.

As descrições de perfis nas trincheiras (Figura 5.22) confirmaram a presença, no ponto H18 da Estação Holanda, de latossolos vermelho-amarelos, com horizonte A (10YR5/4) pouco pronunciado, com estrutura em blocos médios subangulares, com poros médios a grandes e condutividade hidráulica de $1,38 \times 10^{-5}$ m/s. O horizonte B, com cor 2,5 YR5/6, apresenta estrutura granular a grumosa; a condutividade é de $3,53 \times 10^{-5}$ m/s e os poros são muito pequenos, embora ocorram biocavidades de diâmetro centimétrico.

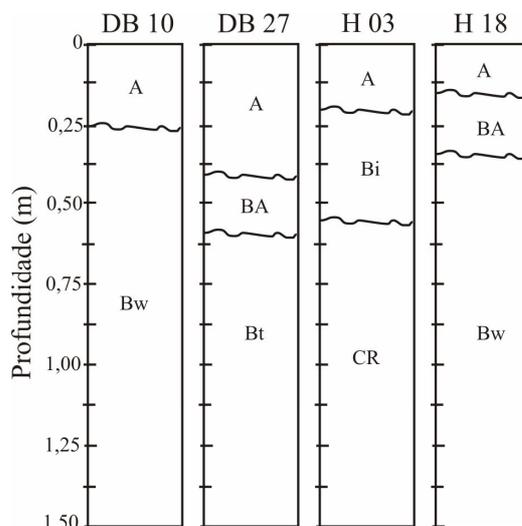


Figura 5.22 – Perfis dos solos das estações Dom Bosco e Holanda.

Como já observara Bacellar (2000), no ponto H3 o solo é menos desenvolvido (cambissolo), pois se situa em região localizada sobre uma banda de gnaisses mais resistente ao intemperismo. Seu horizonte A (cor 10YR4/4), sem estrutura definida, é caracterizado pela pedregosidade conferida por fragmentos de rocha. Apresenta porosidade intergranular e condutividade hidráulica de $4,32 \times 10^{-5}$ m/s. Encontra-se assentado num horizonte câmbico (7,5YR6/8), ainda mais pedregoso, de maior condutividade ($K = 1,59 \times 10^{-4}$ m/s). Sua estrutura é pouco desenvolvida, com característica grumosa e a porosidade muito pequena.

Na estação Dom Bosco, observou-se que o solo do ponto DB27 é menos desenvolvido (argissolo), com horizonte A (cor 10YR3/1) com estrutura em blocos subangulares médios a grandes, porosidade alta, com poros pequenos a médios. Sua condutividade hidráulica é de $1,57 \times 10^{-5}$ m/s. Depois de um horizonte transicional ocorre o horizonte B (cor 10YR5/8), enriquecido em argila (Bt), com estrutura em blocos grande e subangulares, porosidade pequena, com poros médios, mas com abundantes biocavidades. Já no ponto DB10, situado numa área mais alta, à margem da concavidade, o solo se assemelha aos da estação Holanda. O horizonte A (cor 5YR3/3) apresenta estrutura variando entre granular a blocos muito pequenos a pequenos, porosidade boa e condutividade de $3,72 \times 10^{-5}$ m/s. O horizonte B (cor 2,5 YR3/4) apresenta textura granular a fina, porosidade muito alta, com poros muito pequenos e condutividade de $1,45 \times 10^{-5}$ m/s. Apresenta, ainda, algumas cavidades de formigas.

A figura 5.23 mostra os resultados dos perfis com as concentrações de cloreto determinadas em laboratório para os dois pontos ensaiados. Verifica-se que no ponto H18 (estação Holanda) o volume recuperado de cloreto é muito maior e que sua máxima concentração encontra-se a 1,5 m de profundidade, 0,5 m mais profundo que no ponto DB 27 da estação Dom Bosco. No ponto H18 nota-se também parte de

um segundo pico de concentração de Cl^- , de menor magnitude, entre 2,5 e 3,0 metros.

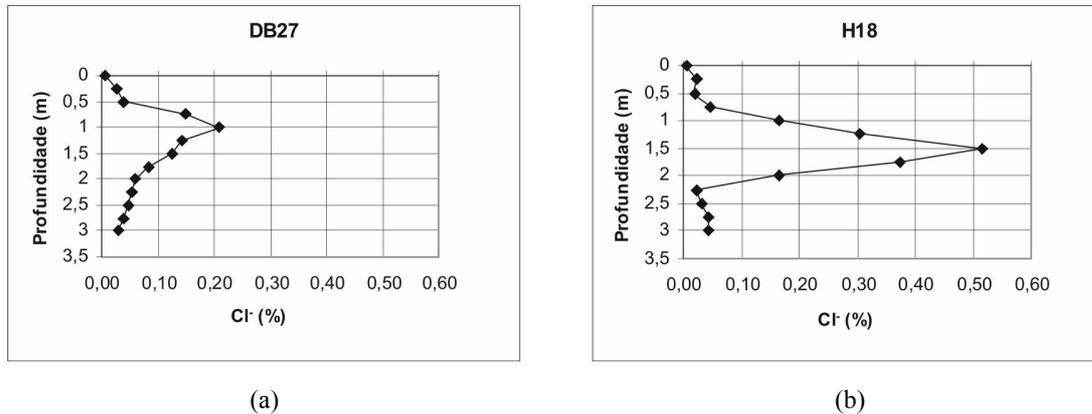


Figura 5.23 – Perfis da concentração de cloreto em profundidade, a) estação Dom Bosco, b) estação Holanda.

5.4.5 - Discussão

A irrigação do solo com 150 mm de água e solução com corante, em 24 horas, não foi suficiente para provocar uma percolação profunda, já que a porção tingida não superou 0,7 m de profundidade após dois dias da injeção.

É marcante a influência no padrão de infiltração dos macroporos verticais devido a raízes, sobretudo de gramíneas. Desta forma, o padrão de fluxo predominante foi por macroporos com interação mista no ponto DB27 e DB10 e com alta interação no ponto H18 (Figura 5.15). Ressalta-se que o grau de interação reflete a condutividade hidráulica da matriz. Os graus de interação encontrados evidenciam significativa condutividade destes solos, equivalente a de solos de textura arenosa fina ou areno-siltosa (Fetter 1988). Como tais solos apresentam textura predominante argilo-arenosa (Morais & Bacellar 2006), este comportamento corrobora a natureza agregada de suas partículas, fato já observado por outros autores (Parzanese 1991, Morais 2003).

O solo do ponto H03 é a única exceção, com predomínio do padrão de fluxo homogêneo pela matriz ou heterogêneo com formação de dígitos (Figura 5.15). Isto se explica pelo fato das gramíneas serem mais escassas e o padrão de fluxo muito influenciado pela elevada pedregosidade.

Se adotado o limite mínimo de 80% de área tingida para caracterizar o fluxo pela matriz do solo, verifica-se que os pontos obedecem a seguinte seqüência de condutividade hidráulica: H03>H18>DB27>DB10. Confirma-se, assim, que as saliências da região possuem maior capacidade de infiltração (Morais & Bacellar 2006).

Por outro lado, no ponto DB27, situado no interior da concavidade, a profundidade atingida pelo corante é maior que a encontrada nos pontos H18 e DB10, situados na saliência e borda da concavidade, respectivamente. Nota-se, contudo, que no ponto DB27 as raízes de gramíneas atingem maior profundidade que as demais, conduzindo, assim, mais rapidamente o traçador pelo horizonte A. Contrariamente, seus horizontes subjacentes são mais impermeáveis por serem mais argilosos (Figura 5.22) e por não apresentar alta densidade de raízes.

Além das raízes, constatou-se também a influência de macroporos, sobretudo no horizonte B, formados pela fauna escavadora (perfil III do DB27, III do DB 10 e I do H18), principalmente por atividade de formigas e de cupins.

Os resultados dos ensaios com cloreto revelam um pico de concentração principal nos dois pontos ensaiados (Figura 5.23). Este pico possivelmente representa o fluxo pela matriz, indicando maior condutividade hidráulica para o ponto H18. Assim, as taxas de recarga no período chuvoso foram de aproximadamente 0,25 m/mês ($9,6 \times 10^{-8}$ m/s) e de 0,17 m/mês ($6,55 \times 10^{-8}$ m/s) para o ponto H18 e DB27, respectivamente. Verifica-se, ainda, um segundo pico de menor magnitude no H18, que pode estar associado ao fluxo preferencial por macroporos. Contudo é possível existir outros picos ainda mais profundos, não detectados pela amostragem, que se restringiu aos primeiros 3,0 m. Ressalta-se ainda a diferença entre a concentração máxima nos pontos H18 (0,51%) e DB27 (0,21%). A maior diluição neste pode estar associada a possíveis fluxos subsuperficiais na base dos horizontes BA ou Bt (Figura 5.22), mais impermeáveis.

5.4.6 - Conclusões

A partir dos resultados obtidos, foi possível tecer as seguintes conclusões:

- O traçador Brilliant Blue FCF mostrou-se eficiente no estudo de padrões de fluxos em solos tropicais, assim como já havia sido provado para solos de clima temperado;
- É marcante a influência das raízes de gramíneas na forma da área tingida pelo traçador colorimétrico; no horizonte B, tal influência é assumida pelas biocavidades (de formiga e cupim);
- O fluxo pela matriz estimado pelo traçador colorimétrico e por cloreto aponta para a seguinte seqüência de condutividade hidráulica: H03>H18>DB27>DB10;
- Em função dos macroporos, o padrão de fluxo é altamente variável. Assim, não se pode aceitar

indiscriminadamente para a infiltração e recarga na região, modelos de fluxo em pistão;

- Comprovou-se que a infiltração é mais significativa nas saliências do relevo que nas concavidades;

- A variação dos padrões de fluxo na zona vadosa é importante e merece ser mais investigada, pois como se sabe, os macroporos podem influir significativamente no entendimento da recarga dos aquíferos e no transporte de contaminantes.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

6.1 - CONCLUSÕES

Segundo Drumond (2006), a recarga no Complexo Bação é de pequena magnitude (14% da precipitação anual). Costa (2005) demonstrou que, em pequenas bacias hidrográficas, a recarga é variável e dependente das condições geomorfológicas, sendo maior nos domínios de relevo mais suave desta província geológica.

O presente trabalho foi desenvolvido na unidade geológica de maior abrangência do complexo (gnaisse Funil) em duas das bacias monitoradas por Costa (2005). Objetivou-se, portanto, trabalhar em escala de maior detalhe geomorfológico, a fim de entender o papel da forma das encostas na infiltração. Para tal, foram selecionadas duas áreas típicas do relevo regional, uma em saliência (estação Holanda) e outra em concavidade de relevo (estação Dom Bosco).

Ao final da pesquisa foi possível traçar várias considerações, algumas já apresentadas nas conclusões dos artigos, que constituem o capítulo 5. Entretanto, algumas conclusões mais gerais não entraram no conteúdo destes, fazendo-se necessária, portanto, apresentá-las aqui numa discussão mais abrangente:

- A forma de relevo em saliência (estação Holanda) mostra solos pedologicamente mais desenvolvidos (latossolos) que aqueles (argissolos) encontrados na concavidade (estação Dom Bosco);
- os latossolos da estação Holanda apresentam razão silte-argila, porosidade e estabilidade dos agregados estatisticamente menores que na estação Dom Bosco, mas seus poros estão melhor conectados;
- Os solos da estação Holanda apresentam em média maior condutividade hidráulica que os da estação Dom Bosco, corroborando a hipótese de que as saliências seriam mais propícias à infiltração, ou seja, mais permeáveis que as formas côncavas;
- o cambissolo encontrado na estação Holanda exibe maior capacidade de infiltração em função da sua elevada pedregosidade;

- notou-se significativa influência da compactação do solo nas taxas de infiltração, já que no ponto situado em antiga estrada de terra estas se mostraram com quase duas ordens de magnitude a menos que nos pontos vizinhos;

- como o horizonte B dos solos da estação Dom Bosco é mais impermeável, é possível que ocorra fluxos subsuperficiais na base dos horizontes sobrejacentes. Os dados de eletrorresistividade obtidos no fundo da concavidade suportam esta hipótese, porém faz-se necessário um monitoramento de detalhe para quantificar esta componente do ciclo hidrológico, tendo em vista que as concavidades constituem-se sítios preferenciais de ocorrência de movimentos de massa e erosões;

- o uso de duas cargas no cálculo da condutividade hidráulica com permeâmetro Guelph resultou em valores negativos, invalidando, assim, sua aplicação. Contudo, quando utilizado com uma carga hidráulica, este aparelho mostrou-se de grande valia para determinação das propriedades hidráulicas do solo, sobretudo pela sua fácil operacionalidade;

- quando instalado sem uso de percussão, o infiltrômetro de anéis concêntricos apresenta resultados de condutividade coerentes com os de outros métodos;

- como demonstraram os ensaios com traçador colorimétrico, a presença de macroporos de origem biológica influencia significativamente a infiltração. De fato, é marcante a influência das raízes de gramíneas, sobretudo no horizonte A, na forma da área tingida pelo traçador; no horizonte B, tal influência é assumida por biocavidades (de formiga e cupim);

- o fluxo pela matriz do solo, estimado tanto pela traçador colorimétrico como por cloreto, aponta para a seguinte seqüência de condutividade hidráulica: $H03 > H18 > DB27 > DB10$;

- em função dos macroporos, o padrão de fluxo é altamente variável. Assim, não se pode aceitar, para a infiltração e recarga na região, modelos de fluxo em pistão;

- O método da eletrorresistividade foi eficiente para avaliar fluxos na zona não-saturada de solos tropicais. Os resultados não foram afetados mesmo com a remoção dos eletrodos entre um ensaio e outro.

6.2 - SUGESTÕES PARA FUTUROS TRABALHOS

Via de regra, pesquisas de cunho experimental apresentam problemas que, muitas vezes, só ganham notoriedade quando os dados obtidos começam a ser discutidos. Assim ocorreu com esse trabalho, o que permite apontar as seguintes sugestões para futuros estudos:

- executar, com o permeâmetro Guelph, ensaios com duas ou mais cargas hidráulicas em locais com condutividade hidráulica homogênea, a fim de se esclarecer os fatores que levam a valores negativos;

- comparar os valores de infiltração básica obtidos com infiltrômetros de anéis concêntricos instalados com e sem uso de percussão, para quantificar a influência destes procedimentos nos resultados;

- efetuar ensaios de eletrorresistividade para o monitoramento da infiltração em intervalos de tempo mais longos e com injeção de quantidade maior de solução traçadora; considerando-se a boa qualidade dos resultados obtidos, recomenda-se, ainda, a execução destes ensaios sob condições naturais ou com simulador de chuva;

- no tocante aos ensaios com traçador Brilliant Blue FCF, sugere-se aumentar o intervalo de tempo entre a sua aplicação e a abertura da trincheira para a obtenção dos perfis de distribuição do corante a maiores profundidades;

- embora o traçador colorimétrico já tenha sido muito empregado para avaliar fluxos da zona vadosa em solos tropicais, pouco se sabe do seu comportamento químico nestes solos. Assim, sugere-se executar ensaios laboratoriais para averiguar tal comportamento;

- analisar não somente a distribuição em profundidade de áreas tingidas ou não com o traçador colorimétrico, mas também a intensidade deste tingimento. Este tipo de análise, de custo mais elevado, pode ser feita através de técnicas especiais de campo ou por análise de imagens em laboratório;

- ressalta-se, ainda, a necessidade de avaliar a microestrutura do solo e a profundidade e densidade de bioporos para o entendimento mais pormenorizado dos tipos e processos de fluxos que regem a infiltração no Complexo Bação;

- determinar as curvas características dos solos a fim de modelar a infiltração sob condição de fluxo não saturado.

Referências

- Ab'Saber A.N. 2003. *Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas*. São Paulo: Ateliê Editorial, 159p.
- ABNT (1984) Solo - Análise Granulométrica, NBR 7181. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, 8 p.
- ABNT (1995) Solo - Determinação do Coeficiente de Permeabilidade de Solos Granulares à Carga Constante, NBR 13292. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, 13 p.
- Acworth R.I., Young R.R. & Bernadi A.L. 2005. Monitoring soil moisture status in a Black Vertisol on the Liverpool Plains, NSW, using a combination of neutron scattering and electrical image methods. *Australian Journal of Soil Research*, **43**: 105-117.
- Aeby P. 1998. Quantitative fluorescence imaging of tracer distributions in soil profiles., ETH, Zürich, Dissertação de Mestrado. 74p.
- Aguiar A.B. 2001. O emprego do permeâmetro de Guelph na determinação da permeabilidade do solo, de camadas de lixo e sua cobertura. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ. (Dissertação de Mestrado). 90p.
- Aimrun W., Amim M.S.M. & Eltaib S.M. 2001. Effective porosity of paddy soils as an estimation of its saturated hydraulic conductivity. *Geoderma*, **121**: 197-203.
- Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90(1-2)**: 29-58.
- Allison, G.B.; Gee, G.W. & Tyler, S.W. Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semi-arid regions. *Soil Sci. Soc. Am.*, 58:6-14. 1994.
- Anjos J.T., Uberti A.A.A., Vizzotto V.J. & Leite G.B. 1994. Propriedades físicas em solos sob diferentes sistemas de uso e manejo. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, **18**: 139-145.
- Arya L.M., Dierolf T.S., Sofyan A., Widjaja-Adhi I.P.G. & Van Genuchten M.T. 1998. Field measurement of the saturated hydraulic conductivity of a macroporous soil with unstable subsoil structure. *Soil Science*, **163(11)**: 841-852.
- Awni T. Batayneh. A.T. 2001. Resistivity imaging for near-surface resistive dyke using two-dimensional DC resistivity techniques. *Journal of Applied Geophysics*, **48**: 25-32.
- Bacellar L.A.P. 2000. Condicionantes Geológicas, Geomorfológicas e Geotécnicas dos mecanismos de voçorocamento na Bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto, MG. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ. (Tese de Doutorado). 226p
- Bacellar L.A.P., Coelho Neto A.L. & Lacerda W.A. 2005. Controlling factors of gullyng in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, **30**: 1369-1385.
- Badi W.S.R. & Gallas J.D.F. 1984. Prospecção geofísica na Jazida Santa Maria, RS. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, v.1: 2026-2036.
- Bagarello V. & Giordano G. 1999. Comparison of procedures to estimate steady flow rate in field measurement of saturated hydraulic conductivity by the Guelph permeameter method. *Journal Agric. Engng. Res.*, **74**:63-71.
- Bagarello V. 1997. Influence of well preparation on field-saturated hydraulic conductivity measured with the Guelph Permeameter. *Geoderma*, **80**: 169-180.
- Baird A.J. 1997. Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrol. Process.*, **11**: 287-295.
- Barbosa G.M.C., Tavares Filho J. & Fonseca I.C.B. 2004. Condutividade hidráulica saturada e não-saturada de latossolo vermelho eutroférico tratado com lodo de esgoto. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **28**: 403-407.
- Barbosa G.V. 1980. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geociências*. **10(1)**: 89-101.

- Barreiros E.C. 1984. *Epsódios da Guerra dos Emboabas e sua geografia*. Belo Horizonte, Ed. Itatiaia/USP.
- Baver L.D., Gardner W.H. & Gardner W.R. 1973. Física de suelos. México D.F., UTEHA. 529 pp.
- Benson C.H., Zhai H. & Wang X. 1994. Estimating hydraulic conductivity of compacted clay liners. *Journal of Geotechnical Engineering*, **120(2)**: 366-387.
- Berndtsson R. & Larson M. 1987. Spatial variability of infiltration in a semi-arid environment. *Journal of Hydrology*, **90**: 117-133.
- Bertolani F.C. & Vieira S.R. 2001. Variabilidade espacial da taxa de infiltração de água e da espessura do horizonte A, em um argissolo vermelho-amarelo, sob diferentes usos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **25**: 987-995.
- Bertoni, J. & Lombardi Neto F. 1990. *Conservação do solo*. São Paulo, Ícone, 355 p.
- Betson R.P. 1964. What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*, **69(8)**: 1541-1552.
- Beven K. & Germann P. 1982. Macropores and Water Flow in Soils. *Water Resour. Res.*, **18(5)**: 1311-1325.
- Bonaccorsi-Campos M.I. 2006. Caracterização da deformação frágil e sua relação com os processos de voçorocamento na porção Sudeste do Complexo Metamórfico Bação – Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado.
- Bortolozzo R.A. & Sans L.M.A. 2001. Selamento superficial e seus efeitos na taxa de infiltração: uma revisão. *Revista FactuCiência*, **1**: 37-45.
- Botelho A.P.D. 2001. Implementação de Metodologias de Ensaio para Determinação de Relações Constitutivas de Processos de Fluxo em Solos com a Utilização da Bomba de Fluxo. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 254 p.
- Botelho R.G.M. & Silva A.S. 2004. “Bacia hidrográfica e qualidade ambiental”. In: Vitte A.C. & Guerra A.J.T. (organizadores), *Reflexões sobre geografia física no Brasil*, capítulo 6, Bertrand, Rio de Janeiro.
- Bouma J. 1992. Effect of soil structure, tillage, and aggregation upon soil hydraulic properties. In: Wagenet R.J., Baveye P. & Stewart B.A. (eds.) *Advances in Soil Science: Interacting Processes in Soil Science*. Lewis Publishers, 1-36p.
- Bouma J. 1980. Field measurement of soil hydraulic properties characterizing water movement through swelling clay soils. *Journal of Hydrology*, **45**: 149-158.
- Bouma J. 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agricultural Water Management*, **6**: 177-190.
- Bozbey I. & Guler E. 2006. Laboratory and field testing for utilization of an excavated soil as landfill liner material. *Waste Management*, **26(11)**: 1277-1286.
- Brakensiek D. L. & Rawls W. J. 1994. Soil containing rock fragments: effects on infiltration. *Catena*, **23**: 99-110.
- Brandão V.S., Pruski F.F. & Silva D.D. 2002. *Infiltração da Água no solo*. Viçosa: UFV. 98p.
- Braz da Silva A., Escodino P.C.B. & Costa P.C.G. 1978. Pesquisa de água subterrânea, em carste, pelo método do dipolo com caminhamento elétrico. In: *Anais do XXX Cong. Bras. Geologia*, SBG, Recife, v.6, p. 2977-2988.
- Bronick, C.J. & Lal, R. 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma*, **124**: 3-22.
- Brooks R.H. & Corey A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydro paper* no. 3, Colorado State University. Pp.1-15.
- Bueno B.S. & Vilar O.M. 1980. *Mecânica dos solos*. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 131pp.
- Caballero Y., Jomelli V., Chevallier P. & Ribstein P. 2002. Hidrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia). *Catena*, **47**: 101-116.

- Campbell C.M. & Fritton D.D. 1994. Factors affecting field-saturated hydraulic conductivity measured by the borehole permeameter technique. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **58(5)**: 1354-1357.
- Campos J.L.E., Vargas J.R.E.A. & Campos T.M.P. 1992. Avaliação de Campo de Permeabilidade Saturada, Não Saturada de Solos em Encostas. In: Conferencia Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (I COBRAE), Rio de Janeiro. Anais: ABMS, v.3 pp. 371-382.
- Canduro F. A. & Dorfman R. 1986. *Irrigação e Drenagem – Manual de ensaios de laboratório e de campo para irrigação e drenagem*. PRONI-IPH, Porto Alegre, 216p.
- Carvalho L.A. 2002. Condutividade Hidráulica do Solo no Campo: As Simplificações do Método do Perfil Instantâneo. Dissertação de Mestrado. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 86 p.
- Castany G. 1971. *Tratado practico de las aguas subterranas*. Barcelona. Omega. 672p.
- Castro S.S., Cooper M., Santos M.C. & Vidal-Torrado P. 2003. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. In: Curi N., Marques J.J., Guilherme L.R.G., Lima J.M., Lopes A.S. & Alvarez V.H. (eds.) *Tópicos em Ciência do Solo*. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. v.3. p.108-164.
- Cavicchia L. R., & Peixoto C.F. 1999. Some factors affecting granular soils permability determination. In: XII PANAMERICAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND GEOTECHNICAL ENGINEERING, Foz do Iguaçu, **Proceedings**. São Paulo: ABMS/ISSMGE, 1999. v. 2. pp.395 – 402.
- Chappell N.A. & Ternan J.L. 1997. Ring permeametry: Design, operation and error analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, **22**: 1197-1205.
- Christofoletti A., Tavares A.C. 1976. Relação entre declividade de vertente e litologia na área do Quadrilátero Ferrífero (MG). *Notícia Geomorfologica*, **16(32)**: 55-70.
- Cichota R., Van Lier Q. J., Leguizamón Rojas C.A. 2003. Variabilidade espacial da taxa de infiltração em argissolo vermelho. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, **27**: 789-798.
- Coelho Netto A.L. 1998. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: Guerra A.J.T. & Cunha S.B. (eds.) *Geomorfologia - Uma atualização de base e conceitos*, 2.ed., Rio de Janeiro, Bertrand, 472p.
- Coquet Y., Vachier P. & Labat C. 2005. Vertical variation of near-saturated hydraulic conductivity in three soil profiles. *Geoderma*, **126**: 181-191.
- Corey A.T. 1957. Measurement of water and air permeability in unsaturated soil, *Soil Science Society of America Proceedings* **21(1)**: 7-10.
- Corrêa R.S., Basile R.O.N.C., Silveira C.S. & Coelho Netto A.L. 2002. Influência das raízes arbóreas no comportamento da água no solo: Mensurações de campo e experimentos de laboratório. In: *Anais do X Cong. Bras. Geol. de Eng.*, ABGE, CD Room, Ouro Preto.
- Costa F.M. Análise por métodos hidrológicos e hidroquímicos de fatores condicionantes do potencial hídrico de bacias hidrográficas – Estudo de casos no Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado. DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, 2005. 147p.
- Costa E.L., Marciano da Silva A., Colombo A. & Abreu A.R. 1999. Infiltração de água em solo, determinada por simulador de chuvas e pelo método dos anéis. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. Campina Grande, v.3(2): 131-134.
- Costa J.I. 1999. *Mapeamento Geológico na Escala 1:10.000, na região de São Gonçalo do Baçõ, complexo metamórfico Baçõ Quadrilátero Ferrífero – MG*, UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Trabalho Geológico.
- Cousin I., Nicoullaud B. & Coutadeur C. 2003. Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in a calcareous soil. *Catena*, **53**: 97-114.
- Cunha L.P. 1997. Estudo da condutividade hidráulica de solos não saturados da região metropolitana de Porto Alegre - RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (Dissertação de Mestrado). 103p.
- Dafonte Dafonte J., Valcárcel Armesto M., Neira Seijo X.X. & Paz González A. 1999. Análisis de los métodos de cálculo de la conductividad hidráulica saturada de campo medida con permeámetro

- Guelph. In: Muñoz- Carpena R., Ritter A. & Tscón C. (eds) *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*. ICIA, Tenerife, p. 5-10.
- Daily W., Ramirez A., LaBrecque D. and Nitao J. 1992. Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resource Research*, **28(5)**: 1429-1442.
- Damé R.C.F. & Robaina A.D. 1992. Condutividade Hidráulica em Solo Não Saturado: Método do Perfil Instantâneo. In: XXI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 1992, Santa Maria - RS. XXI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, v. 2 A. p. 389-397.
- Davis S.N. & Dewiest R.J.M. 1966. *Hydrology*, John Wiley & Sons Inc., 463p.
- Delgado L.O.B., 1991. *Mapeamento geotécnico do distrito de Cachoeira do Campo (Ouro Preto – MG)*. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Trabalho Geológico.
- Depountis N., Harris C., Davies M.C.R., Koukis G. & Sabatakakis N. 2005. Application of electrical imaging to leachate plume evolution studies under in-situ and model conditions. *Environmental Geology*, **47**: 907-914.
- Door J.N. 1969. Physiographic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *US Geological Survey Professional Paper*, **641-A**: 110.
- Drumond F.N. 2006. Caracterização e quantificação dos processos erosivos da microbacia do riacho Manoel Felix, MG. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado.
- Drumond M.M. 2004. A técnica de traçadores e o seu potencial para ampliar o conhecimento hidrológico sobre as bacias brasileiras: Um estudo aplicado à bacia representativa de Juatuba - MG. Universidade Federal de Minas Gerais. (Tese de Doutorado), 199p.
- Edwards L.S. 1977. A modified pseudo-section for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, **3**:78-95.
- Elis V.R. 1998. Avaliação da aplicabilidade de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos. Universidade Estadual Paulista. Tese de Doutorado, 264p.
- Erick D.E., Reynolds W.D. & Tan K.A. 1989. Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Ground Water Monitoring Review*, **9**: 184-193.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 1997. *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro, 212p.
- Farias C.A. 1992. Dinâmica da revegetação natural de voçorocas na região de Cachoeira do Campo, MG. UFV, Viçosa, Dissertação de Mestrado. 63p.
- Feitosa A.C. & Manoel Filho J. 1997. *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações*. CPRM. LABHID-UFPE, 412p.
- Fernandes B., Galloway H.M., Bronson R.D. & Mannering J.V. 1983. Condutividade hidráulica do solo saturado, em três sistemas de manejo. *Revista Ceres*, **30(169)**: 232-285.
- Fernandes F. 1990. *Estudos preliminares da potencialidade dos aquíferos confinados na região cristalina do Complexo Bação para uso público nos distritos de Amarantina - Santo Antônio do Leite - Glaura, no município de Ouro Preto - MG*. Trabalho Geológico, UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto.
- Ferreira R.A. 1999. *Mapeamento geológico na escala 1:10.000, na região de Santo Antônio do Leite, complexo metamórfico Bação, Quadrilátero Ferrífero - MG*. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Trabalho Geológico.
- Fetter C.W. 1988. *Applied Hydrogeology*. 2º Ed., Macmillan Publishing, New York, 592p.
- Figueiredo M.A., Varajão A.F.D.C., Fabris J.D., Loutfi I.S. & Carvalho A.P. 2004. Alteração superficial e pedogeomorfologia no sul do Complexo Bação – Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **28**:713-729.
- Flury M. & Wai N.N. 2003. Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Rev. Geophys.*, **41(1)**:1-37.
- Flury M. & Flüher H. 1994. Brilliant Blue FCF as a dye tracer for solute transport studies - A toxicological overview, *J. Environ. Qual.*, **23**:1108-1112.

- Flury M. 1996. Experimental evidence of transport of pesticides through field soils – A review. *Journal Environ. Qual.*, **25**: 25-45.
- Flury M., Flühler H., Jury W.A. & Leuenberger J. 1994. Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study. *Water Resource Research*, **30(7)**: 1945-1954.
- Forrer I. 1997. Solute transport in an unsaturated field soil: Visualization and quantification of flow patterns using image analysis, Ph.D. dissertation, ETHZ, Zurich, Switzerland, 128p.
- Freeze R.A. & Cherry J.A. 1979. *Groundwater*, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 555p.
- Frizzone J. A. & Cassiano Sobrinho F. 1982. Condutividade hidráulica de um solo de cerrado não-saturado, Latossolo Vermelho-Escuro Álico. *Científica*, **10(1)**: 49-56.
- Futai M.M. 2002. Estudo teórico-experimental do comportamento de solos tropicais não-saturados: Aplicação a um caso de voçorocamento. Tese de Doutorado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro. 559p.
- Gallas J.D.F. 2000. Principais métodos geoeletricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental. IGCE/UNESP, Rio Claro. (Tese de Doutorado).
- Gardner W.R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, **85**: 228-232.
- Geological Society of London. 1990. "Tropical residual soils: Geological Society Engineering Group Working Party Report". *Quarterly Journal of Engineering Geology, Geological Society of London*, **23(1)**: 102p.
- Gjettermann B., Nielsen K.L., Petersen C.T., Jensen H.E. & Hansen S. 1997. Preferential flow in sandy loam as affected by irrigation intensity. *Soil Technology*, **11**: 139-152.
- Gomes C.J.S. 1986. "Estudos estruturais e texturais no Complexo de Bação e nos metassedimentos adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais". In: *Anais do XXXIV Cong. Bras. Geol.*, SBG, v. 3, pp. 1232-1245, Goiânia.
- Goulart C.C. 2000. *Mapeamento litoestrutural e contribuições à geologia na região do córrego do Saboeiro, na porção oeste do complexo metamórfico Bação, Quadrilátero Ferrífero - MG*. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Trabalho Geológico.
- Guimarães M.S.B., Vieira B.C. & Fernandes N.F. 2002. Comparação da condutividade hidráulica saturada medida através de métodos de campo e de laboratório. In: *Anais do X Cong. Bras. Geol. de Eng.*, ABGE, CD Room, Ouro Preto.
- Gutersohn H. 1945. *A Região Central de Minas Gerais*. Trad. W.A. Egler. *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro.
- Hack J.T. & Goodlet J.G. 1960. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **347**: 66p.
- Hader E.C. & Chamberlin R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais. *J. Geol.*, **23(445)**: 341-424.
- Hagedorn F. & Bundt M. 2002. The age of preferential flow paths. *Geoderma*, **108**: 119-132.
- Hagrey S.A. & Michaelsen J. 1999. Resistivity and percolation study of preferential flow vadose zone at Bokhorst, Germany. *Geophysics* **64(3)**, 746-753.
- Heddadj D. & Gascuel-Odoux C. 1999. Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale. *European Journal of Soil Science*. **50**: 275-283.
- Hillel D. 1972. *Soil water – Physical principles and processes*. New York, Academic Press.
- Hillel D.A., Krentos V.K. & Stilianov Y. 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, **114**: 395-400.
- Honauer B.K. 2002. Analysis of Flow Patterns: The influence of soil compaction and soil structure on the infiltration pathways of dye tracer solutions and the quantitative evaluation of flow patterns. Tese de Doutorado, ETH, Zürich, 109p.
- Horton R.E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. *Soil Sci. Soc. Proc.*, **4**: 399-417.

- Hvorslev M.J. 1951. Time Lag & Soil Permeability in Ground-Water Levels and Pressures. Bulletin 36. U.S. Army Waterways Experiment Station, Vicksburg (não paginado).
- Jabro J. D. 1996. Variability of field-saturated hydraulic conductivity in a hagerstown soil as affected by initial water content. *Soil Science*, **161(11)**: 735-739.
- Janeau J.L., Bricquet J.P., Planchon O. & Valentin C. 2003. Soil crusting and infiltration on steep slopes in northern Thailand. *European Journal of Soil Science*, **54**: 543-553.
- Jongerius A. 1957. *Morphologic investigation of the soil structure*. Meded. Stricht. Bodemkartering. Bodem Stud., Wageningen, the Netherlands.
- Kanwar R.S., Rizvi, H.A., Ahmed M., Horton R. & Marley S.J. 1989. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity by using Guelph and velocity permeameters. *Transactions of ASAE*, **32(6)**: 1885-1890.
- Karmann I. 2000. Ciclo da Água, Água Subterrânea e sua Ação Geológica. In: Teixeira W., Toledo M.C.M., Fairchild T.R. & Taioli F. *Decifrando a Terra*. São Paulo, Oficina de Textos, p.: 113-138.
- Kasteel R., Vogel H.-J. & Roth K. 2002. Effect of non-linear adsorption on the transport behaviour of brilliant blue in a field soil. *Eur. J. Soil Sci.*, **53**: 231-240.
- Kemper W. D. & Rosenau R. C. 1986. Aggregate stability and size distribution. In: Klute, A. Methods of Soil Analysis. Part 1, 2^o ed. Chapter 17, Wisconsin, American Soc. Agron., Soil Science of America.
- Ketelsen H. & Meyer-Windel S. 1999. Adsorption of brilliant blue FCF by soils. *Geoderma*, **90**:131-145.
- Khosla B. K. 1980. Comparison of calculated and in situ measured unsaturated hydraulic conductivity. *Journal of Hydrology*, **47**: 325-332.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*. **18(2)**: 147-266.
- Knechtenhofer L.A., Xifra I.O., Scheinost A.C., Flühler H. & Kretzschmar R. 2003. Fate of heavy metals in a strongly acidic shooting-range soil: small-scale metal distribution and its relation to preferential water flow. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* **166**: 84-92.
- Kozciak S. & Fiori A.P. 2004. Caracterização hidrogeológica e de solos como ferramenta para futura análise de estabilidade de vertentes. In: 5^o Simpósio Brasileiro de Cartografia Geotécnica e Geoambiental, São Carlos. Anais, 155-163.
- Laabs V., Amelung W., Pinto A., Altstaedt A. & Zech 2000. Leaching and degradation of corn and soybean pesticides in an Oxisol of the Brazilian Cerrados. *Chemosphere*, **41**: 1441-1449.
- Lal R., Vleeschauer D. & Nganje R.M. 1980. Changes in properties of a newly cleared tropical alfisol as affected by mulching. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**: 827-833.
- Legrand H. E. 1962. Perspective on problems of hydrogeology. *Geological Society of America Bulletin*, **73**: 1147-1152.
- Lemos R.C. & Santos R.D. 1996. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. Campinas. 3^a ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 84 p.
- Leonard J. & Andrieux P. 1998. Infiltration characteristics of soils in Mediterranean vineyards in Southern France. *Catena*, **32**: 209-223.
- Libardi P.L., Reichardt K., Nielsen D.R. & Biggar J.W. 1980. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, **44**: 3-7.
- Lima O.A.L., Sato H.K. & Porsani M.J. 1995. Imaging industrial contaminant plumes with resistivity techniques. *Journal of Applied Geophysics*, **34**: 93-108.
- Lipsius K. & Mooney S.J. 2006. Using image analysis of tracer staining to examine the infiltration patterns in a water repellent contaminated sandy soil. *Geoderma*, **136**: 865-875.
- Loke M.H. 2001. *Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies: A Practical Guide to 2D and 3D Surveys*. Unpublished Short Training Course Lecture Notes. Geotomo Software, Penang, Malaysia, 62 p.
- Loke M.H. & Barker R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, **44**: 131-152.

- Luxmoore R.J. 1981. Micro-, meso-, and macroporosity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45**: 671–672.
- Machado R.E. & Mattos A. 2001. Construção e instalação de um lisímetro com sistema de Drenagem. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, **9(1)**: 147-151.
- Malagutti Filho W., Braga A.C.O., Dourado J.C. & Lourenço Júnior. J.C.R. 2000. Emprego de métodos geofísicos na caracterização e análise ambiental do aterro sanitário de Jundiá, SP. *Geociências*, **19(1)**: 123-132.
- Martins J. A. 1976. Escoamento Superficial. In: Hidrologia Básica. Pinto, N. S.; Holtz, A. C. T.; Martins, J. A.; Gomide, F.L. S. (Org) Fundação Nacional de Material Escolar, Rio de Janeiro.
- Martins L.M.R. 1999. *Mapeamento geológico de detalhe da região de Amarantina/Cachoeira do Campo, Complexo Metamórfico Bação, Quadrilátero Ferrífero - MG*. UFOP/EM/DEGEO. Ouro Preto, Trabalho de Graduação.
- Mayhew S. 1997. *Dictionary of geography*. Oxford. (não paginado).
- Medeiros W.E & Lima O.A.L. 1999. Origem do potencial elétrico espontâneo em rochas cristalinas fraturadas e sua utilização na locação de poços. *Brazilian Journal of Geophysics*, **17(2-3)**: 103-116.
- Mello C.R., Oliveira G.C., Ferreira D.F. & Lima J.M. 2002. Predição da porosidade drenável e disponibilidade de água para Cambissolos da Microrregião Campos das Vertentes, MG. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, **37(9)**: 1319-1324.
- Melo Filho J.F. 2002. Variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica em função da umidade de um latossolo sob condições de campo. ESALQ/USP. Piracicaba. (Tese de doutorado). 145p.
- Mesquita M.G.B.F. & Moraes S.O. 2004. A dependência entre condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. *Ciência Rural*, **34(3)**: 963-969.
- Monteiro A.C. 1999. Eletroresistividade aplicada na avaliação do potencial aquífero da região de Porto Seguro. UFBA, Salvador, Dissertação de Mestrado, 103p.
- Morais F. & Bacellar L.A.P. 2005. Influência do método na predição das propriedades hídricas do solo. In: XII Congresso Latinoamericano de Geologia, Publisher, Quito, Ecuador. CDRom.
- Morais F. & Bacellar L.A.P. 2006. Análise dos fatores intervenientes na condutividade hidráulica dos horizontes superficiais de solos de áreas gnáissicas do complexo Bação – MG. *Solos e Rochas*, **29(1)**: 89-101.
- Morais F. & Bacellar L.A.P. 2007. Electrical Resistivity survey of water flow in vadose zone. *Geophysical Prospecting*, (no prelo).
- Morais F. 2003. Estudo dos Processos Erosivos Subsuperficiais na Bacia do Rio Maracujá – MG. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado. 98p.
- Moura M.V.T., Marques Júnior S. & Leopoldo P.R. 1998. Simulação da distribuição espacial da água em irrigação localizada subsuperficial. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, **2(2)**: 158-164.
- Mukhtar A.L., Sulaiman W.N., Ibrahim S., Latif P.A. & Hanafi M.M. 2000. Detection of groundwater pollution using resistivity imaging at seri petaling landfill Malaysia. *Journal of Environmental Hydrology* **8**: 1-7.
- Munsell Color. 1975. Munsell® Soil Color Charts. Baltimore. Macbeth Division of Kollmorgen Corporation.
- Naime J. M. 2001. Um novo método para estudos dinâmicos, *in situ*, da infiltração da água na região não-saturada do solo. EESC/USP. Rio Claro. (Tese de Doutorado). 146p
- Nascimento C.T.C., Koide S., Pires A.C.B. & Mello G.A. 1999. Pseudo-seções elétricas na avaliação da contaminação do subsolo. *Revista Brasileira de Geociências* **29(4)**: 621-626.
- Neto M.D.A. 1994. Métodos de medição da água no solo: Uma breve discussão. *Geonomos*, **2(2)**: 51-61.
- Neves A.P.V. & Luiz J.G. 2003. Estudo do fluxo subterrâneo por imageamento elétrico. . In: *Anais do 8ª Congresso Brasileiro de Geofísica*, ABGF, CD Room, Rio de Janeiro.

- Neves A.V.B. 2002. Estudo geofísico para a caracterização geológica e hidrogeológica da subsuperfície rasa em área de decomposição de rejeitos sólidos no município de Barcarena – PA. Centro de Geociências/UFPA, Belém, PA. (Dissertação de Mestrado). 50p.
- Newson M.D. 1994. Hydrology and the river environment. Oxford University Press Inc. New York. 221p.
- Öhrström P., Hamed Y., Persson M. & Berndtsson R. 2004. Characterizing unsaturated solute transport by simultaneous use of dye and bromide. *Journal of Hydrology*, **289**: 23-35.
- Oliveira A.M.S. & Correia Filho D. 1996. Ensaio de permeabilidade em solos - orientações para sua execução no campo. *Boletim ABGE*, **4**, 34 p.
- Orellana E. 1972. *Prospeccion geoelectrica en corriente continua*. Ed. Paraninfo, 523p.
- Owen R.J, Gwavava O. & Gwaze P. 2005. Multi-electrode resistivity survey for groundwater exploration in the Harare greenstone belt, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, **14**: 244-252.
- Paige G.B. & Hillel D. 1993. Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. *Soil Science*, **155(3)**: 175-189.
- Palma J.B. & Zuquette L.V. 2004. Avaliação Hidráulica obtida por ensaios de infiltração - Bacia Hidrográfica do Córrego Vaçununga (Luis Antonio - SP). In: 1º Simpósio Brasileiro de Jovens Geotécnicos, 2004, São Carlos/SP. 1º Simpósio Brasileiro de Jovens Geotécnicos, *CDRoom*.
- Park S. 1998. Fluid migration in the vadose zone from 3-D inversion of resistivity monitoring data. *Geophysics*, **63(1)**: 41-51.
- Parzanese G.A.C. 1991. Gênese e desenvolvimento de voçorocas em solos originados de rochas granitóides na região de Cachoeira do Campo, Minas Gerais. Universidade Federal de Viçosa, 1991. (Dissertação de Mestrado). 117 p.
- Payne B. 1988. Status of isotope hydrology today. *Journal of Hydrology*, **100**: 207-237.
- Peixoto R.J. & Lima H. M. 2004. Diagnóstico dos garimpos de topázio imperial no Alto Maracujá, Sub-bacia do rio das Velhas, MG. *Rem: Rev. Esc. Minas*, **57(4)**: 249-254.
- Pellerin L. 2002. Applications of electrical and electromagnetic methods for environmental and geotechnical investigations. *Surveys in Geophysics*, **23**: 101-132.
- Pérez G.A. & Hurtado M.D. 1999. Medición de la permeabilidad de un suelo no saturado. In: XII PANAMERICAN CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND GEOTECHNICAL ENGINEERING, 1999, Foz do Iguaçu, **Proceedings**. São Paulo: ABMS/ISSMGE, v.2. p.963 – 968.
- Perillo C.A., Gupta S.C., Nater E.A. & Moncrief J.F. 1999. Prevalence and initiation of preferential flow paths in a sandy loam with argillic horizon. *Geoderma*, **89**: 307-331.
- Perret J.S. Prasher S.O. Kantzas A. & C. Langford C. 1999. Three-Dimensional Quantification of Macropore Networks in Undisturbed Soil Cores. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63**: 1530-1543.
- Petersen, C. T.; Jensen, H. E.; Hansen, S.; Bender Koch, C. 2001. Susceptibility of a sandy loam soil to preferential flow as affected by tillage. *Soil Tillage Research*. 58: 81-89.
- Philip J.R. 1991. Hillslope infiltration: Divergent and Convergent Slopes. *Water Resource Research*, **27(6)**: 1035-1040.
- Philip J.R. 1991. Hillslope infiltration: Planar Slopes. *Water Resource Research*, **27(1)**: 109-117.
- Philip J.R. 1991. Infiltration and Downslope Unsaturated Flows in Concave and Convex Topographies. *Water Resource Research*, **27(6)**: 1041-1048.
- Porsani M.J. & Rijo L. 1993. Estudos geológicos e geofísicos aplicados à prospecção de água subterrânea na região do lago Arari – Ilha de Marajó. *Revista Brasileira de Geofísica*, **11(1)**: 101-123.
- Poulsen T.G., Moldrup P. & Jacobsen O.H. 1998. One-parameter models for unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science*, **163(6)**: 425-435.
- Queiroz M.M.F., Rusteberg B., Gheyi H.R. & Guerra H.O.C. 1999. Estudo da condutividade hidráulica de um solo aluvial em lisímetro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, **3(2)**: 161-166.

- Ragab R. & Cooper J.D. 1993. Variability of unsaturated zone water transport parameters: implications for hydrological modelling. 2 – Predicted vs. in situ measurements and evaluation of methods. *Journal of Hydrology*, **148**: 133-147.
- Raposo C. 1997. Estimativa de recarga de água em zona não-saturada de solos utilizando o Trítio artificial como traçador. DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado. 130p.
- Rawls W.J., Ahuja L.R., Brakensiek D.L. & Shirmohammadi A. 1992. "Infiltration and soil water movement". In: Maidment, D. R. (ed.) *Handbook of Hydrology*. Cap. 5, McGraw-Hill, Inc. (não paginado).
- Regalado C.M. & Muñoz-Carpena R. 2004. Estimation the saturated hydraulic conductivity in a spatially variable soil with different permeameters: a stochastic Kozeny-Carman relation. *Soil Tillage Research*. **77**: 189-202.
- Reichardt K. 1978. A Água na Produção Agrícola. Ed. McGraw-Hill do Brasil, São Paulo, 119p.
- Reichenberger S., Amelung W., Laabs V., Pinto A., Totsche K.U. & Zech W. 2002. Pesticide displacement along preferential flow pathways in a Brazilian Oxisol. *Geoderma*, **110**: 63-86.
- Resende M., Curi N., Rezende S.B. & Correa G.F. 1995. Pedologia: base para distinção de ambientes. NEPUT, Viçosa, 304p.
- Reynolds W.D & Elrick D.E. 1983. An reexamination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. *Soil Science*, **136(4)**: 250-268.
- Reynolds W.D & Elrick D.E. 1985. *In situ* measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Science*, **140**: 292-302.
- Reynolds W.D, Elrick D.E. & Clothier B.E. 1985. The constant head well permeameter: effects of unsaturated flow. *Soil Science*, **39(2)**: 172-180.
- Reynolds W.D, Vieira S.R. & Topp G.C. 1992. An assessment of the single-head analysis for the constant head well permeameter. *Can. J. Soil Science*, **72**: 489-501.
- Reynolds W.D., Bowman B.T., Brunke R.R., Drury C.F. & Tan C.S. 2000. Comparison of Tension Infiltrometer, Pressure Infiltrometer, and Soil Core Estimates of Saturated Hydraulic Conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **64**: 478-484.
- Richards B.G. 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, **1**: 318-333.
- Rijo L., Pelton W.H., Feitosa E.C. & Ward S.H. 1977. Interpretation of apparent resistivity data from Apodi Valey, Rio Grande do Norte, Brazil. *Geophysics*, **42**: 811-822.
- Ritz M., Parisot J.C., Diouf S., Beauvais A., Dione F. & Niang M. 1999. Electrical imaging of lateritic weathering mantles over granitic and metamorphic basement of eastern Senegal, West Africa. *Journal of Applied Geophysics*, **41**: 335-344.
- Rocha G.C. 2004. Estabilidade temporal da distribuição espacial da armazenagem, do gradiente de potencial total e do potencial mátrico da água, em um solo cultivado com citros. ESALQ/USP. Piracicaba. (Tese de doutorado). 131p.
- Roy A. & Apparao A. 1971. Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, **6(5)**: 943-959.
- Ruellan F. 1950. Contribuição ao estudo da Serra do Caraça. *Anais Associados dos Geógrafos Brasileiros*, **4(2)**: 77-106.
- Ruhe R.V. 1975. *Geomorphology*. Houghton Mifflin, Boston, (Não paginado).
- Sadeghi A.M., Isensee A.R. & Shirmohammadi A. 2000. Influence of soil texture and tillage on herbicide transport. *Chemosphere*, **41**: 1327-1332.
- Salaroli I.S. 1999. *Mapeamento litoestrutural da região de Santo Antônio do Leite*. Ouro Preto. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Trabalho Geológico.
- Salgado A.A.R. 2006. Estudo da evolução do relevo do Quadrilátero Ferrífero, MG – Brasil, através da quantificação dos processos erosivos e denudacionais. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Tese de Doutorado. 125p.
- Salverda A.P. & Dane J.H. 1993. An examination of the Guelph permeameter for measuring the soil's hydraulic properties. *Geoderma*. **57**: 405-421.

- Salvucci G.D. & Entekhabi D. 1995. Hillslope and climatic controls on hydrologic fluxes. *Water Resour. Res.*, **31(7)**: 1725-1739.
- Samouëlian A., Cousin I., Richard G., Tabbagh A. & Bruand A. 2003. Electrical resistivity imaging for detecting soil cracking at the centimetric scale. *Soil Science Society America Journal*, **67(5)**: 1319-1326.
- Sander H. 2002. The porosity of tropical soils and implications for geomorphological and pedogenetic processes and the movement of solutions within the weathering cover. *Catena*, **49**: 129-137.
- Santini A., Romano N., Ciollaro G. & Comegna V. 1995. Evaluation of a laboratory inverse method for determining unsaturated hydraulic properties of a soil under different tillage practices. *Soil Science*, **160(5)**: 340-351.
- Santos A.G. 2004. Influência do teor de Ferro na Condutividade Hidráulica Saturada de um Rejeito de Minério de Ferro. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 191 p.
- Santos C.A. 2001. Comportamento Hidrológico Superficial, Subsuperficial e a Erodibilidade dos solos da região de Santo Antônio do Leite, distrito de Ouro Preto – MG. UFOP/EM/DEGEO, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado. 108p.
- Schoeneberger P.J. & Wysocki D.A. 2005. Hydrology of soils and deep regolith: a nexus between soil geography, ecosystems and land management. *Geoderma*, **126**: 117-128.
- Scott C.H., Norman V.W. & Fields F.K. 1969. Reduction of fluorescence of two tracer dyes by contact with a fine sediment. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **650-B**: 164-168.
- Seki K., Miyazaki T. & Nakano M. 1998. Effects of microorganisms on hydraulic conductivity decrease in infiltration. *European Journal of Soil Science*, **49**: 231-236.
- Selby M.J. 1993. *Hillslope Materials and Processes*. Oxford University Press, Oxford, 451p.
- Sharma M.L., Gander G.A. & Hunt C.G. 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology*, **45**: 101-122.
- Sidiras N., Vieira S.R. & Roth C.H. 1984. Determinação de algumas características físicas de um latossolo roxo distrófico sob plantio direto e preparo convencional. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **8(3)**: 265-268.
- Silva T.R.M. 2000. Caracterização e erodibilidade dos solos de uma voçoroca na região de Ouro Preto — MG. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, PEC/COPPE/UFRJ, 2000. Tese de Mestrado. 106p.
- Šimůnek J., Van Guenuchten M.T., Gribb M.M. & Hopmans J.W. 1998. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. *Soil Tillage Research*, **47**: 27-36.
- Slater L.D. & Sandberg S.K. 2000. Resistivity and induced polarization monitoring of salt transport under natural hydraulic gradients. *Geophysics*, **65(2)**: 408-420.
- Smettem K.R.J. & Collis-George N. 1985.a. The influence of cylindrical macropores on steady-state infiltration in a soil under pasture. *Journal of Hydrology*, **79**: 107-114.
- Smettem K.R.J. & Collis-George N. 1985.b. Prediction of steady-state ponded infiltration distributions in a soil with vertical macropores. *Journal of Hydrology*, **79**: 115-122.
- Soares da Silva, A. 1999. “Análise morfológica dos solos e erosão”. In: Guerra, A.J T; Soares da Silva, A.; Botelho, R. G. M. (eds), *Erosão e Conservação dos solos – Conceitos, Temas e Aplicações*, capítulo 3, Bertrand, Rio de Janeiro.
- Sobreira F.G. 2000. Processos erosivos acelerados (voçorocas): O exemplo de Cachoeira do Campo, Ouro Preto, MG. *Solos e Rochas*, **23(3)**: 217-233.
- Sobreira F.G. 1998. Estudo das Erosões de Cachoeira do Campo, Ouro Preto, MG. Relatório Final Projeto FAPEMIG CEX 860/96, UFOP, Ouro Preto, MG.
- Soil Moisture Equipment Corp. 1986. Guelph Permeameter. Operating – Instructions, Soilmoisture manual, **Ver. 8**, p. 1-25.

- Soto M.A.A. 1999. Estudo da condutividade hidráulica em solos não saturados. EESC/USP. São Carlos, Dissertação de Mestrado. 120p.
- Sousa Pinto N.L., Holtz A.C.T. & Martins J.A. 1976. *Hidrologia Básica*. Edgard Blucher Ltda, São Paulo, 278p.
- Souza M.T. & Campos J.E.G. 2001. O papel dos regolitos nos processos de recarga de aquíferos do Distrito Federal. *Revista Escola de Minas*, **54(3)**: 191-198.
- Souza Z.M. 2003. Movimento de água e resistência à penetração em um latossolo vermelho distrófico de cerrado, sob diferentes usos e manejos. UNESP, Ilha Solteira –SP. (Dissertação de Mestrado).
- Springer E.P. 1987. Field-scale evaluation of infiltration parameters from soil texture for hydrologic analysis. *Water Resour. Res.*, **23(2)**: 325-334.
- Stamm C., Flühler H., Gächter R., Leuenberger J. & Wunderli H. 1998. Preferential transport of phosphorus in drained grassland soils. *Journal Environ. Qual.*, **27**: 515-522.
- Stephens D.B. 1996. *Vadose zone hydrology*, Lewis Publishers, New York, 347p.
- Stummer P. 2003. New developments in electrical resistivity imaging. ETH, Zürich. Dissertação de Mestrado. 184p.
- Tarquis A.M., McInnes K.J., Key J.R., Saa A., García M.R. & Díaz M.C. 2006. Multiscaling analysis in a structured clay soil using 2D images. *Journal of Hydrology*, **322**: 236-246.
- Telford W.M., Geldart L.P. & Sheriff R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 770p.
- Tricart J. 1961. O modelado do Quadrilátero Ferrífero Sul de Belo Horizonte. *Annales de Geographie*, **70(379)**: 255-272.
- Tricker A.S. 1978. The infiltration cylinder: some comments on its use. *Journal of Hydrology*, **36**: 383-391.
- Tsui C.C., Chen Z.S. & Hsieh C.F. 2004. Relationships between soil properties and slope position in a lowland rain forest of southern Taiwan. *Geoderma*, **123**: 131-142.
- Valadão, R.C. & Silveira, J. S. 1992. Estratigrafia Quaternária e evolução do relevo no Complexo Bação. Dados preliminares In: VI simpósio de Geologia de Minas Gerais, Ver. *Revista da Escola de Minas*, **45(1-2)**: 85-87.
- Van Genuchten M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44(5)**: 892-898.
- Varajão C.A.C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas*, **45**: 85-87.
- Vauclin M., Elrick D.E., Thony J.L., Vachaud G., Revol P. & Ruelle P. 1994. Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. *Soil Technology*, **7**: 181-195.
- Vieira B.C. 2001. Caracterização *in situ* da condutividade hidráulica dos solos e sua influência no condicionamento dos deslizamentos da bacia do rio Papagaio, maciço da Tijuca (RJ). UFRJ, Rio de Janeiro, (Dissertação de Mestrado).
- Vieira S.R. 1998. Permeâmetro: Um novo aliado na avaliação de manejo do solo. *O Agrônomo*, **47-50**: 32-33.
- Volpe C.A., Della Libera C.L.F., André R.G.B. & Nishimura T. 1988. Determinação, em condições de campo, da condutividade hidráulica de um solo Latossolo Vermelho-Escuro fase arenosa. *Científica*, **16(2)**: 219-228.
- Wang Z., Lu J., Wu L., Harter T. & Jury W. 2002. Visualizing Preferential Flow Paths using ammonium Carbonate and pH Indicator. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **66**: 347-351.
- Watson K.K. 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.*, **2**: 709-715.
- Weiler M.H. 2001. Mechanisms controlling macropore flow during infiltration. ETH, Zürich. Dissertação de Mestrado. 151p.

- White P.A. 1994. Electrode arrays for measuring groundwater flow direction and velocity. *Geophysics*, **57(2)**: 192-201.
- Wilkinson G.E. & Aina P.O. 1976. Infiltration of water into two Nigerian soils under secondary forest and subsequent arable cropping. *Geoderma*, **15**: 51-59.
- Woods R.A., Sivaplan M. & Robinson J.S. 1997. Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. *Water Resour. Res.*, **33(5)**: 1061-1073.
- Zhang Z. F., Groenevelt P. H. & Parkin G. W. 1998. The well-shape factor for the measurement of soil hydraulic properties using the Guelph Permeameter. *Soil Tillage Research*, **49**: 219-221.

Anexo I

CONSIDERAÇÕES SOBRE O PERMEÂMETRO GUELPH

Desenvolvido no Canadá, o permeâmetro Guelph passou a ser utilizado com bastante frequência no mundo inteiro depois que Reynolds & Elrick (1985), baseados na equação de Richards (1931), estenderam sua utilização para a medição do fluxo em regime não-saturado, até então esse aparelho limitava-se a medir o fluxo apenas em condições de saturação. Para tal, uma vazão Q é considerada composta por duas parcelas, sendo a primeira correspondente ao fluxo saturado e a segunda ao fluxo não-saturado, como mostra a equação 1. Segundo Soto (1999) estas parcelas foram deduzidas a partir das superfícies dos bulbos, saturado e não-saturado, que se formam no solo ao redor do furo de sondagem (poço) durante a execução do ensaio (Figura 1). Segundo Elrick *et al.* (1989), durante o ensaio o bulbo maior úmido (não saturado) migra externamente partindo do bulbo saturado.

$$Q = A.K + B\psi_m \quad (\text{Eq. 1})$$

$$A = \frac{(2.\pi.H^2)}{C} + \pi.a^2 \quad (\text{Eq. 2})$$

$$B = \frac{(2.\pi.H)^2}{C} \quad (\text{Eq. 3})$$

onde:

Q – vazão a carga constante;

H - altura de água constante;

K – condutividade hidráulica saturada de campo;

ψ_m – potencial matricial de fluxo;

C – fator de forma que depende da razão H/a , onde a é o raio do furo.

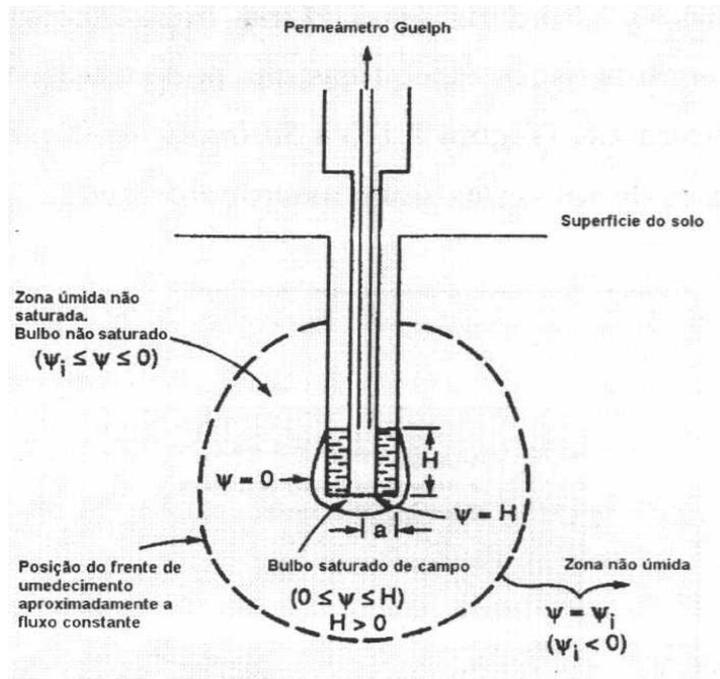


Figura 1 – Bulbos formados durante o ensaio com permeâmetro Guelph (Soto 1999).

O coeficiente de Hazen “C” (Equação) é um fator de forma que depende da razão carga hidráulica/raio do poço em que se faz o ensaio. Para a determinação deste coeficiente, a SOIL MOISTURE EQUIPMENT. CORP. (fabricante do permeâmetro Guelph) fornece um ábaco para sua determinação em três tipos de solo, tomando como base a textura e macroporosidade (Figura 2).

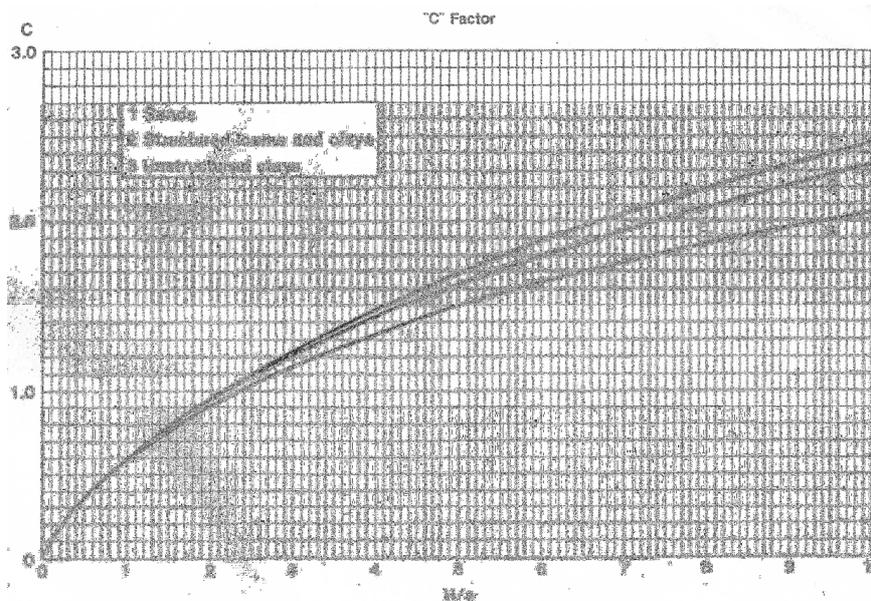


Figura 2 – Ábaco do fator de forma C (Soil Moisture 1986).

As equações empíricas 4, 5 e 6 foram elaboradas por Zhang *et al.* (1998) e podem ser utilizadas para determinação do coeficiente de Hazen, em substituição às curvas 1, 2 e 3, respectivamente, mostradas na figura 2.

$$C_2 = \left(\frac{H/a}{2,074 + 0,093.H/a} \right)^{0,754} \quad (\text{Eq. 4})$$

$$C_2 = \left(\frac{H/a}{1,992 + 0,091.H/a} \right)^{0,683} \quad (\text{Eq. 5})$$

$$C_3 = \left(\frac{H/a}{2,102 + 0,118.H/a} \right)^{0,655} \quad (\text{Eq. 6})$$

Segundo Gardner (1958), o potencial matricial de fluxo pode ser predito através da seguinte equação:

$$\Psi_m = \int_{\psi_i}^0 K(\psi).d\psi \quad \psi_i < \psi < 0 \quad (\text{Eq. 7})$$

onde:

Ψ_m – potencial matricial de fluxo;

ψ – carga de pressão de água no solo;

$K(\psi)$ – função condutividade hidráulica.

Para esse autor, o limite superior de integração ($\Psi=0$) e o inferior ($\Psi=\Psi_i$) da equação 7, referem-se aos limites do bulbo saturado e não saturado (Figura 1). Segundo Soto (1999), dentro do

bulbo saturado a pressão de água no solo é $\Psi > 0$, dentro do bulbo não saturado $\Psi < 0$, que corresponde à sucção no solo.

Para Soto (1999), o modelo desenvolvido por Gardner (1958) foi um artifício de transformação para linearizar a função diferencial da equação de Richards (1931), que descreve o movimento da água no meio poroso, homogêneo e não saturado com fluxo em regime permanente. Esta relação pode ser demonstrada através da relação:

$$\nabla(K(\psi)\nabla\Phi) = 0 \quad (\text{Eq. 8})$$

onde:

$K(\psi)$ – função condutividade hidráulica não saturada;

Φ – potencial total de água no solo compostos pelo potencial matricial e gravimétrico.

Desta forma pode-se apresentar o potencial total de água no solo utilizando a equação 3.4. Quando se substitui a equação 8 na equação 3.4, a equação de Richards assume a forma da equação 9:

$$\nabla(K(\psi)\nabla\psi) = \frac{\partial k(\psi)}{\partial z} \quad (\text{Eq. 9})$$

De acordo com Soto (1999), ao introduzir a equação 7 na equação 9 esta fica reduzida à forma linear da equação 10:

$$\nabla^2\Psi_m = \alpha \cdot \frac{\partial\Psi_m}{\partial\psi} \quad (\text{Eq. 10})$$

onde:

$$\alpha = \frac{1}{K(\psi)} \cdot \frac{dK(\psi)}{d\psi} = \text{Constan te} \quad (\text{Eq. 11})$$

A partir da equação 11, Reynolds & Elrick (1985) deduziram a função condutividade hidráulica não-saturada com solução para as condições de contorno da Figura 1. Assim tem-se que:

$$\int_{k_i}^{k_{fs}} \frac{1}{K(\psi)} \cdot dK(\psi) = \int_{\psi_i}^0 \alpha \cdot d\psi \quad \psi_i < 0 \quad (\text{Eq. 12})$$

Assim, resolvendo-se a equação 12 obtém-se:

$$K_i = K \cdot e^{\alpha \cdot \psi_i} \quad (\text{Eq. 13})$$

ou

$$K(\psi) = K \cdot e^{\alpha \cdot \psi} \quad (\text{Eq. 14})$$

onde:

K_{fs} – condutividade hidráulica saturada de campo;

ψ - carga de pressão na água do solo;

α – constante que depende das propriedades do solo principalmente macroporosidade e textura (Reynolds *et al.* 1992).

A função deduzida por Reynolds & Elrick (1985) relaciona a condutividade hidráulica com a sucção do solo. Desta forma, pode-se afirmar que quando a sucção aumenta a condutividade hidráulica diminui exponencialmente desde seu valor máximo K ($K(\Psi)=K$, quando $\Psi>0$) (Soto 1999).

Para o cálculo da condutividade hidráulica obtida com uso do permeâmetro de Guelph, o parâmetro α pode ser obtido mediante a lei de fluxo proposta por Gardner (1958). Para Reynolds & Elrick (1985) a extensão dessa teoria permite estimar o parâmetro α referente à função exponencial $K(\Psi)$. Desta forma, ao substituir as equações 13 ou 14 na equação 7 tem-se:

$$\Psi_m = \frac{K}{\alpha} \cdot [1 - e^{-\alpha \psi_i}] \quad (\text{Eq. 15})$$

onde:

Ψ_m – potencial matricial de fluxo no solo;

K – condutividade hidráulica saturada de campo;

α – constante que depende das propriedades do solo principalmente macroporosidade e textura;

ψ_i - carga de pressão na água do solo.

Ao considerar o valor da expressão $(\alpha \Psi_i) \ll 1$ para solos relativamente secos ($\Psi_i \leq -10 \text{kPa}$) em estado natural a expressão pode ainda ser reduzida para (Scotter 1982):

$$\alpha = \frac{K}{\Psi_m} \quad (\text{Eq. 16})$$

onde:

α – constante que depende das propriedades do solo principalmente macroporosidade e textura;

K – condutividade hidráulica saturada de campo;

Ψ_m – potencial matricial de fluxo no solo.

Em suma, o parâmetro α é reduzido a uma relação condutividade hidráulica saturada de campo K e o potencial matricial de fluxo Ψ_m , ambos obtidos *in situ* (Soto 1999).

Para o cálculo da condutividade hidráulica saturada e potencial matricial com o permeâmetro Guelph estão disponíveis na literatura diversos procedimentos. Elrick *et al.* (1989) sugerem a aplicação de apenas uma carga hidráulica por ensaio para a obtenção da condutividade saturada (K) e potencial matricial (Ψ_m), conforme as equações 17 e 18, respectivamente:

$$K = \frac{C \cdot Q}{\left[2\pi H^2 + C\pi a^2 + \left(\frac{2\pi H}{\alpha} \right) \right]} \quad (\text{Eq. 17})$$

$$\Psi_m = \frac{C.Q}{\left((2.\pi.H^2 + \pi.a^2.C)\alpha + 2.\pi.H \right)} \quad (\text{Eq. 18})$$

onde: a é o raio do poço; Q é a vazão (m/s); H é a carga hidráulica aplicada; C é o coeficiente de Hazen (Soto 1999), fator adimensional, que depende da razão H/a (Figura 2). Os valores de α são estimados com base nas observações quanto à textura e, sobretudo, quanto à estrutura, como a macroporosidade e as descontinuidades, como pode ser visto na Tabela 1. Reynolds *et al.* (1992) sugeriram o emprego do valor de $\alpha = 11\text{m}^{-1}$ aplicável a todos os tipos de solos, independente de suas características estruturais.

Tabela 1 - Valores de α para solos com diferentes características (Elrick *et al.* 1989).

<i>Características do meio poroso</i>	α (m^{-1})
Solo argiloso, compacto e estruturado, como sedimentos marinhos;	1
Solos com textura fina (argilosos) e sem estrutura;	4
Solos estruturados argilosos e siltosos e também areias finas e solos razoavelmente estruturados;	12
Areias grossas e cascalhos. Podem ser incluídos solos altamente estruturados, com grandes fraturas e macroporos;	36

O procedimento com uma carga é recomendado quando se necessita grande número de ensaios, pois seu tempo de execução é pequeno.

Reynolds & Elrick (1985) propuseram um procedimento, com aplicação de duas cargas hidráulicas (H_1 e H_2) por ensaio. Neste caso, para obtenção da condutividade hidráulica (K) e potencial matricial (Ψ_m), adotam-se as equações 19 e 22, respectivamente:

$$K = G_2.Q_2 - G_1.Q_1 \quad (\text{Eq.19})$$

Sendo os valores dos parâmetros G_1 e G_2 obtidos com as seguintes equações:

$$G_2 = \frac{H_1 \cdot C_1}{\pi [2 \cdot H_1 \cdot H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 \cdot C_2 - H_2 \cdot C_1)]} \quad (\text{Eq. 20})$$

$$G_1 = G_2 \cdot \frac{H_2 \cdot C_1}{H_1 \cdot C_2} \quad (\text{Eq. 21})$$

$$\Psi_m = J_1 \cdot Q_1 - J_2 \cdot Q_2 \quad (\text{Eq. 22})$$

onde:

$$J_1 = \frac{(2 \cdot H_2^2 + a^2 \cdot C_2) C_1}{2 \cdot \pi (2 \cdot H_1 \cdot H_2 \cdot (H_2 - H_1) + a^2 \cdot (H_1 \cdot C_2 - H_2 \cdot C_1))} \quad (\text{Eq. 23})$$

$$J_2 = J_1 \cdot \frac{(2 \cdot H_1^2 + a^2 \cdot C_1) C_2}{(2 \cdot H_2^2 + a^2 \cdot C_2) C_1} \quad (\text{Eq. 24})$$

Onde os subscritos 1 e 2 indicam valores obtidos quando da aplicação das cargas H_1 e H_2 , respectivamente.

No caso da adoção desse procedimento, o parâmetro α pode ser obtido a partir da equação 16.

Um problema deste procedimento, e que pode invalidar seus resultados, é o grande número de valores negativos freqüentemente obtidos para a condutividade hidráulica (Salverda & Dane 1993, Soto 1999, Dafonte Dafonte *et al.* 1999, Vieira 2001). Reynolds & Elrick (1985) relatam que tais valores negativos devem-se a erros por não ter sido atingido o regime permanente de fluxo e/ou devido a pequenas variações espaciais das propriedades hidráulicas do solo. Ragab & Cooper (1993) lembram ainda que valores negativos também podem está associados a macroporos que não aparecem nas paredes do furo, mas que são atingidos pelo bulbo de saturação.

Elrick *et al.* (1989) sugerem um procedimento de aplicação de mais de duas cargas hidráulicas (H) diferentes com respectivas medições de vazão. Desta forma pode-se obter K e Ψ_m , e o parâmetro α por meio das equações 25, 26 e 16, respectivamente:

$$K = \frac{\sum_{i=1}^n H_i^2 \cdot \sum_{i=1}^n C_i \cdot Q_i \cdot \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right) - \sum_{i=1}^n H_i \cdot C_i \cdot Q_i \cdot \sum_{i=1}^n H_i \cdot \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right)}{2 \cdot \pi \cdot \left[\sum_{i=1}^n H_i^2 \cdot \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right)^2 - \left(\sum_{i=1}^n H_i \cdot \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right) \right)^2 \right]} \quad (\text{Eq. 25})$$

$$\Psi_m = \frac{\sum_{i=1}^n C_i \cdot Q_i \cdot \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right) \cdot \sum_{i=1}^n H_i \cdot \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right) - \sum_{i=1}^n H_i \cdot C_i \cdot Q_i \cdot \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right)}{2 \cdot \pi \cdot \left[\left(\sum_{i=1}^n H_i \cdot \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right) \right)^2 - \sum_{i=1}^n H_i^2 \cdot \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_i \cdot a_i^2}{2} + H_i^2 \right)^2 \right]} \quad (\text{Eq. 26})$$

Neste caso, os valores de C_i podem ser determinados para cada razão H/a através do ábaco de figura 2, ou das equações 4, 5 e 6, dependendo das características texturais do solo. O parâmetro α pode ser calculado através da equação 16.

O permeâmetro Guelph, assim como todos os métodos utilizados para medição da condutividade, possui vantagens e desvantagens. Entre as vantagens pode-se destacar: a obtenção simultânea à condutividade hidráulica de outros parâmetros hidráulicos como, por exemplo, a sortividade; também permite medidas às profundidades maiores que outros métodos de campo, com baixo custo e com utilização de pouca quantidade de água para cada ensaio; pode ser operado por uma única pessoa, com um tempo de medição relativamente curto; permite obter condutividade hidráulica no intervalo de 10^{-2} a 10^{-8} cm/s (Reynolds & Elrick 1985, Reynolds *et al.* 1985, Reynolds *et al.* 1992, Ragab & Cooper 1993, Salverda & Dane 1993). No tocante a este intervalo de medição, Steward & Noland (1987) reportam que o sistema de Mariotte não trabalha corretamente com fluxo muito pequeno. Assim, mesmo que vários autores reportem que o permeâmetro Guelph meça condutividades de até 10^{-8} cm/s, não é recomendado este aparelho seja utilizado em solos com condutividade hidráulica menor que 10^{-7} cm/s.

Dentre as desvantagens do permeâmetro Guelph, as que ganham maior destaque na literatura são: as heterogeneidades do meio poroso podem resultar em valores irreais dos parâmetros investigados; as medidas são pontuais, o que proporciona uma elevada variabilidade espacial; dependendo da textura do solo, devido à impermeabilização da parede do furo durante sua escavação, os valores de condutividade podem ser subestimados; (Ragab & Cooper 1993, Salverda & Dane 1993, Dafonte Dafonte *et al.* 1999, dentre outros).

Anexo II

O MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE.

O método da eletrorresistividade teve sua origem no Séc. XVIII com a observação das propriedades de condutividade elétrica dos solos e rochas. Por muito tempo esse método se restringiu a estudos teóricos, passando a ser aplicado, por exemplo, na mineração somente no início do Séc. XX (Orellana 1972).

Após os estudos de Conrad Schlumberger e Frank Wenner na França e América do Norte, respectivamente, os métodos elétricos passaram a contar com um referencial teórico e prático mais eficaz, pois esses autores inseriram a prática de coleta de dados com uso de quatro eletrodos, facilitando os trabalhos de campo.

A detecção de corpos minerais ou mesmo variações geológicas em subsuperfície se dá a partir da medida de potenciais elétricos induzidos artificialmente (Telford *et al.* 1990). Para a utilização do método da eletrorresistividade, se faz necessário o conhecimento de três propriedades fundamentais:

a) **Resistividade** - segundo Orellana (1972), a dificuldade que um corpo apresenta à passagem de uma corrente elétrica dá-se o nome de resistividade elétrica ou eletrorresistividade, como é mais comumente referida na literatura. Esta propriedade baseia-se na lei de Ohm a qual reza que, tendo-se conhecimento da corrente injetada (I), da diferença de potencial (ΔV) e das posições dos pontos de injeção e captação de correntes (eletrodos de corrente e potencial respectivamente), pode-se calcular a resistividade que é dada pela equação abaixo:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K (\Omega.m) \quad (\text{Eq. 1})$$

onde,

$$K = 2\pi.Gx \quad (\text{Eq. 2})$$

sendo:

$$G = \frac{1}{\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}} \quad (\text{Eq. 3})$$

onde, K é um fator geométrico, que depende da forma de disposição dos eletrodos de corrente (AB) e potencial (MN) no terreno; x é o espaçamento dos dipolos AB e MN adotados; e n é o nível ou profundidade investigada (Elis 1998).

A equação 1 foi criada baseada na aplicação de cargas elétricas em um terreno homogêneo e isotrópico, ou seja, qualquer que fosse a disposição dos eletrodos, estes estariam localizados em pontos isorresistivos. Porém, tal fato não é encontrado na natureza, que faz com que os valores obtidos representem uma pseudo-resistividade, mais conhecida como resistividade aparente (ρ_a) (Orellana 1972).

b) **Constante dielétrica** – define a capacidade que um corpo tem de armazenar cargas elétricas.

c) **Atividade eletroquímica do material** – constitui-se de correntes elétricas naturais presentes no material geradas sem influência das correntes artificiais injetadas.

Além de prospecção mineral (Badi & Gallas 1984), o método da eletrorresistividade tem-se mostrado eficiente como ferramenta de prospecção em estudos de diferentes áreas, como vulcanologia, arqueologia e geotecnia, hidrogeologia e geologia dentre outras (Rijo *et al.* 1977, Batayneh 2001, Pellerin 2002). Assim, com advento d

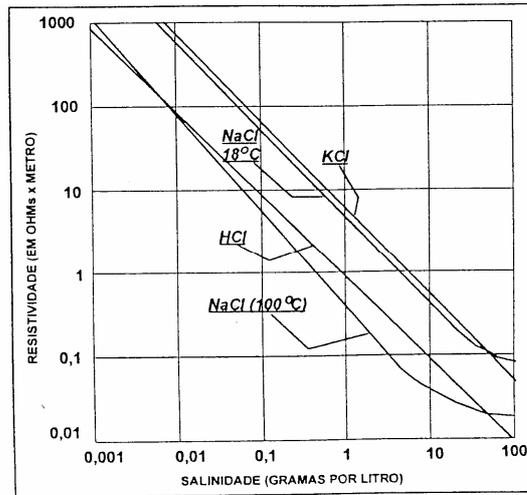


Figura 1 – Relação entre salinidade e resistividade para diferentes temperaturas (Gallas 2000).

A resistividade é extremamente variável com valores entre $10^{-6} \Omega \cdot m$ para minerais como a grafita até mais de $10^{12} \Omega \cdot m$ para rochas quartzosas sem água nos seus interstícios (Monteiro 1999). A figura 2 apresenta uma síntese dos valores típicos de eletroresistividade e condutividade, conhecidos para diversos materiais.

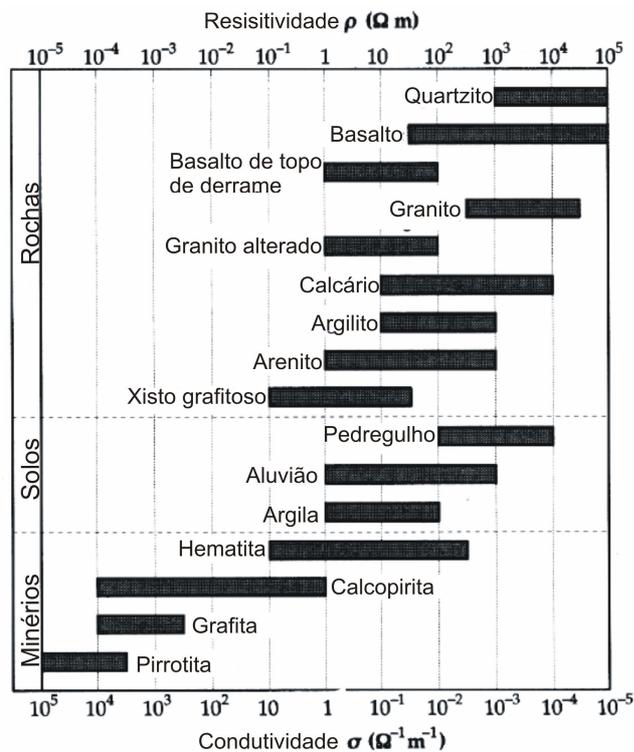


Figura 2 – Valores típicos de resistividade e condutividade de vários materiais (Ward 1990, *apud* Stummer 2003).

Levantamentos

Para a realização dos levantamentos geofísicos com uso da eletrorresistividade, o primeiro passo a ser dado, refere-se à escolha do arranjo para disposição dos eletrodos na superfície do terreno. A maioria dos arranjos utiliza-se de quatro eletrodos, sendo dois para a injeção da corrente no terreno, também chamados de eletrodos de corrente (A e B), e dois para as medidas de diferença de potencial, eletrodos de potencial (M e N). A figura 3 mostra as configurações de distribuições dos eletrodos de corrente e de potencial para os arranjos clássicos e seus respectivos fatores geométricos.

De acordo com Stummer (2003), a escolha do arranjo a ser utilizado depende de quatro variáveis principais, são elas:

- profundidade de investigação;
- razão sinal ruído e fator geométrico;
- contato eletromagnético;
- resolução lateral.

Alguns autores fazem discussões mais aprofundadas a respeito de cada uma dessas variáveis (Roy & Apparao 1971, Edwards 1977, Gallas 2000, Stummer 2003), aqui não abordadas por não se tratar do objetivo deste trabalho.

Tipo	Arranjo dos eletrodos	Fator geométrico
Wenner		$K = 2\pi a$
Schlumberger		$K = \pi n(n+1)a$ $n > 3$
Dipolo-Dipolo		$K = \pi n(n+1)(n+2)a$
Polo-Dipolo		$K = 2\pi n(n+1)a$ $n > 3$
Polo-Polo		$K = 2\pi a$
		$K = 2\pi \left[\frac{1-X}{(Y^2 + (1-X)^2)^{3/2}} + \frac{1+X}{(Y^2 + (1+X)^2)^{3/2}} \right]^{-1}$ $(X = \frac{x}{\Delta}; Y = \frac{y}{\Delta})$

Figura 3 – Principais arranjos com seus respectivos fatores geométricos (Stummer 2003).

Após a escolha e instalação do arranjo dos eletrodos na superfície a ser investigada, insere-se uma corrente elétrica no solo por meio dos eletrodos A e B e mede-se diferença de potencial com uso de um voltímetro (Figura 4). A disposição dessas diferenças em uma superfície bidimensional resulta em um perfil de isovalores, conhecido como perfil de resistividade aparente (Figura 5).

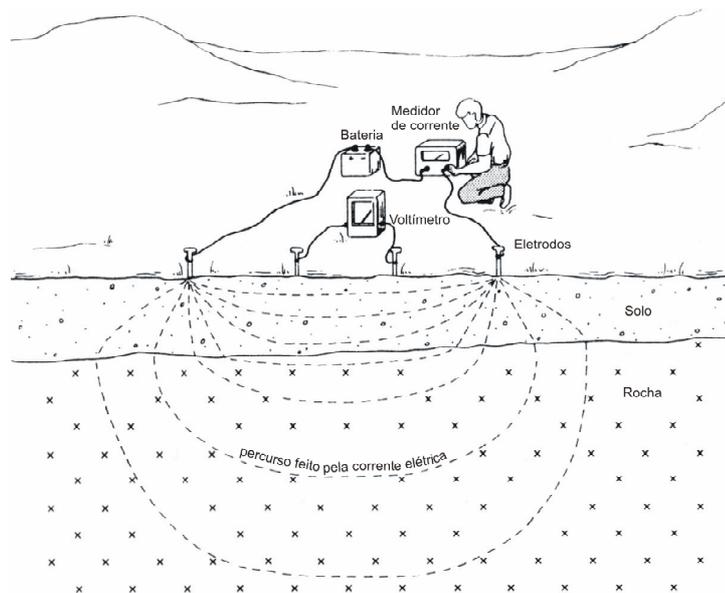


Figura 4 – Conjunto básico de aparelhos utilizados para levantamentos com quatro eletrodos (Robinson & Coruh 1988, *apud* Stummer 2003).

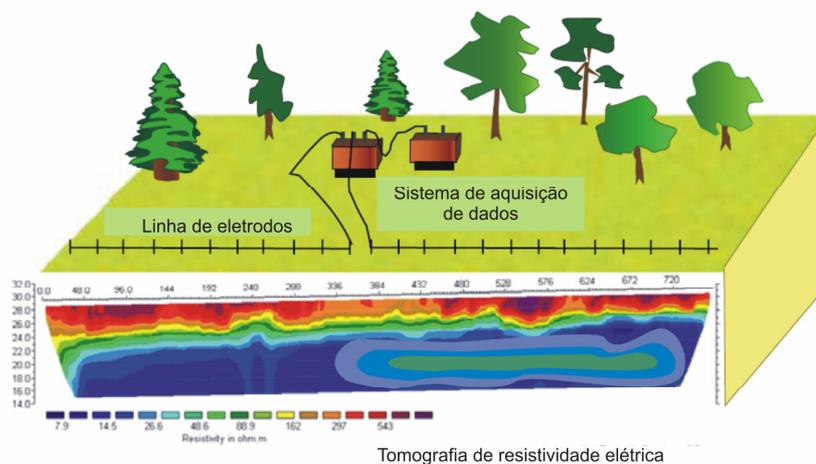


Figura 5 – Exemplo de perfil de resistividade aparente (Stummer 2003).

Os dados obtidos em campo devem passar por um processamento para eliminação de anomalias produzidas por problemas de aquisição, tais como leituras incorretas, má conexão dos eletrodos e interferências de campos condutivos alheios ao levantamento (fios de alta tensão, por exemplo). Adicionalmente a essa eliminação, pode-se ainda efetuar um processo de inversão, que nada mais é que, a partir de um modelo teórico aproximar os valores obtidos para melhor representar a realidade investigada. Esse processo, que geralmente é feito por meio de programas específicos, encontra-se mais detalhado no capítulo de metodologia desta tese.

Anexo III

 Laboratório de Geoquímica Ambiental	PROCEDIMENTO OPERACIONAL PADRÃO				POP-LGqA 004/03
	Determinação de Cloreto – Método Titulométrico				Folha: 1/4
	Elaborado por:	Revisado por:	Elaborado em:	Última revisão:	Cl⁻
Aline Kelly	Prof.: Jorge de Lena	17/06/03	04/07/03		

Índice

Informações Gerais.....	1
1 - Objetivos	1
2 - Campo de Aplicação	1
3 - Equipamentos, Reagentes, Vidrarias e Materiais	1
3.1 Equipamentos	1
3.2 Reagentes	2
3.3 Vidrarias	2
3.4 Materiais	2
4 - Preparo de Soluções	2
4.1 Preparo da Solução de NaCl 0,0141 mol/L	2
4.2 Preparo da Solução Padrão de AgNO ₃ 0,0141 mol/L	2
4.3 Preparo da Solução 5% de Cromato de Potássio	2
5 - Padronização da Solução de Nitrato de Prata AgNO ₃	2
6 - Metodologia	3
7 - Cálculos da Concentração	3
7.1 Cálculo da concentração da solução de Nitrato de Prata	3
7.2 Cálculo da concentração de cloreto	3

Informações Gerais

Limite de Detecção	1 mg/L
Desvio Padrão Típico	

1 - Objetivo

1.1 Determinar o teor de cloreto das águas, a fim de obter informações sobre o seu grau de mineralização ou indícios de poluição.

2 - Campo de Aplicação

2.1 Águas de rios, lagoas, barragens, etc.

3 - Equipamentos, Reagentes, Vidrarias e Materiais

3.1 Equipamentos

3.1.1 Balança Analítica

3.1.2 Estufa

3.2 Reagentes

- 3.2.1 Cloreto de sódio
- 3.2.2 Nitrato de prata
- 3.2.3 Solução padrão de nitrato de prata 0,0141 mol/L
- 3.2.4 Solução padrão de cloreto de sódio 0,0141 mol/L
- 3.2.5 Solução indicadora 5% de cromato de potássio

3.3 Vidrarias

- 3.3.1 Bureta de 50mL
- 3.3.2 Erlenmeyer de 250mL
- 3.3.3 Béquer
- 3.3.4 Balão volumétrico de 500mL
- 3.3.5 Balão volumétrico de 1000ml

3.4 Materiais

- 3.4.1 Espátulas
- 3.4.2 Garras, mufas, tripé

4 - Preparo de Soluções

4.1 Preparo da Solução de NaCl 0,0141 mol/L

- 4.1.1 Dissolver 0,8241g de NaCl (seco por 2 horas a 110°C) em água deionizada, transferir quantitativamente para um balão volumétrico de 1 litro, completar o volume e homogeneizar.
- 3.1.2 Cada mililitro desta solução contém 0,500mg de Cl⁻. (0,500 g/L)

4.2 Preparo da Solução Padrão de AgNO₃ 0,0141 mol/L

- 4.2.1 Dissolver 2,396g de AgNO₃ em água deionizada, transferir quantitativamente para um balão volumétrico e completar o volume para 1 litro. Homogeneizar.
- 4.2.2 Observação: Nitrato de prata é sensível à luz, da sua decomposição resultam prata e cloro, permanecendo a prata coloidal dispersa sobre o cloreto de prata, o que lhe dá uma cor purpúrea. Esta solução deve, portanto, ser manipulada rapidamente e ser acondicionada em frasco âmbar.

4.3 Preparo da Solução 5% de cromato de potássio

- 4.3.1 Pesar 5g de K₂CrO₄ e transferir para um béquer de 250mL. Adicionar 100mL de água deionizada e agitar até completa dissolução do sal.

5 - Padronização da solução de nitrato de prata AgNO₃

- 5.1 Pipetar 25,00mL da solução de cloreto de sódio padrão 0,0141 mol/L e transferir para um erlenmeyer de 250mL.
- 5.2 Adicionar 1mL da solução indicadora de cromato de potássio. Adicionar, lentamente, a solução de nitrato de prata, de uma bureta, agitando o líquido constantemente.
- 5.3 Adicionar gota a gota até que ocorra uma mudança de cor fraca, mas distinta. A cor castanho-avermelhada *fraca* deverá persistir após uma agitação forte.
- 5.4 Preparar um branco para comparação. Pipetar 25,00mL de água destilada, adicionar 1mL da solução indicadora, e titular.
- 5.5 Repita a titulação com outras duas alíquotas de 25,00mL da solução de cloreto de sódio.

Volume de NaCl	Volume de AgNO ₃
25mL	V ₁
25mL	V ₂
25mL	V ₃

6 - Metodologia

6.1 Transferir quantitativamente 100mL* da amostra de água para um erlenmeyer.

6.2 Adicione 1mL do indicador de cromato de potássio e titule, com a solução padrão de nitrato de prata, até que surja a primeira cor castanho-avermelhado persistente, (mudança de cor bastante sutil). Utilize uma bureta escura.

6.3 Anote o volume gasto de AgNO₃.

6.4 Antes de iniciar a titulação das amostras, prepare uma prova em branco, para o ponto inicial e final da titulação. Anote o volume de AgNO₃ gasto na titulação do branco. (Utilize o branco para comparação do ponto final da titulação).

6.5 Calcule o teor de cloreto da amostra.

6.6 Observações: A cor da amostra e concentrações de sulfeto e tiosulfato, podem interferir nos resultados.

* Pode-se utilizar 50mL de amostra, ao invés de 100mL, prestar atenção na realização dos cálculos (V_{am} – volume da amostra).

7 - Cálculos de concentração

7.1 Cálculo da concentração da solução de nitrato de prata:



Número de mol de cloreto: $n_{\text{Cl}^-} = 0,0141 \text{ mol/L} \times 25,00 \text{ mL} = 0,353 \text{ mmol}$

Concentração da solução de AgNO₃: $C = n/V$

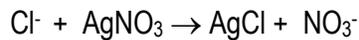
$$C_{\text{AgNO}_3} = \frac{0,353 \text{ mmol}}{V_x}$$

V_x : volume de AgNO₃ gasto para titular a alíquota de 25,00mL da solução de NaCl.

7.1.1 Calcular a concentração da solução de AgNO₃ para cada uma das alíquotas recolhidas (as quais foram determinados os respectivos volumes: V₁, V₂ e V₃), e tirar a média das concentrações: C₁, C₂ e C₃;

7.1.2 Sendo assim, a concentração da solução de AgNO₃ é o valor médio das concentrações:

$$\bar{C} = \frac{C_1 + C_2 + C_3}{3} \text{ (mol/L)}$$

7.2 Cálculo da concentração de cloreto:

$$n_{\text{Cl}^-} = n_{\text{AgNO}_3}$$

$$n_{\text{AgNO}_3} = C_{\text{AgNO}_3} \times (V_{\text{AgNO}_3} - V_{\text{branco}})$$

$$n_{\text{Cl}^-} = C_{\text{AgNO}_3} \times (V_{\text{AgNO}_3} - V_{\text{branco}})$$

$$m_{\text{Cl}^-} = C_{\text{AgNO}_3} \times (V_{\text{AgNO}_3} - V_{\text{branco}}) \times M_{\text{Cl}^-}$$

$$C_{\text{Cl}^-} = \frac{C_{\text{AgNO}_3} \times (V_{\text{AgNO}_3} - V_{\text{branco}}) \times M_{\text{Cl}^-}}{V_{\text{am}}}$$

V_{AgNO_3} = volume de AgNO_3 gasto na amostra (mL)

V_{branco} = volume de AgNO_3 gasto no branco (mL)

M_{Cl^-} = 35,5 g/mol

V_{am} = volume da amostra utilizado (mL)

Anexo IV

Análise dos Fatores Intervenientes na Condutividade Hidráulica dos Horizontes Superficiais de Solos de Áreas Gnáissicas do Complexo Bação, MG

Analysis of the Controlling Factors of the Hydraulic Conductivity of Soil Surface Horizons of Gneissic Areas, Bação Complex, MG

Análisis de los Factores Intervenientes en la Conductividad Hidráulica de los Horizontes Superficiales de Suelos de Gneis del Complejo Bação, MG

Fernando Morais, Luís de Almeida Prado Bacellar

Resumo. Este estudo objetiva discutir os fatores que condicionam a condutividade hidráulica dos horizontes superficiais de solos tropicais de região com gnaisses. Foram selecionados solos de duas áreas que se distinguem apenas pelas características geomorfológicas. A primeira, em encosta com formas côncavas em planta e em perfil, com predomínio de argissolos; a segunda, em encosta com forma convexa em planta e perfil, com predomínio de solos bem desenvolvidos (latossolos). Os solos coletados foram submetidos à caracterização básica, visando investigar a influência de algumas de suas propriedades físicas na condutividade. A condutividade nos horizontes pedológicos superficiais (A e B) foi determinada com permeâmetro Guelph e infiltrômetro de anéis, no campo, e com permeâmetro de carga constante, em laboratório. Os resultados mostram que os valores de condutividade determinados com os três métodos são similares. Comprovou-se que a condutividade é em média maior na encosta convexa, onde os solos tendem a apresentar poros mais conectados e menor razão silte/argila. O horizonte A apresenta valores de condutividade mais dispersos que o horizonte B, em função da maior influência de macroporos e da compactação superficial. Demonstrou-se neste trabalho que a condutividade hidráulica é muito influenciada pelas condições pedo-geomorfológicas do terreno.

Palavras-chave: permeâmetro Guelph, infiltrômetro, condutividade hidráulica, textura, porosidade, encosta.

Abstract. This study aims to analyze the controlling factors of hydraulic conductivity of tropical soils from a gneissic region. The soils came from two areas with identical characteristics, but with different geomorphological backgrounds. The first one is placed in a topographic nose, with argisols and cambisols, and the second one in a hollow, with well developed soils (oxisols). Basic properties were determined in the laboratory in order to establish their influence in the hydraulic conductivity. The topsoil (A and B horizon) conductivity was determined through Guelph permeameter and ring infiltrometers, in the field, and with constant-head permeameter, in the laboratory. The hydraulic conductivity values obtained with the three methods were similar. The results showed that the conductivity is great in the nose, where the soils present larger connected pores and high silt/clay ratio. The A horizon presents more dispersed values of conductivity than the B horizon, because it can be more compacted or with a greater content of macropores. It was proven that the hydraulic conductivity is influenced by pedo-geomorphological conditions.

Key words: Guelph permeameter, infiltrometer, hydraulic conductivity, soil texture, soil porosity, hillslope.

Resumen. Este estudio tiene como objetivo discutir los factores que condicionan la conductividad hidráulica de horizontes superficiales de suelos tropicales de regiones con gneis. Fueron seleccionados suelos de dos áreas, los cuales son diferenciados en las características geomorfológicas. La primera en una vertiente con formas côncavas en planta y perfil, con predominio de *argisols* y cambisoles; la segunda en una vertiente con forma convexa en planta y perfil, con predominio de suelos muy desarrollados (latossolos). Los suelos colectados fueron sometidos a una caracterización básica con la finalidad de investigar la influencia de algunas de las propiedades físicas en la conductividad. La conductividad en los horizontes pedológicos superficiales (A y B) fue determinada con permeâmetro Guelph e infiltrômetro de anillos, en el campo, además de permeâmetro con carga hidráulica constante, en laboratorio. Los resultados mostraron que los valores de la conductividad determinados con los tres métodos son semejantes. Además se comprobó que la conductividad es en media mayor en la vertiente convexa, donde los suelos tienden a tener porosos mas conectados y con menor razón limo/arcilla. El horizonte "A" presenta valores de conductividad más

Fernando Morais, M.Sc., Doutorando, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, Brasil. e-mail: moraisgeographer@gmail.com.

Luís de Almeida Prado Bacellar, Dr., Professor Adjunto, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, Brasil. e-mail: bacellar@degeo.ufop.br.

Recebido em 17/11/2005; Aceitação final em 17/2/2006; Discussões até 31/8/2006.

elevados y más dispersos que el horizonte B, debido a la gran influencia de los macroporos y a la compactación superficial. En este trabajo ha sido demostrado que la conductividad hidráulica es muy influenciada por las condiciones pedo-geomorfológicas del área.

Palabras clave: permeámetro Guelph, infiltrómetro, conductividad hidráulica, textura, porosidad, vertiente.

1. Introdução

A condutividade hidráulica expressa a facilidade de um meio em conduzir água sob determinado gradiente hidráulico. A condutividade hidráulica dos horizontes superficiais dos solos, objetivo deste trabalho, constituiu-se um atributo de relevante importância para projetos geotécnicos e hidrogeológicos (Lambe & Whitman, 1979; Cedergerren, 1977; Custódio & Llamas, 1980; Salverda & Dane, 1993). Por tais razões, inúmeros trabalhos têm contemplado esta propriedade como objeto de investigação, para entender melhor como se dá o fluxo de água (Bouma, 1980; Khosla, 1980; Beven & Germann, 1982); tanto na zona saturada quanto na não-saturada do solo (Soto, 1999; Bagarello *et al.*, 2000).

A condutividade hidráulica é diretamente influenciada por várias características dos solos, como, por exemplo, umidade, estrutura, textura, composição e propriedades químicas (Paige & Hillel, 1993; Mbagwu, 1995; Cedergerren, 1977; Lambe & Whitman, 1979; Daniel, 1989). É uma das propriedades do solo que apresenta maior variabilidade espacial (Regalado & Muñoz-Carpena, 2004), pois depende diretamente das características pedogenéticas, sendo, conseqüentemente, influenciadas pelas condições do clima e relevo (Rocha, 2004).

Os valores de condutividade hidráulica podem variar conforme os métodos de determinação. Por exemplo, Salverda & Dane (1993) e Vieira (2001) encontraram menores valores de condutividade hidráulica em campo que em laboratório. Dentre os métodos de campo mais utilizados para determinação da condutividade na zona não saturada tem-se, sem obedecer a uma ordem de utilização: método do perfil instantâneo (Carvalho, 2002), permeámetro Guelph (Reynolds & Elrick, 1985), infiltrómetro de anéis concêntricos (Daniel, 1989), infiltrómetro de disco de tensão (Heddadj & Gascuel-Odoux, 1999, Coquet *et al.*, 2005), lisímetros (Atkinson, 1978) e ensaios em poços (Oliveira & Correia Filho, 1996). Em laboratório, normalmente se avalia a condutividade em permeâmetros de carga variável e carga constante, em ensaios de adensamento e também em bombas de fluxo (Botelho, 2001). Alguns ensaios envolvem amostras maiores, mais representativas, como os executados em poços, mas suas condições de fronteira não são bem estabelecidas. Em outros, como os laboratoriais, tais condições estão mais bem estabelecidas, mas as amostras são menos representativas, pois nem sempre se reproduzem todas as variáveis encontradas no campo e que inferem na predição da condutividade hidráulica, tais como as condições de tensão, fraturas e bioporos (Paige & Hillel, 1993; Benson *et al.*, 1994; Aguiar, 2001).

O presente trabalho teve como principal objetivo discutir qual o papel do relevo e de algumas propriedades físicas, tais como textura, porosidade e estabilidade dos agregados, nos valores de condutividade hidráulica saturada dos horizontes superficiais do solo (solo laterítico). Para tanto, foram selecionadas duas áreas geomorfológicamente contrastantes, com solos com características diferentes, uns mais desenvolvidos (estação Holanda) e outros menos (estação Dom Bosco). Pretende-se, também, comparar valores de condutividade hidráulica determinada por três diferentes métodos (infiltrómetro de anéis concêntricos, permeámetro Guelph, no campo e permeámetro de carga constante, em laboratório) e, assim, verificar quais as vantagens e desvantagens que os mesmos apresentam para mensuração desta propriedade.

Este estudo vem complementar uma série de pesquisas que vem sendo desenvolvidas na região com o objetivo de caracterizar o regime hidrológico, os riscos geológicos e os impactos ambientais (Delgado, 1991; Sobreira, 1998; Bacellar 2000; Futai, 2002; Santos 2001; Morais 2003; Costa 2005).

2. Características das Áreas Estudadas

Este estudo foi realizado em solos com comportamento laterítico (Silva, 2000; Futai, 2002) da região sudeste do complexo de rochas do embasamento cristalino (Complexo Bação), no interior do Quadrilátero Ferrífero, entre as cidades de Ouro Preto e Belo Horizonte, no centro-sul do Estado de Minas Gerais (Fig. 1). Foram selecionadas duas áreas, uma próxima ao colégio Dom Bosco (estação Dom Bosco) e outra próxima ao córrego Holanda (estação Holanda). A escolha destas áreas se deve ao fato de que há uma ampla gama de trabalhos (relacionados a pedogênese, evolução geomorfológica, características geotécnicas e conservação dos solos) que têm sido desenvolvidos na região (Delgado, 1991; Sobreira, 1998; Bacellar, 2000; Morais, 2003; Figueiredo *et al.*, 2004) e outros, mais especificamente, na área da estação Holanda (Fonseca, 2000; Silva, 2000; Santos, 2001; Futai, 2002). As áreas estudadas apresentam clima do tipo Cwa, de Köppen, com marcante contraste pluviométrico anual, com chuvas se concentrando nos meses de outubro a março, com uma média anual de 1.348 mm, e temperaturas médias anuais de 19 °C, com temperaturas mínimas atingindo 3 °C e máximas de 30 °C (Santos, 2001).

Nesta região predominam rochas gnáissicas finamente bandadas, de composição predominantemente granodiorítica (Door, 1969). O manto de intemperismo é normalmente muito espesso, alcançando localmente até 50 m de espessura. O saprolito (horizonte C), que apresenta espessuras de até

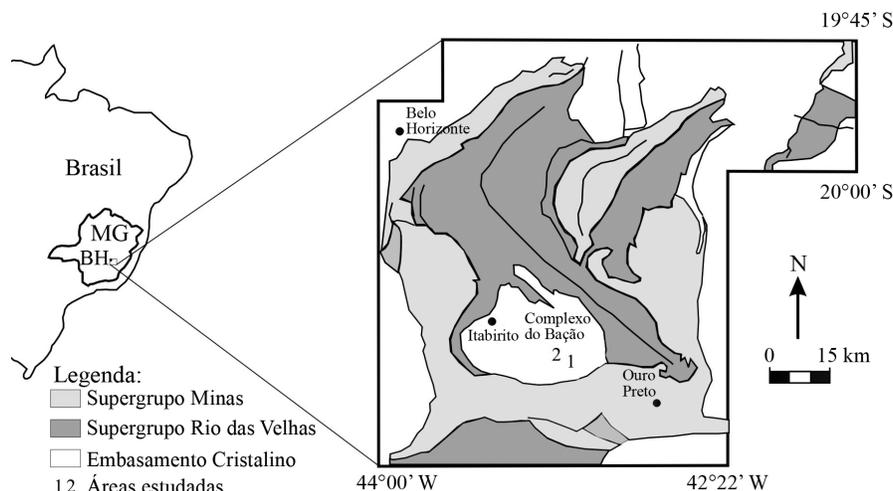


Figura 1 - Localização das áreas estudadas no Complexo Bação, Minas Gerais, Brasil. 1 - Estação Holanda; 2 - Estação Dom Bosco.

40 m (Sobreira, 2000), é composto essencialmente por quartzo, feldspato (variavelmente alterado para caulinita), illita e muscovita (Parzanese, 1991; Futai, 2002).

A geomorfologia das áreas é caracterizada por relevo suave, com colinas e morrotes com pequenos desnivelamentos de terreno, inferiores a 70 m (Bacellar, 2000). De acordo com os modelos de encostas propostos por Ruhe (1975), a área denominada estação Dom Bosco pode ser caracterizada como uma encosta de forma côncava em planta e em perfil, também conhecida como *hollow* ou concavidade, enquanto a estação Holanda caracteriza-se como uma encosta de forma convexa em planta e em perfil, denominada *nose* ou saliência. As concavidades são muito importantes nesta e outras regiões com rochas gnáissicas no Brasil, pois tendem a ser geodinamicamente ativas, por serem sítios preferenciais de desenvolvimento de erosão por voçorocas e movimentos de massa (Bacellar, 2000).

Segundo Farias (1992), a região apresenta vegetação primária dominada por campos cerrados, atualmente substituída por pastagens muito degradadas, como na estação Holanda, e medianamente degradadas, como na Estação Dom Bosco.

Nos setores de relevo com formas em saliências predominam solos bem desenvolvidos, com alto grau de intemperismo (Resende *et al.*, 1995), como os latossolos, enquanto que nos trechos mais íngremes ou geodinamicamente mais jovens predominam argissolos e cambissolos (Parzanese, 1991; Bacellar, 2000). Assim, espera-se encontrar latossolos na área da estação Holanda e solos pedologicamente menos desenvolvidos na estação Dom Bosco. Na baixadas e planícies de inundação da região afloram solos de caráter hidromórfico, como os aluviais, organossolos e gleissolos, não contemplados na presente pesquisa.

A maior parte dos dados geotécnicos disponíveis na região provém de amostras de solo coletadas nas saliências de relevo. Seus horizontes pedológicos superficiais (A e B) possuem normalmente comportamento laterítico (Silva,

2000; Futai, 2002), textura argilo arenosa e, mais raramente, areno-argilosa (Delgado, 1991; Sobreira, 1998; Silva, 2000; Bacellar, 2000; Futai, 2002), enquadrando-se como do tipo CL/CH na classificação USCS (Sobreira, 1998; Bacellar, 2000; Futai, 2002). Mostram, em geral, razões silte/argila entre 0,1 e 0,7 (Delgado, 1991; Sobreira, 1998; Bacellar, 2000; Futai, 2002), faixa típica de solos bem evoluídos, como os latossolos (Resende *et al.*, 1995).

O horizonte B apresenta espessuras que variam normalmente entre 1 e 10 m e contém basicamente quartzo, caulinita e gibbsita (Parzanese, 1991), secundados por goethita, illita, mica, sílica e óxido de alumínio amorfo e Fe livre (Futai, 2002). Quando não eliminado pela erosão antrópica, o horizonte A apresenta espessuras de até 40 cm e composição semelhante à do B, diferenciando-se deste apenas pelo maior conteúdo de matéria orgânica.

A textura destes horizontes em ensaios granulométricos sem uso de defloculante é arenosa, desprovida de argila, devido à forte agregação (Parzanese, 1991; Bacellar, 2000; Silva, 2000; Futai, 2002). Por tal razão, estes solos lateríticos apresentam índices elevados de estabilidade de agregados (Parzanese, 1991; Bacellar, 2000).

Os solos da área da estação Holanda apresentam uma distribuição de poros bimodal, com concentrações de macroporos entre 20 μm e 100 μm e de microporos entre 0,1 μm a 1 μm (Futai, 2002). Esta distribuição é freqüente em solos bem evoluídos, como os latossolos, onde os macroporos e microporos representam, respectivamente espaços inter e intra-agregados (Resende *et al.*, 1995). Como os poros maiores que 30 μm são facilmente drenáveis por gravidade (Resende *et al.*, 1995), espera-se que a condutividade hidráulica destes solos seja relativamente alta, resultado superior ao esperado para solos com tal textura (Lambe & Whitman, 1979), mas justificável pelo seu caráter microagregado, típico dos horizontes superficiais de solos tropicais (Geological Society, 1990).

Em ensaios de condutividade hidráulica efetuados em piezômetros (Hvorslev, 1951) na região, Bacellar (2000) encontrou valores médios um pouco superiores em saliências de relevo ($6,5 \times 10^{-6}$ m/s) que em concavidades ($1,8 \times 10^{-6}$ m/s).

3. Material e Métodos

Foram selecionados pontos espaçados entre si por uma distância de 25 m, distribuídos numa malha de 100 por 150 m, na estação Dom Bosco, e de 50 por 150 m, na estação Holanda (Fig. 2). Assim, foram marcados topograficamente 21 pontos na estação Holanda (numerados de H01 até H21) e 35 pontos na estação Dom Bosco (numerados de DB01 até DB35).

Inicialmente, foram realizados ensaios de permeabilidade de campo utilizando-se do permeâmetro Guelph (Reynolds & Elrick, 1985), modelo I.A.C. (Vieira, 1998). Esse aparelho consiste num permeâmetro de carga constante, que trabalha sob o princípio do vaso de Mariotte, medindo a condutividade hidráulica e o potencial matricial acima do lençol freático (Salverda & Dane, 1993; Aguiar, 2001). Devido à sua praticidade e rapidez de execução, tem sido muito utilizado (Campos *et al.*, 1992; Zhang *et al.*, 1998; Dafonte Dafonte *et al.*, 1999).

Para o cálculo da condutividade hidráulica saturada com o permeâmetro Guelph estão disponíveis na literatura diversos procedimentos. Elrick *et al.* (1989) sugerem a aplicação de apenas uma carga hidráulica por ensaio para a

obtenção da condutividade saturada (K), conforme a seguinte equação:

$$K = \frac{C Q}{2\pi H^2 + C\pi a^2 + \frac{2\pi H}{\alpha}} \quad (1)$$

onde: a é o raio do poço; Q é a vazão (cm/s); H é a carga hidráulica aplicada; C é o coeficiente de Hazen (Soto, 1999), fator adimensional que depende da razão H/a . Os valores de α são estimados com base nas observações quanto à textura e, sobretudo, quanto à estrutura, como a macroporosidade e as descontinuidades, como pode ser visto na Tabela 1. Neste trabalho, adotou-se o valor de 12 m^{-1} , mais condizente com as características dos solos da região (solos argilosos estruturados).

O procedimento com uma carga é recomendado quando se necessita grande número de ensaios, pois seu tempo de execução é pequeno. Outro procedimento, com aplicação de duas cargas hidráulicas (H_1 e H_2) por ensaio, foi proposto por Reynolds & Elrick (1985). Neste caso, para obtenção da condutividade hidráulica (K), adota-se a seguinte equação:

$$K = G_2 Q_2 - G_1 Q_1 \quad (2)$$

Sendo os valores dos parâmetros G_1 e G_2 obtidos com as seguintes equações:

$$G_2 = \frac{H_1 C_1}{\pi [2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \quad (3)$$

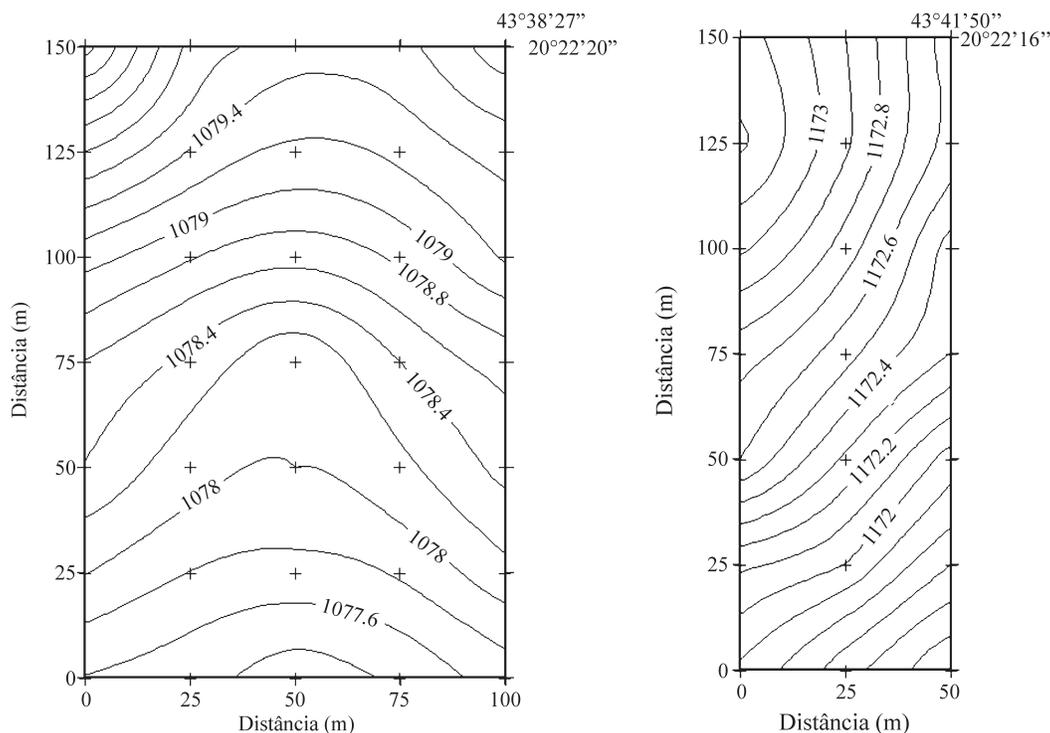


Figura 2 - Mapa topográfico das estações Dom Bosco (a) e Holanda (b). Notar que as estações Holanda e Dom Bosco representam, respectivamente, concavidades e saliências de relevo.

Tabela 1 - Valores de α para solos com diferentes características (Elrick *et al.*, 1989).

Características do meio poroso	α (m ⁻¹)
Solo argiloso, compacto e estruturado, como sedimentos marinhos	1
Solos com textura fina (argilosos) e sem estrutura	4
Solos estruturados argilosos e siltosos e também areias finas e solos razoavelmente estruturados	12
Areias grossas e cascalhos. Podem ser incluídos solos altamente estruturados, com grandes fraturas e macroporos	36

$$G_1 = G_2 \frac{H_2 C_1}{H_1 C_2} \quad (4)$$

onde os subscritos 1 e 2 indicam valores obtidos quando da aplicação das cargas H_1 e H_2 , respectivamente.

Um problema deste procedimento, e que pode invalidar seus resultados, é o grande número de valores negativos freqüentemente obtidos para a condutividade hidráulica (Salverda & Dane, 1993; Soto, 1999; Dafonte Dafonte *et al.*, 1999; Vieira, 2001). Reynolds & Elrick (1985) relatam que tais valores negativos devem-se a erros por não ter sido atingido o regime permanente de fluxo e/ou devido a pequenas variações espaciais das propriedades hidráulicas do solo. Portanto, a adoção deste procedimento deve ser feita com cautela.

Mesmo assim, no presente trabalho adotaram-se os dois procedimentos para estimar a condutividade hidráulica, utilizando-se alturas de carga de 0,10 m, para cálculo com uma carga, e de 0,05 m e 0,10 m, para os cálculos com duas cargas, como recomendam alguns trabalhos (Campos *et al.*, 1992; Dafonte Dafonte, 1999). O coeficiente de Hazen "C" foi determinado com a Eq. (5) (Zhang *et al.*, 1998), elaborada especificamente para solos argilosos e siltosos estruturados.

$$C = \left(\frac{H/a}{1,992 + 0,091 H/a} \right)^{0,683} \quad (5)$$

Os ensaios com permeâmetro foram feitos em poços perfurados com trado manual de 0,15 m de diâmetro. A exemplo de Bagarello & Giordano (1999), executaram-se todos os ensaios imediatamente após a perfuração, para prevenir possíveis alterações nas características do furo. Para se evitar o selamento da parede do poço durante a escavação (Campos *et al.*, 1992; Bagarello, 1997), utilizou-se um escarificador, como recomenda Dafonte Dafonte (1999), que é uma escova de *nylon* com formato cilíndrico e diâmetro igual ou pouco maior que o do poço, e que deve ser introduzida uma vez até o fundo do furo. Deve-se atentar ainda para que o fundo do poço fique plano

e horizontal, para que o cálculo da área deste seja real (Campos *et al.*, 1992).

Os ensaios foram feitos à profundidade de 0,15 m (horizonte A) e 0,50 m (horizonte B) em todos os pontos das malhas das estações Dom Bosco e Holanda (Fig. 2), totalizando 112 ensaios em 56 pontos. Para os intervalos de leitura da queda da coluna d'água no permeâmetro, ou seja, vazão (Q), adotou-se o mais vigente na literatura, que foi de 2 min (Bagarello, 1997; Bagarello & Giordano, 1999), encerrando-se cada ensaio quando se atingia o regime de fluxo permanente, ou seja, três a quatro leituras consecutivas iguais (Kanwar *et al.*, 1989). Assim, cada ensaio durou em média 40 min.

Após a execução de ensaios com permeâmetro, foram selecionados alguns pontos da malha com valores extremos de condutividade para determinação com outros métodos e caracterização geotécnica básica. Estes pontos foram submetidos a ensaios com o método de infiltrômetro de anéis concêntricos, que consiste na introdução no solo de dois cilindros de metal, o maior um diâmetro de 25 cm e o menor com de 15 cm. Diferentemente de outros estudos, neste trabalho o infiltrômetro não foi cravado por percussão e sim introduzido por meio de escavação, a fim de evitar perturbações na estrutura do solo que, segundo Costa *et al.* (1999), podem superestimar os valores de condutividade hidráulica. Escavou-se cuidadosamente o solo do entorno do cilindro interno com uma espátula à medida que o mesmo ia sendo vagarosamente introduzido até a profundidade de 5 cm. Posteriormente, o volume excedente escavado foi preenchido com solo até restabelecer o nível topográfico original e, assim, evitar a fuga de água para fora do cilindro. Para o cilindro externo adotou-se o mesmo procedimento.

Após a instalação, os dois cilindros são preenchidos com água, de forma a manter uma carga hidráulica desejada, que neste trabalho foi de 10 cm de altura, e mede-se a queda ou o volume de entrada da água no solo num determinado tempo. As taxas de infiltração (I) inicialmente são altas por causa do efeito da sucção nos solos não saturados, mas tendem a decrescer com o tempo, à medida que este se torna progressivamente saturado, atingindo condições de fluxo permanente. O valor da taxa de infiltração final equivale à condutividade hidráulica saturada (Reichardt, 1978; Bouma, 1983; Selby, 1993).

Nos primeiros 5 min do ensaio, foram lidos os valores de infiltração de 1 em 1 min e, depois, de 5 em 5 min, até completar 120 min, como recomenda Canduro & Dorfman (1986).

Nos pontos submetidos aos ensaios de infiltração, coletaram-se amostras indeformadas entre 0 e 0,13 m para ensaios de condutividade hidráulica em laboratório com permeâmetro de coluna de carga constante, conforme recomendações descritas pela NBR-13292 (ABNT, 1995). Não foi possível coletar amostras do ponto H03, devido à excessiva pedregosidade do solo. Também foram coletadas

amostras deformadas da superfície e às profundidades de 0,15 m e 0,50 m para execução de análises granulométricas e de estabilidade dos agregados (expresso pelo DMP - diâmetro médio ponderado), seguindo os procedimentos descritos pela NBR-7181 (ABNT, 1984) e Embrapa (1997), respectivamente. Estas amostras passaram ainda por análises mineralógicas por difração de raios-X, através de frações de pó total, com difratômetro Rigaku, modelo GEIGERFLEX D/MAX-B.

Nestes mesmos pontos, foram também coletadas amostras indeformadas da superfície do solo, seguindo as recomendações descritas por Castro *et al.* (2003), para a confecção de lâminas delgadas e quantificação da porosidade com microscópio ótico. A porosidade foi determinada pela contagem de 400 pontos por lâmina feita em corte paralelo à superfície do solo. Executaram-se nas mesmas lâminas análises mineralógicas por meio de EDS (Energy Dispersive Spectrometer) e microscópio eletrônico de varredura. Amostras indeformadas coletadas com anéis metálicos de 100 cm³ possibilitaram o cálculo da massa específica natural de campo e da porosidade, conforme as recomendações da Embrapa (1997).

A análise dos resultados parciais possibilitou selecionar quatro pontos com características típicas e distintas entre si (DB10, DB27, H03 e H18). Nestes foram escavadas trincheiras com 1 m de profundidade, que, juntamente com a análise de testemunhos de sondagem com 0,5 m, de profundidade em todos os pontos possibilitaram a caracterização dos perfis típicos de solo das duas áreas.

Os resultados obtidos possibilitaram esclarecer quais as propriedades físicas do solo estão mais intrinsecamente relacionadas à condutividade hidráulica dos solos lateri-

ticos nas duas áreas estudadas e verificar a coerência dos resultados obtidos por diferentes métodos.

4. Resultados

As descrições de perfis em trincheiras e dos testemunhos de sondagem confirmaram a presença na Estação Holanda de latossolos de textura argilosa, com horizonte A delgado e pouco pronunciado (Fig. 3). A única exceção é o ponto H03, onde o solo é menos desenvolvido (cambissolo), com o horizonte A assentado num horizonte câmbico, pedregoso, fato já descrito por outros autores (Bacellar, 2000; Figueiredo *et al.*, 2004). Na estação Dom Bosco, os solos são menos desenvolvidos (argissolos), com horizonte A com até 40 cm de espessura sobre um horizonte B enriquecido em argila (Bt). No ponto DB10, situado numa área mais alta, à margem da concavidade, o solo se assemelha aos da estação Holanda.

Inicialmente, executaram-se ensaios para a caracterização da condutividade hidráulica com o permeâmetro Guelph, utilizando-se dos dois procedimentos citados. A determinação com duas alturas de carga hidráulica não se mostrou satisfatória, já que os resultados foram às vezes negativos.

Na Tabela 2 estão representados os valores médios e o desvio padrão da condutividade hidráulica determinada com aplicação de uma carga. As Figs. 4 e 5, por sua vez, mostram a distribuição espacial destes valores nas duas estações às profundidades de 0,15 m e 0,50 m, respectivamente. As mesmas foram elaboradas no programa *Surfer 8* com interpolação por Krigagem, como recomenda Vieira *et al.* (1981) e Bertolani & Vieira (2001).

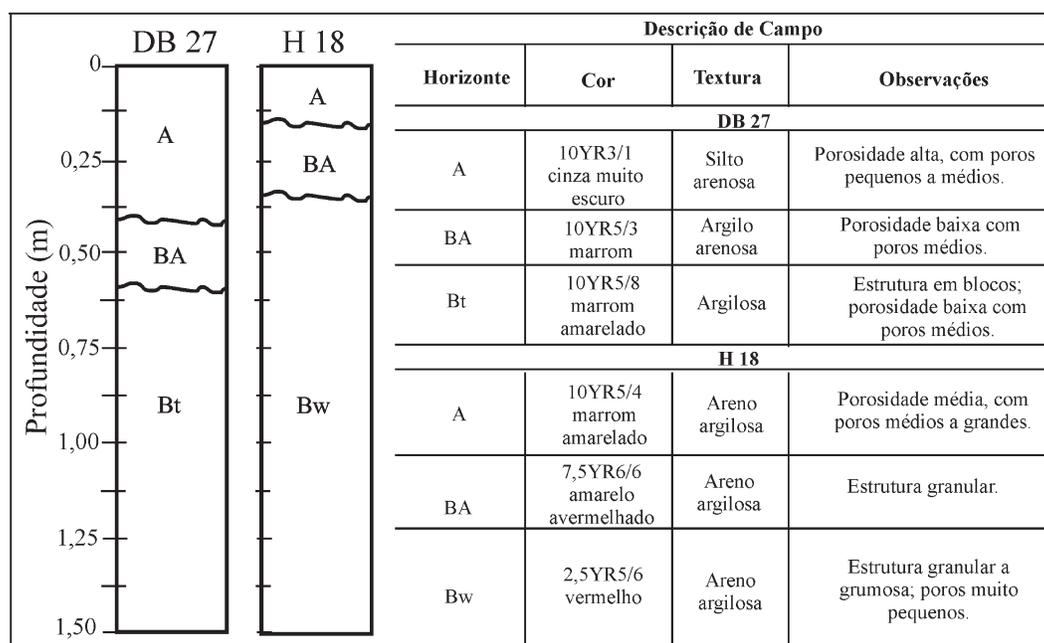


Figura 3 - Perfis típicos dos solos das estações Dom Bosco e Holanda.

Tabela 2 - Dados estatísticos dos valores de condutividade hidráulica (m/s) com permeâmetro Guelph para as estações Dom Bosco e Holanda, nas profundidades de 0,15 e 0,50 m.

	Dom Bosco		Holanda	
	15 cm	50 cm	15 cm	50 cm
Média	$1,44 \times 10^{-5}$	$6,70 \times 10^{-6}$	$2,20 \times 10^{-5}$	$2,09 \times 10^{-5}$
Desvio padrão	$7,48 \times 10^{-6}$	$5,74 \times 10^{-6}$	$8,56 \times 10^{-6}$	$3,18 \times 10^{-5}$

Os pontos em destaque nas Figs. 4 e 5 representam aqueles com condutividade hidráulica contrastante, selecionados para caracterização geotécnica básica (Tabela 3) e determinação da condutividade hidráulica com infiltrômetro e em laboratório (Tabela 4).

A taxa de infiltração durante toda a execução dos ensaios com infiltrômetro sempre foi menor nos solos da Estação Dom Bosco. Ou seja, a taxa de infiltração inicial e final é sistematicamente menor nesta estação.

Os resultados de difração de raios-X e do microscópio eletrônico de varredura mostraram que os solos na estação Holanda são compostos predominantemente por quartzo e caulinita. Na estação Dom Bosco e no ponto H03 da estação Holanda, além destes minerais, há também feldspato potássico (microclínio).

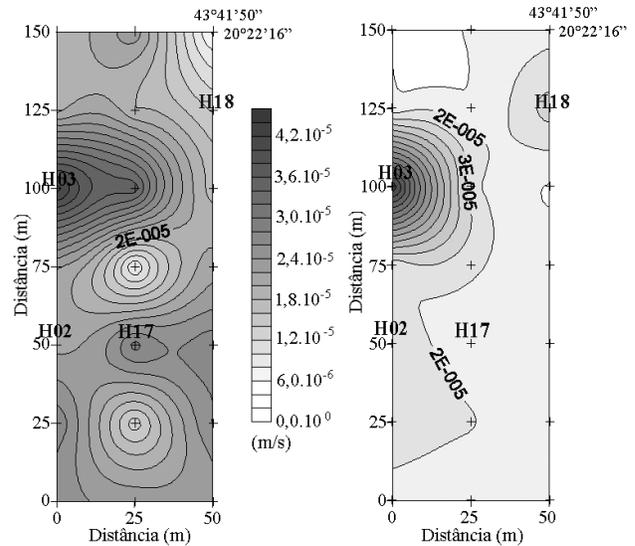


Figura 5 - Distribuição espacial da condutividade hidráulica obtida com permeâmetro Guelph na Estação Holanda. Valores obtidos à 0,15 m (a) e à 0,50 m (b) de profundidade.

Os resultados da porosidade por contagem de pontos em lâminas delgadas encontram-se organizados na Tabela 5.

A análise das amostras em lâminas delgadas (Fig. 6) e em microscópio eletrônico, coletadas a profundidade de 0,15 m, evidenciaram que os solos da estação Holanda

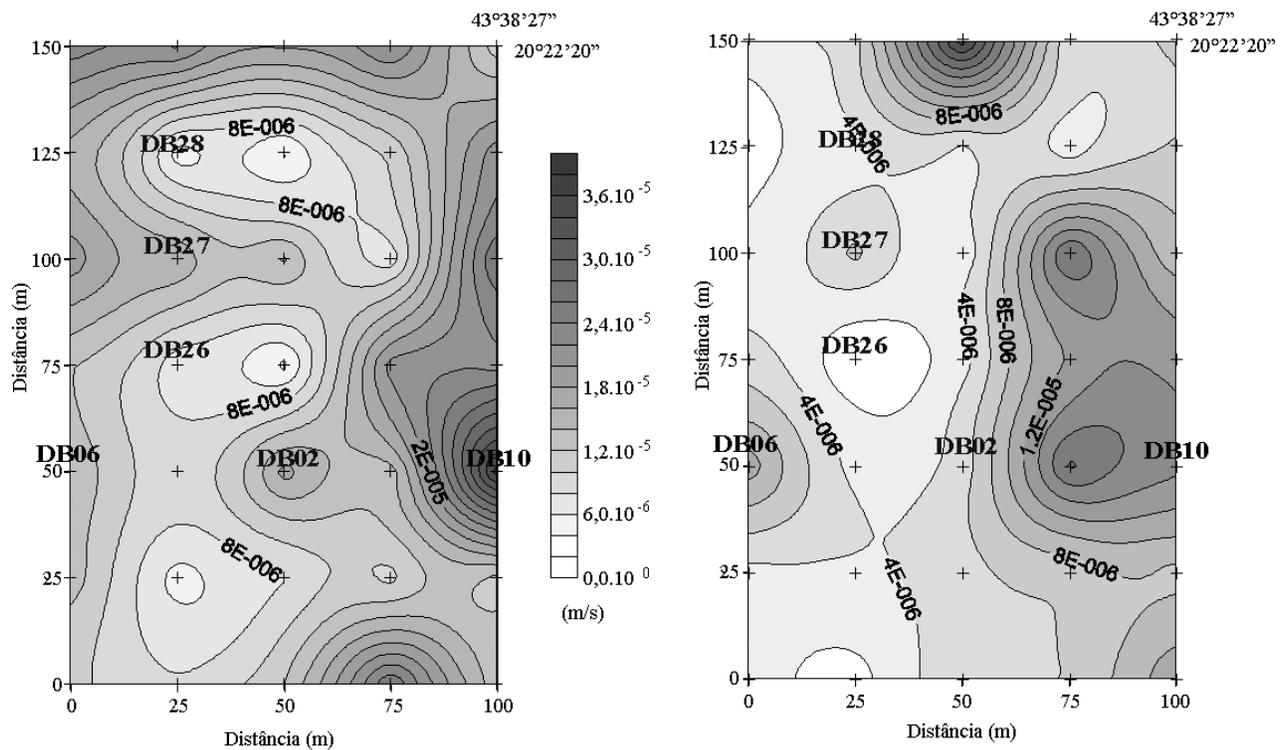


Figura 4 - Distribuição espacial da condutividade hidráulica obtida com permeâmetro Guelph na Estação Dom Bosco. Valores obtidos à 0,15 m (a) e à 0,50 m (b) de profundidade.

Tabela 3 - Características dos solos dos pontos selecionados, em amostras coletadas à 0,15 m de profundidade.

Amostra	Pedregulho (%)	Areia (%)		Silte (%)	Argila (%)	Razão silte/argila	DMP agredados (mm)	ρ_d (kN/m ³)	γ (kN/m ³)	ρ_s (kN/m ³)	e	η (%)
		Grossa	Média									
DB02	0	8	28	22	32	0,69	2,27	14,3	17,1	24,0	0,67	40,17
DB06	0	8	23	22	29	0,76	2,48	13,8	16,5	24,8	0,79	44,11
DB10	0	9	17	25	41	0,61	2,46	13,3	15,5	23,0	0,72	42,00
DB26	0	12	17	26	25	1,04	2,61	13,5	14,7	23,7	0,75	42,99
DB27	0	12	23	24	26	0,92	2,81	13,1	15,0	21,2	0,61	38,06
DB28	0	13	20	25	28	0,89	2,67	13,0	14,8	22,9	0,76	43,13
Média	0	10,3	21,3	24	30,1	0,81	2,55	13,5	15,6	23,2	0,71	41,74
H02	0	3	24	17	41	0,41	2,07	14,9	14,8	24,4	0,64	39,14
H03	40	4	14	9	20	0,45	2,52	13,9	12,4	24,2	0,74	42,57
H17	0	3	26	20	37	0,54	2,27	13,6	14,8	24,1	0,55	35,31
H18	0	2	21	16	47	0,34	2,11	14,0	14,2	23,0	0,64	38,92
Média	10	3	21,2	15,5	36,2	0,43	2,24	14,1	14,0	23,9	0,64	38,98

DMP = diâmetro médio ponderado; ρ_s - massa específica natural; γ_s - massa específica seca; δ - massa específica dos grãos; e - índice de vazios; η - porosidade.

Tabela 4 - Valores de condutividade hidráulica por diferentes métodos nos pontos selecionados.

Amostra	Infiltrômetro (m/s)	Guelph a	Guelph b	PCC (m/s)
DB02	$3,03 \times 10^{-7}$	$1,69 \times 10^{-5}$	$4,89 \times 10^{-6}$	$1,70 \times 10^{-6}$
DB06	$5,56 \times 10^{-6}$	$1,37 \times 10^{-5}$	$1,11 \times 10^{-5}$	$6,43 \times 10^{-8}$
DB10	$3,89 \times 10^{-5}$	$3,72 \times 10^{-5}$	$1,45 \times 10^{-5}$	$1,42 \times 10^{-6}$
DB26	$6,67 \times 10^{-6}$	$6,67 \times 10^{-6}$	*	$1,67 \times 10^{-6}$
DB27	$1,33 \times 10^{-5}$	$1,57 \times 10^{-5}$	$6,52 \times 10^{-6}$	$1,46 \times 10^{-6}$
DB28	$2,33 \times 10^{-5}$	$4,98 \times 10^{-6}$	$3,54 \times 10^{-6}$	$2,87 \times 10^{-6}$
Média	$1,47 \times 10^{-5}$	$1,59 \times 10^{-5}$	$9,25 \times 10^{-6}$	$1,53 \times 10^{-6}$
H02	$6,67 \times 10^{-5}$	$2,12 \times 10^{-5}$	$2,60 \times 10^{-5}$	$1,67 \times 10^{-5}$
H03	$4,17 \times 10^{-5}$	$4,32 \times 10^{-5}$	$1,59 \times 10^{-4}$	*
H17	$5,83 \times 10^{-5}$	$2,89 \times 10^{-5}$	$1,54 \times 10^{-5}$	$3,76 \times 10^{-5}$
H18	$7,33 \times 10^{-5}$	$1,38 \times 10^{-5}$	$3,53 \times 10^{-5}$	$5,60 \times 10^{-6}$
Média	$6,00 \times 10^{-5}$	$2,68 \times 10^{-5}$	$5,89 \times 10^{-5}$	$2,00 \times 10^{-5}$

Guelph a: Guelph 1 carga (m/s) 0,15 m. Guelph b: Guelph 1 carga (m/s) 0,50 m. PCC: Permeâmetro carga constante (m/s). *Sem ensaio.

(latossolos) se caracterizam por uma estrutura formada predominantemente por pequenos agregados, ricos em argilominerais (caolinita), e porosidade média, mas com poros médios a grandes e bem conectados. Na estação Dom Bosco, a estruturação é conferida por agregados maiores e também por abundantes fragmentos de minerais primários (quartzo e feldspato potássico). A porosidade é maior, mas os poros pequenos a médios, mal conectados.

5. Discussão dos Resultados

Como previsto, a condutividade hidráulica obtida com o permeâmetro Guelph com o procedimento de duas cargas apresentou freqüentemente valores negativos. Como já ressaltaram alguns autores (Salverda & Dane, 1993; Soto, 1999; Dafonte Dafonte *et al.*, 1999; Vieira, 2001), isto provavelmente se deve a heterogeneidades no perfil do solo causadas por macroporos (biocavidades e fraturas). Em função disso, neste trabalho foram considerados apenas os valores obtidos com a aplicação de uma única carga hidráulica (Figs. 4 e 5), como recomendado por Dafonte Dafonte *et al.* (1999).

Os valores de condutividade são homogêneos por toda área da estação Holanda (Figs. 4 e 5 e Tabela 4), com exceção do ponto H03, onde há cambissolos, com textura mais grossa, mais permeáveis. A condutividade hidráulica à profundidade de 0,15 m (K média = $2,20 \times 10^{-5}$ m/s) é semelhante à encontrada a 0,50 m (K média = $2,09 \times 10^{-5}$ m/s).

Os valores de condutividade hidráulica na estação Dom Bosco à profundidade de 0,15 m (K média = $1,44 \times 10^{-5}$ m/s) são um pouco inferiores, mas com a mesma ordem

Tabela 5 - Valores de porosidade, obtidos através de microscópio óptico.

Amostra	DB 02	DB 06	DB 10	DB 26	DB 27	DB 28	H 02	H 03	H 17	H 18	Médias	
											DB	H
%	22,7	31,2	23,7	38,2	32,2	28,5	24,7	30,3	30,0	17,7	29,4	25,7

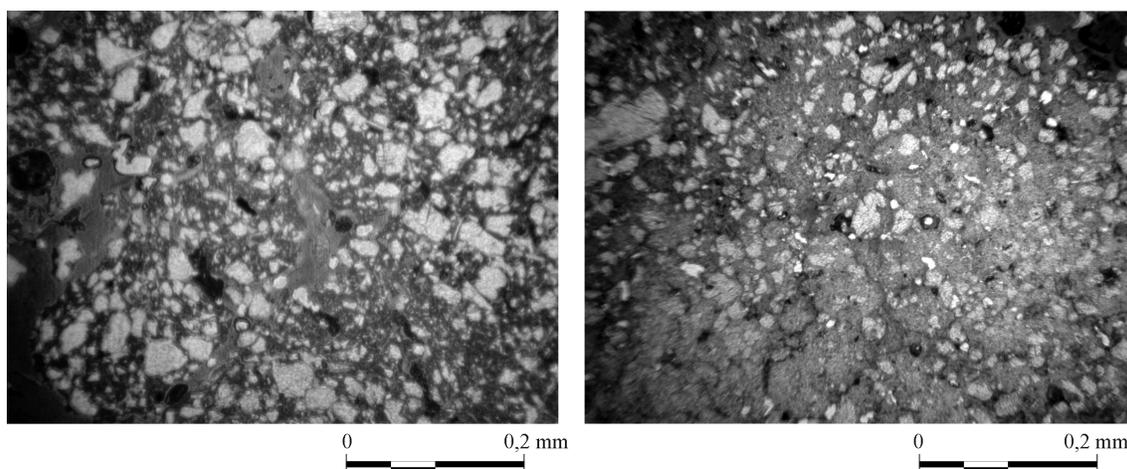


Figura 6 - Microestruturas típicas dos solos das áreas estudadas. Os minerais em tons claros representam minerais primários (quartzo e feldspato); em tons médios, estão os agregados ricos em argilominerais; em tons escuros, estão os poros. a - Estação Dom Bosco (ponto DB26); e b - Estação Holanda (ponto H18).

de grandeza que na estação Holanda, porém a 0,50 m os resultados são quase uma ordem de magnitude menor (K média = $6,70 \times 10^{-6}$ m/s).

Nos pontos selecionados para refinamento da pesquisa (Tabela 4), verificou-se que os valores obtidos de condutividade hidráulica com infiltrômetro para a estação Dom Bosco ($1,5 \times 10^{-5}$ m/s) e Holanda ($6,0 \times 10^{-5}$ m/s) são da mesma ordem de grandeza que os determinados com o permeâmetro Guelph à profundidade de 0,15 m ($1,6 \times 10^{-5}$ m/s e $2,7 \times 10^{-5}$ m/s, respectivamente). Portanto, diferentemente do relatado por outros autores (ex.: Costa *et al.*, 1999), os resultados com infiltrômetro não se mostraram superestimados, o que pode ser atribuído à instalação do equipamento sem percussão. Certamente, a cravação por percussão tende a fissurar o solo na superfície, sobretudo quando há encrostamento, elevando, em consequência, sua capacidade de infiltração. O baixo valor de condutividade hidráulica com infiltrômetro para a amostra DB02 ocorre por este ponto se situar em uma estrada de terra, com a camada superficial do solo mais compactada. A compactação se restringiu aos primeiros centímetros, como usual (Buckman & Brady, 1976), pois a condutividade hidráulica a 0,50 m é significativamente maior.

Os valores médios de condutividade hidráulica laboratorial (Tabela 4) para as estações Dom Bosco ($1,5 \times 10^{-6}$ m/s) e Holanda ($2,0 \times 10^{-5}$ m/s) são um pouco inferiores aos determinados com permeâmetro Guelph e com infiltrômetro. Apenas em uma amostra (DB06), a diferença foi

mais relevante. Normalmente, os resultados dos ensaios laboratoriais são mais elevados que os determinados com permeâmetro Guelph (Reynolds & Elrick, 1985; Paige & Hillel, 1993; Salverda & Dane, 1993; e Vieira, 2001; entre outros), o que se atribui aos caminhos preferenciais que se desenvolvem quando as descontinuidades do solo exibem dimensões significativas com relação ao tamanho dos corpos de prova. Este fenômeno parece não ter ocorrido no presente estudo.

As características macroscópicas e microscópicas (Figs. 3 e 6) indicam que os solos da estação Dom Bosco são menos evoluídos. De fato, a presença de feldspato potássico, mais suscetível ao intemperismo, a maior percentagem em areia grossa, as altas razões silte/argila (Tabela 2) e a estrutura menos desenvolvida corroboram este fato.

Sabe-se que solos pedologicamente evoluídos, como os latossolos, tendem a apresentar alta condutividade hidráulica (Resende *et al.*, 1995). De fato, a condutividade hidráulica determinada nas duas áreas com o permeâmetro Guelph (Tabela 2) e nos pontos selecionados com infiltrômetro e ensaio laboratorial (Tabela 4) indicam maiores valores para a área da Estação Holanda que para a Estação Dom Bosco. Os valores encontrados são semelhantes e coerentes com dados prévios de condutividade na região (Bacellar, 2000), ambos suportando a hipótese proposta por Berndtsson & Larson (1987), de que as formas de relevo

convexo-convexas seriam mais propícias à infiltração, ou seja, mais permeáveis que as formas côncavas.

Fizeram-se várias tentativas, sem sucesso, de correlação da condutividade hidráulica com diversas propriedades físicas do solo, tais como textura, estabilidade de agregados, estrutura, porosidade, entre outras. A única propriedade que apresentou alguma correlação foi a razão silte/argila, sobretudo quando confrontada com os resultados dos ensaios de campo (Figs. 7 e 8). Deve-se ressaltar que se a amostra DB02 fosse desconsiderada por estar muito compactada na superfície, a correlação com a condutividade determinada com infiltrômetro seria significativamente melhor (Fig. 7). Da mesma forma, a correlação com a condutividade obtida com o permeâmetro Guelph melhoraria, eliminando-se a amostra DB18 (Fig. 8). Como esta amostra é a mais argilosa de todas (Tabela 3) e como sua condutividade foi maior com os outros dois métodos (Tabela 4), é possível que tenha ocorrido impermeabilização por selamento da parede do furo de sondagem, no qual executou-se o ensaio com permeâmetro.

A razão silte/argila é empregada nas ciências do solo para averiguar o grau de desenvolvimento dos solos, pois quando estes se situam sob mesmas condições litológicas, climáticas e geomorfológicas, quanto menor a razão, mais intemperizado o solo (Resende *et al.*, 1995).

Observou-se uma certa coerência entre a porosidade determinada em lâmina e por ensaios laboratoriais (Tabela 3). Cabe lembrar que a porosidade em lâmina é inferior, pois nesta é impossível detectar toda a porosidade intragranular, com diâmetros da ordem de alguns micrômetros (Resende *et al.*, 1995). Considerando-se que os solos dos pontos H03 e DB10 apresentam comportamento anômalo e que o do ponto DB02 encontra-se compactado, pode-se afirmar que os valores médios de porosidade determinada em laboratório (Tabela 3) e em lâminas delgadas (Tabela 5) tendem a ser inferiores nos solos mais desenvolvidos. Portanto, em termos estatísticos, os solos mais permeáveis, como os da Estação Holanda, apresentaram menor porosidade. Como atestam as informações macro e microscópicas, isto talvez se explique pelo fato dos solos da Estação Holanda apresentarem poros melhor conectados que na Estação Dom Bosco.

A estabilidade dos agregados exibe razoável correlação com a razão silte/argila (Fig. 9), pois os solos da estação Dom Bosco mostram DMP maior, ou seja, agregados naturais com maiores dimensões médias (Tabela 3). O exame microscópico sugere que a graduação destes agregados naturais é maior nos solos desta estação, o que talvez explique a má conexão dos poros e o porquê de sua menor condutividade hidráulica. Em contrapartida, os solos da estação Holanda são menores e mal graduados.

De modo geral, é clara a diferença de comportamento hidrológico entre os solos das áreas com formas em saliência (Estação Holanda) e côncavas (Estação Dom Bosco). Esta diferença já é nítida no horizonte A (0,15 m de profun-

idade), mas se acentua no horizonte B (0,50 m). A primeira apresenta solos mais evoluídos (latossolos), com razões silte/argila e estabilidade de agregados inferiores e condutividade hidráulica maiores que os solos (argissolos) da segunda estação. Estudos em andamento com traçadores e geofísica têm confirmado este comportamento diferencial. A menor condutividade hidráulica nas concavidades talvez explique porque estas formas de relevo têm sido conside-

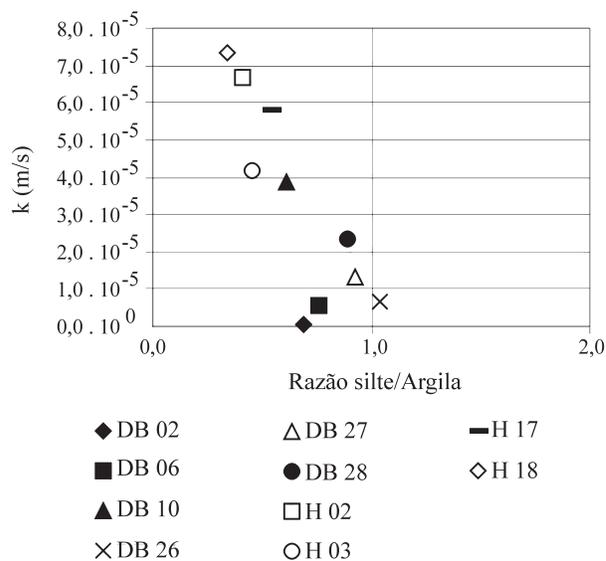


Figura 7 - Variação da condutividade hidráulica saturada obtida com infiltrômetro de anéis concêntricos em função da razão silte/argila do solo. A amostra DB02 se encontra compactada, pois foi coletada sob estrada de terra.

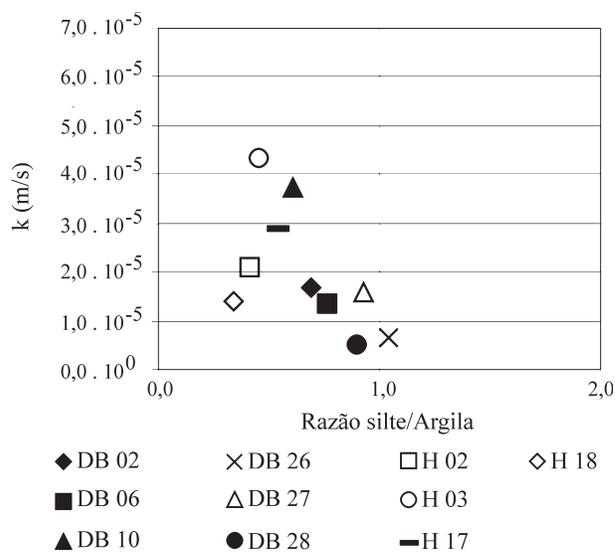


Figura 8 - Variação da condutividade hidráulica saturada obtida com permeâmetro Guelph em função da razão silte/argila do solo. O maior teor de argila na amostra H18 pode ter reduzido o valor da condutividade devido ao selamento das paredes do furo de sondagem.

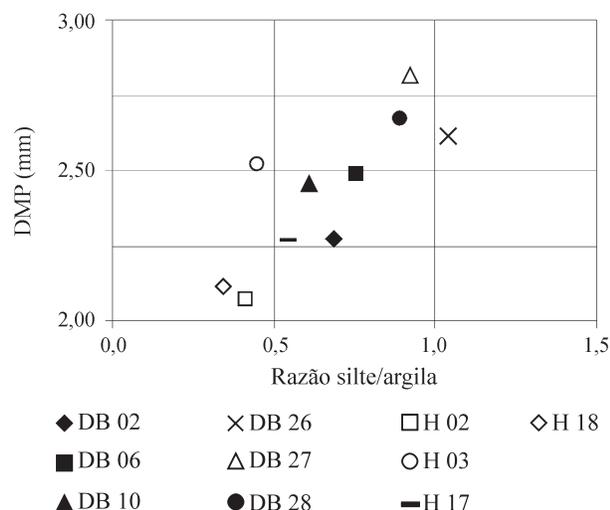


Figura 9 - Relação entre a estabilidade dos agregados (DMP) e razão silte/argila. A amostra H03 é um solo (cambissolo) com características pedológicas muito distintas dos demais.

radas mais suscetíveis a processos de erosão e a certos tipos de movimentos de massa (Bacellar, 2000).

Embora a condutividade hidráulica varie muito dentro de cada classe de solo, a razão silte/argila parece ser bom indicador da condutividade hidráulica superficial nas fases preliminares de investigação geotécnica de regiões similares a esta.

6. Conclusões

A partir dos resultados obtidos, foi possível tecer as seguintes conclusões:

- O uso de duas cargas para o cálculo da condutividade hidráulica com o permeâmetro Guelph resultou em valores negativos, invalidando sua aplicação. Mais estudos são necessários para explicar em termos físicos estes resultados;

- Em solos muito argilosos, como no ponto H18, o valor obtido da condutividade hidráulica com permeâmetro Guelph pode estar subestimado, em razão do selamento da parede do poço. No presente caso, nem o uso de escova de nylon parece ter sido suficiente para eliminar o selo;

- Quando instalado sem uso de percussão, o infiltrômetro de anéis concêntricos apresenta resultados de condutividade coerentes com os de outros métodos;

- Os valores de condutividade determinados com o infiltrômetro de anéis concêntricos, com o permeâmetro de carga constante em laboratório e com o permeâmetro Guelph (com uma carga hidráulica) são similares entre si e coerentes com dados anteriores na região;

- Em estudos que envolvam o cálculo da condutividade dos horizontes superficiais do solo, pode-se recorrer a quaisquer dos ensaios de campo executados nesta pesquisa, que são baratos e de fácil operação, especialmente o infiltrômetro de anéis;

- A forma de relevo em saliência (estação Holanda) mostra solos pedologicamente mais desenvolvidos (latossolos) que aqueles (argissolos) encontrados na concavidade (Estação Dom Bosco);

- Os solos da estação Holanda apresentam em média maior condutividade hidráulica que os solos da estação Dom Bosco pelos três métodos executados. Os valores encontrados são coerentes com dados prévios na região, corroborando a hipótese de que as saliências seriam mais propícias à infiltração, ou seja, mais permeáveis que as formas côncavas;

- Os valores de razão silte/argila, porosidade e estabilidade de agregados são estatisticamente inferiores nos solos da Estação Holanda; No entanto, os poros nestes solos mostram melhor conectividade;

- A condutividade hidráulica, especialmente a determinada em ensaios de campo apresentou-se inversamente proporcional à razão silte/argila. Embora mais estudos sejam necessários, a razão silte/argila pode ser um promissor indicador da condutividade hidráulica superficial nas fases preliminares de investigação geotécnica de regiões com características similares.

- A influência do relevo no comportamento hidrológico superficial é importante e merece ser mais investigado, pois se sabe que alguns riscos geológicos, como a erosão e certos tipos de movimentos de massa, tendem a se concentrar nas concavidades do relevo em diversos tipos de paisagem.

Referências

- ABNT (1984) Solo - Análise Granulométrica, NBR 7181. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, 8 p.
- ABNT (1995) Solo - Determinação do Coeficiente de Permeabilidade de Solos Granulares à Carga Constante, NBR 13292. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, 13 p.
- Aguiar, A.B. (2001) O Emprego do Permeâmetro de Guelph na Determinação da Permeabilidade do Solo, de Camadas de Lixo e sua Cobertura. Dissertação de Mestrado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 90 p.
- Atkinson, T.C. (1978) Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. Kirkby, M.J. (ed) Hillslope Hydrology. Wiley & Sons Press, Chichester, p. 73-120.
- Bacellar, L.A.P. (2000) Condicionantes Geológicos, Geomorfológicos e Geotécnicos dos Mecanismos de Voçorocamento na Bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto, MG. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 226 p.
- Bagarello, V. & Giordano, G. (1999) Comparison of procedures to estimate steady flow rate in field measurement of saturated hydraulic conductivity by the Guelph permeameter method. Journal Agric. Engng. Res., v. 74, p. 63-71.

- Bagarello, V. (1997) Influence of well preparation on field-saturated hydraulic conductivity measured with the Guelph Permeameter. *Geoderma*, v. 80, p. 169-180.
- Bagarello, V.; Iovino, M. & Tusa, G. (2000) Factors affecting measurement of the near-saturated soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 64:4, p. 1203-1210.
- Benson, C.H.; Zhai, H. & Wang, X. (1994) Estimating hydraulic conductivity of compacted clay liners. *Journal of Geotechnical Engineering*, v. 120:2, p. 366-387.
- Berndtsson, R. & Larson, M. (1987) Spatial variability of infiltration in a semi-arid environment. *Journal of Hydrology*, v. 90, p. 117-133.
- Bertolani, F.C. & Vieira, S.R. (2001) Variabilidade espacial da taxa de infiltração de água e da espessura do horizonte A, em um argissolo vermelho-amarelo, sob diferentes usos. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 25, p. 987-995.
- Beven, K. & Germann, P. (1982) Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, v. 18:5, p. 1311-1325.
- Botelho, A.P.D. (2001) Implementação de Metodologias de Ensaio para Determinação de Relações Constitutivas de Processos de Fluxo em Solos com a Utilização da Bomba de Fluxo. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 254 p.
- Bouma, J. (1980) Field measurement of soil hydraulic properties characterizing water movement through swelling clay soils. *Journal of Hydrology*, v. 45, p. 149-158.
- Bouma, J. (1983) Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agricultural Water Management*, v. 6, p. 177-190.
- Buckman, H.O. & Brady, N. (1976) *Natureza e Propriedades dos Solos*. Freitas Bastos, Rio de Janeiro, p. 594.
- Campos, J.L.E.; Vargas, J.R.E.A. & Campos, T.M.P. (1992) Avaliação de campo de permeabilidade saturada – não-saturada de solos em encostas. 1ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas, Rio de Janeiro. v. 3, p. 371-382.
- Canduro, F.A. & Dorfman, R. (1986) *Irrigação e Drenagem - Manual de Ensaio de Laboratório e de Campo para Irrigação e Drenagem*. PRONI-IPH, Porto Alegre, p. 216.
- Carvalho, L.A. (2002) Condutividade Hidráulica do Solo no Campo: As Simplificações do Método do Perfil Instantâneo. Dissertação de Mestrado. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 86 p.
- Castro, S.S.; Cooper, M.; Santos, M.C. & Vidal-Torrado, P. (2003) Micromorfologia do solo: Bases e aplicações. Curi, N.; Marques, J.J.; Guilherme, L.R.G.; Lima, J.M.; Lopes, A.S.; Alvarez V, V.H. (eds) *Tópicos em Ciência do Solo*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, p. 107-164.
- Cedergren, H.R. (1977) *Seepage, Drainage, and Flow Nets*, 2nd ed. John Wiley & Sons, New York, p. 534.
- Coquet, Y.; Vachier, P. & Labat, C. (2005) Vertical variation of near-saturated hydraulic conductivity in three soil profiles. *Geoderma*, v. 126, p. 181-191.
- Costa, E.L.; Marciano da Silva, A.; Colombo, A. & Abreu, A.R. (1999). Infiltração de água em solo, determinada por simulador de chuvas e pelo método dos anéis. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 3:2, p. 131-134.
- Costa, F.M. (2005) Análise por Métodos Hidrológicos e Hidroquímicos de Fatores Condicionantes do Potencial Hídrico de Bacias Hidrográficas - Estudo de Casos no Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 147 p.
- Custódio, E. & Llamas, M.R. (1980) *Hidrologia Subterrânea*, 2ª ed. Ediciones Omega, Espanha, 2359 p.
- Dafonte Dafonte, J.; Valcárcel Armesto, M.; Neira Seijo, X.X. & Paz González, A. (1999) Análisis de los métodos de cálculo de la conductividad hidráulica saturada de campo medida con permeámetro Guelph. Muñoz-Carpena, R.; Ritter, A. & Tscón, C. (eds) *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*. ICIA, Tenerife, p. 5-10.
- Daniel, D.E. (1989) *In situ* hydraulic test for compacted clay. *Journal of Geotechnical Engineering*, v. 115:9, p. 1205-1226.
- Delgado, L.O.B. (1991) Mapeamento Geotécnico do Distrito de Cachoeira do Campo, Ouro Preto, MG. Trabalho Geológico, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 138 p.
- Door, J.N. (1969) Physiographic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *United State Geological Survey Professional Paper*, v. 641-A, 110S.
- Elrick, D.E.; Reynolds, W.D. & Tan, K.A. (1989) Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Ground Water Monitoring Review*, v. 9, p. 184-193.
- Embrapa (1997) *Manual de Métodos de Análise de Solo*. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Rio de Janeiro, p. 212.
- Farias, C.A. (1992) Dinâmica da Revegetação Natural de Voçorocas na Região de Cachoeira do Campo, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 63 p.
- Figueiredo, M.A.; Varajão, A.F.D.C.; Fabris, J.D.; Loutfi, I.S. & Carvalho, A.P. (2004) Alteração superficial e pedogeomorfologia no sul do Complexo Bação - Quadrilátero Ferrífero - MG. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 28, p. 713-729.
- Fonseca, A.P. (2000). Compressibilidade e Resistência ao Cisalhamento dos Solos de uma Voçoroca em Ouro Preto-MG. Tese de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 108 p.

- Futai, M.M. (2002) Estudo Teórico-Experimental do Comportamento de Solos Tropicais Não-Saturados: Aplicação a um Caso de Voçorocamento. Tese de Doutorado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 559 p.
- Geological Society of London (1990) Tropical residual soils: Geological society engineering group working party report. Quarterly Journal of Engineering Geology, v. 23:1, 102 p.
- Heddadj, D. & Gascuel-Oudou, C. (1999) Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale. European Journal of Soil Science, v. 50, p. 275-283.
- Hvorslev, M.J. (1951) Time Lag & Soil Permeability in Ground-Water Levels and Pressures. Bulletin 36. U.S. Army Waterways Experiment Station, Vicksburg (não paginado).
- Kanwar, A.A.; Rizvi, H.A.; Ahmed, M.; Horton, R. & Marley, S.J. (1989) Measurements of field-saturated hydraulic conductivity by using Guelph and velocity permeameters. Transactions of the ASAE, v. 32, p. 1885-1890.
- Khosla, B.K. (1980) Comparison of calculated and *in situ* measured unsaturated hydraulic conductivity. Journal of Hydrology, v. 47, p. 325-332.
- Lambe, T. & Whitman, R.V. (1979) Soil Mechanics. John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 553.
- Mbagwu, J.S.C. (1995) Saturated hydraulic conductivity in relation to physical properties of soils in the Nsukka Plains, southeastern Nigeria. Geoderma, v. 68, p. 51-66.
- Morais, F. (2003) Estudo dos Processos Erosivos Subsuperficiais na Bacia do Rio Maracujá - MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 98 p.
- Oliveira, A.M.S. & Correia Filho, D. (1996) Ensaios de permeabilidade em solos - orientações para sua execução no campo. Boletim ABGE, n. 4., 34 p.
- Paige, G.B. & Hillel, D. (1993) Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. Soil Science, v. 155:3, p. 175-189.
- Parzanese, G.A.C. (1991) Gênese e Desenvolvimento de Voçorocas em Solos Originados de Rochas Granitoides na Região de Cachoeira do Campo, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Solos, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 117 p.
- Regalado, C.M. & Muñoz-Carpena, R. (2004) Estimation the saturated hydraulic conductivity in a spatially variable soil with different permeameters: a stochastic Kozeny-Carman relation. Soil Tillage Research, v. 77, p. 189-202.
- Reichardt, K. (1978) A Água na Produção Agrícola. Ed. McGraw-Hill do Brasil, São Paulo, p. 119.
- Resende, M.; Curi, N.; Rezende, S.B. & Correa, G.F. (1995) Pedologia: Base para Distinção de Ambientes. NEPUT, Viçosa, p. 304.
- Reynolds, W.D & Elrick, D.E. (1985) *In situ* measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the α -parameter using the Guelph permeameter. Soil Science, v. 140, p. 292-302.
- Rocha, G.C. (2004). Estabilidade Temporal da Distribuição Espacial da Armazenagem, do Gradiente de Potencial Total e do Potencial Mátrico da Água, em um Solo Cultivado com Citros. Tese de Doutorado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 131 p.
- Ruhe, R.V. (1975) Geomorphology. Houghton Mifflin, Boston (não paginado).
- Salverda, A.P. & Dane, J.H. (1993) An examination of the Guelph permeameter for measuring the soil's hydraulic properties. Geoderma, v. 57, p. 405-421.
- Santos, C.A. (2001) Comportamento Hidrológico Superficial, Subsuperficial e a Erodibilidade dos Solos da Região de Santo Antônio do Leite, Fistrato de Ouro Preto - MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 108 p.
- Selby, M.J. (1993) Hillslope Materials and Processes. Oxford University Press, Oxford, p. 451.
- Silva, T.R.M. (2000) Caracterização e Erodibilidade dos Solos de uma Voçoroca na Região de Ouro Preto - MG. Dissertação de Mestrado, PEC-COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 106 p.
- Sobreira, F.G. (1998) Estudo das Erosões de Cachoeira do Campo, Ouro Preto, MG. Relatório Final Projeto FAPEMIG CEX 860/96, UFOP, Ouro Preto, MG, 130 p.
- Sobreira, F.G. (2000) Processos erosivos acelerados (voçorocas): O exemplo de Cachoeira do Campo, Ouro Preto, MG. Solos e Rochas, v. 23:3, p. 217-233.
- Soto, M.A.A. (1999) Estudo da Condutividade Hidráulica em Solos Não-Saturados. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geotecnia, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 118 p.
- Vieira, B.C. (2001) Caracterização *in situ* da Condutividade Hidráulica dos Solos e sua Influência no Condicionamento dos Deslizamentos da Bacia do Rio Papagaio, Maciço da Tijuca - RJ. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 130 p.
- Vieira, S.R. (1998) Permeâmetro: Um novo aliado na avaliação de manejo do solo. O Agrônomo, v. 47-50, p. 32-33.
- Vieira, S.R.; Nielsen, D.R. & Biggar, J.W. (1981) Spatial variability of field-measured infiltration rate. Soil Science of Society America Journal, v. 45, p. 1040-1048.
- Zhang, Z.F.; Groenevelt, P.H. & Parkin, G.W. (1998) The well-shape factor for the measurement of soil hydraulic properties using the Guelph Permeameter. Soil Tillage Research, v. 49, p. 219-221.

Anexo V

TAXAS DE INFILTRAÇÃO BÁSICA.

Os gráficos abaixo mostram as taxas de infiltração básica obtidas com uso do infiltrômetro de anéis concêntricos. No capítulo de resultados, os valores finais destas taxas (*steady state*) foram considerados sinônimos de condutividade hidráulica saturada. A baixa condutividade do ponto DB02 deve-se ao fato deste ponto está localizado numa antiga estrada. Para localização dos pontos ensaiados, ver figuras 5.4 e 5.5 (Capítulo 5).

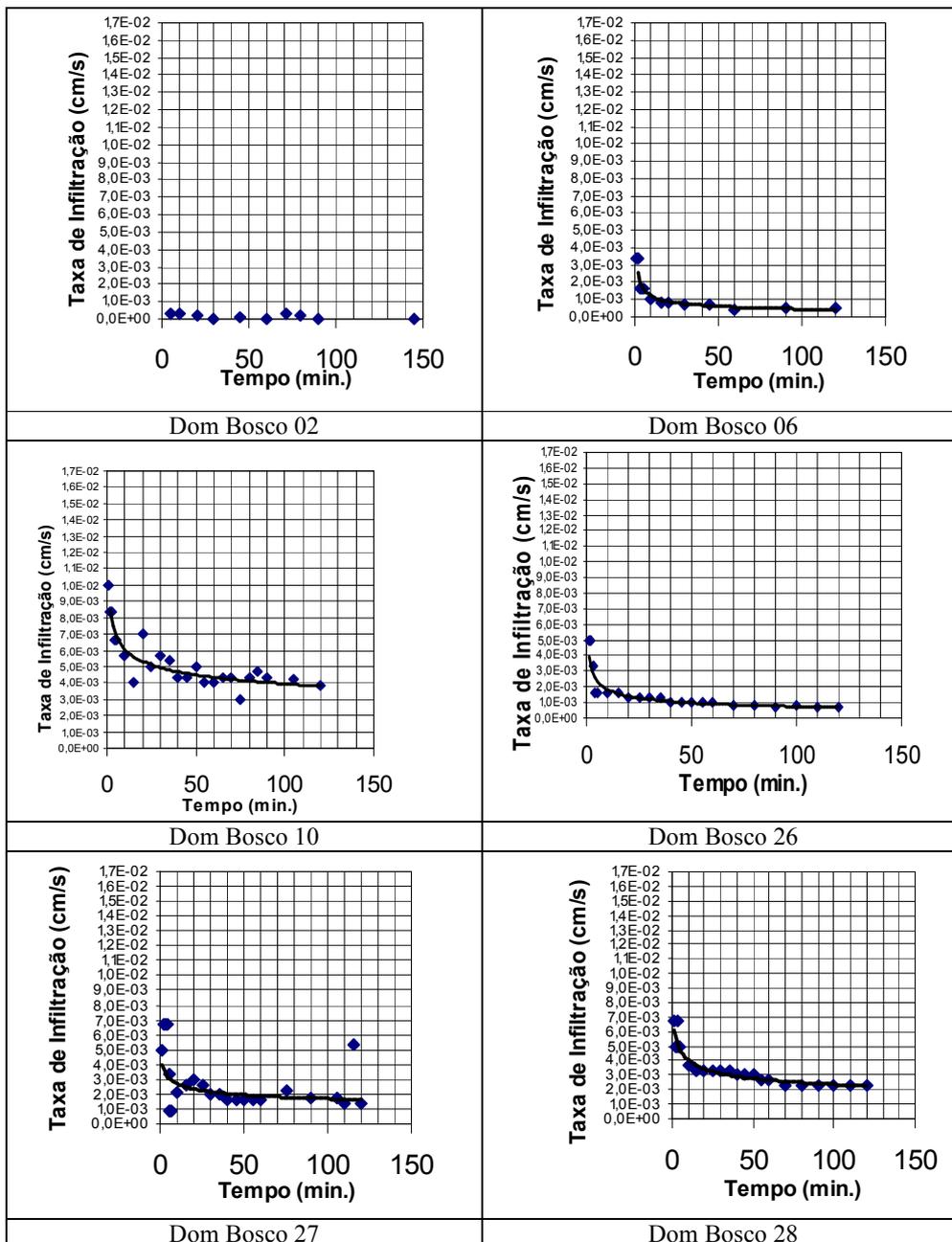


Figura 1 – Taxas de infiltração básica da estação Dom Bosco

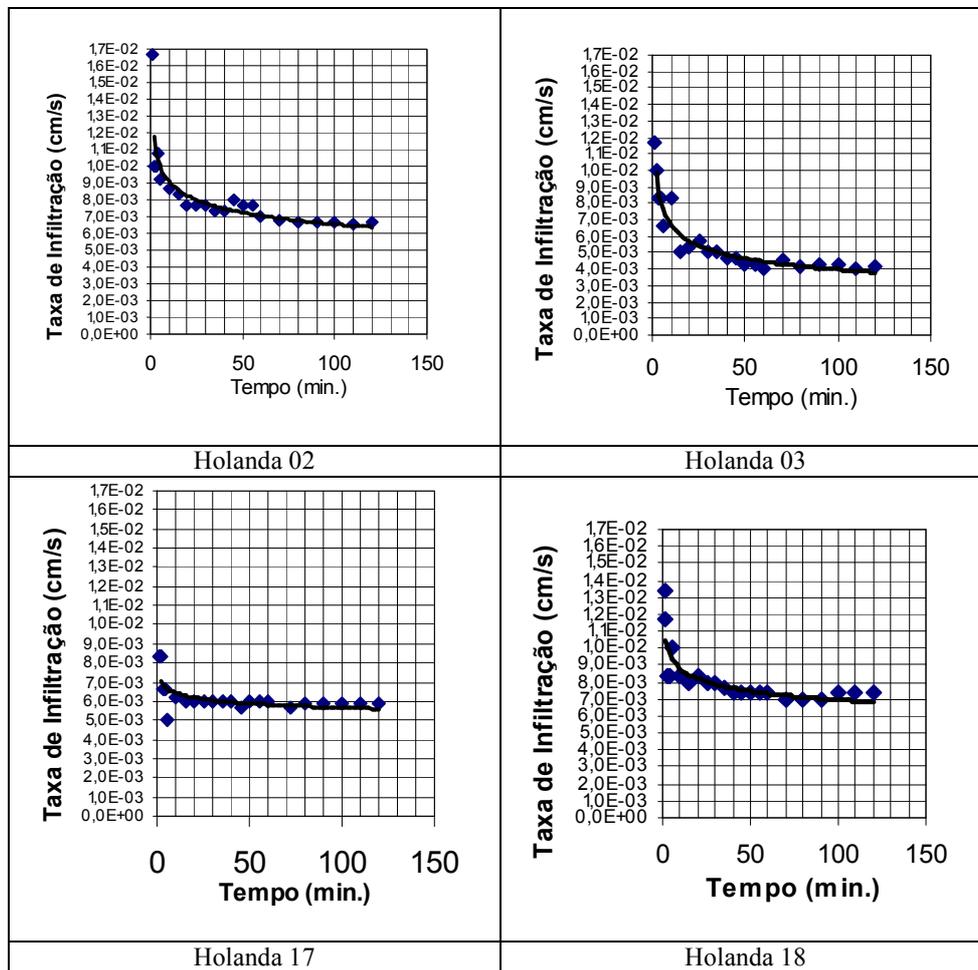


Figura 2 – Taxas de infiltração básica da estação Holanda.

Curriculum Vitae

- 1978** Nascimento em 05 de novembro, Araguaína, Tocantins, Brasil.
- 1991** Conclusão do Ensino Primário – Serviço de Integração do Menor - S.I.M., Araguaína.
- 1994** Conclusão do Ensino Fundamental – Serviço Nacional de Aprendizagem Industrial – SENAI, Araguaína.
- 1996** Conclusão do Ensino Médio – Educandário Objetivo, Araguaína.
- 1997 - 2001** Graduação em Geografia – Fundação Universidade do Tocantins – UNITINS, Araguaína.
- 2001 - 2003** Mestrado em Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais – Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.
- 2003 - 2007** Doutorado em Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais – Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.

Ficha de Aprovação

TESE DE DOUTORADO

TÍTULO: ESTUDO DOS FATORES PEDOGOMORFOLÓGICOS INTERVENIENTES NA INFILTRAÇÃO EM ZONAS DE RECARGA NO COMPLEXO METAMÓRFICO BAÇÃO – MG.

AUTOR: FERNANDO DE MORAIS

ORIENTADOR: Luis de Almeida Prado Bacellar

CO-ORIENTADOR: Paulo Roberto Antunes Aranha

Aprovada em: 13 / 02 / 2007

PRESIDENTE: Luis de Almeida Prado Bacellar

Fernando de Morais



BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Luís de Almeida Prado Bacellar



Degeo / UFOP

Profª. Drª. Maria Sílvia C. Barbosa



Degeo / UFOP

Profª. Drª. Ana Luiza Coelho Neto



IGEO / UFRJ

Prof. Dr. Waldyr Oliveira



Demim / UFOP

Prof. Dr. Liovando Marciano da Costa



Solos / UFV

Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro
Presidente do Colegiado de Pós-Graduação

Ouro Preto, 13 / 02 / 2007

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)