



GIL JÚLIO DE SOUZA NETTO

**DESEMPENHO DE MODELOS DE
INFILTRAÇÃO EM SUB-BACIA
HIDROGRÁFICA DO
RIBEIRÃO MARCELA NA REGIÃO DO
ALTO RIO GRANDE-MG**

LAVRAS – MG

2011

GIL JÚLIO DE SOUZA NETTO

**DESEMPENHO DE MODELOS DE INFILTRAÇÃO EM SUB-BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO MARCELA NA REGIÃO ALTO RIO
GRANDE – MG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração em Engenharia de Água e Solo, para a obtenção do título de Mestre.

Orientador

Dr. Antônio Marciano da Silva

LAVRAS – MG

2010

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca Central da UFLA**

Souza Netto, Gil Júlio de.

Desempenho de modelos de infiltração na sub-bacia do Ribeirão
Marcela - Região do Alto Rio Grande - MG / Gil Júlio de Souza
Netto. – Lavras : UFLA, 2011.

75 p. : il.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Lavras, 2011.

Orientador: Antônio Marciano da Silva.

Bibliografia.

1. Bacia hidrográfica. 2. Modelagem. 3. Infiltração. 4.
Hidrologia. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD – 631.45

GIL JÚLIO DE SOUZA NETTO

**DESEMPENHO DE MODELOS DE INFILTRAÇÃO EM SUB-BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO MARCELA NA REGIÃO ALTO RIO
GRANDE – MG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração em Engenharia de Água e Solo, para a obtenção do título de Mestre.

APROVADA em 26 de Novembro de 2010.

Dr. Geraldo César de Oliveira UFLA

Dr. Gilberto Coelho UFLA

Dr. Antônio Marciano da Silva
Orientador

LAVRAS – MG

2010

A minha amiga e companheira Mãe, que focou sua jornada, seus esforços e amor, na esperança de um filho amigo e estudado.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela provação, esperança e coragem em cada etapa.

A minha família pelo voto de confiança.

A pessoa maravilhosa que minha companheira Cinthia é.

A Universidade Federal de Lavras e ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Engenharia, pela oportunidade e apoio.

Ao inefável amigo Antônio Marciano da Silva pela grande capacidade de gerir pessoas e emoções.

Aos professores do Departamento de Engenharia, pelos ensinamentos repassados, em especial Professor Manoel Alves de Faria, aos grandes Professores e Pesquisadores Carlos Rogério de Mello e Gilberto Coelho e ao amigo e Professor Luiz Lima.

Ao amigo Oswaldo Francisco de Carvalho (Nenê), pelo apoio nunca negado na instalação, condução e manutenção do experimento. Ao colega José Luiz Moraes Rodrigues pelos momentos de descontração.

Ao meu amigo Serginho.

A amiga Camilinha.

Aos amigos Lucão, Ícaro e João.

A Sociedade Brasileira pelo incentivo financeiro.

A “Fapemig, CNPq, Embrapa Café, Convênio Minas sem lixões”.

RESUMO

O monitoramento de componentes do ciclo hidrológico, em especial a infiltração tomou um importante papel de propiciar feitos preventivos no que tange a geração de energia hidroelétrica. O trabalho objetivou estimar a infiltração de água no solo por meio de ajustes de modelos empíricos e teóricos, sob chuva simulada com diferentes intensidades em parcelas experimentais. A Parcela 1 (P1) foi instalada sobre Latossolo Vermelho (LVAd) com pastagem; Parcela 2 (P2) em LVd ocupada por pastagem nativa; Parcela 3 (P3) em Cambissolo distrófico (Cd) ocupada por pastagem nativa degradada com semiexposição do solo; Parcela 4 (P4) em Latossolo Vermelho Amarelo distrófico típico (LVAd) com pastagem degradada; e Parcela 5 (P5) em LVAd ocupada por pastagem nativa. Analisando o comportamento da infiltração, observou-se que o modelo de Green-Ampt melhor se ajustou aos dados observados. As análises estatísticas forneceram coeficientes de variação dentro do intervalo desejável. Todos os dados obtidos neste estudo sofreram influência da umidade inicial e da intensidade de precipitação.

Palavras-chave: Simulador de chuvas. Modelos de infiltração. Intensidades de precipitação.

ABSTRACT

The monitoring of components of the hydrological cycle, particularly the infiltration took an important role in providing preventive made regarding the generation of hydroelectric power. The study aimed to estimate the infiltration of water into the soil by adjusting the empirical and theoretical models under simulated rain with different intensities in the experimental plots. The Plot 1 (P1) was installed on an Oxisol (LVAD) with pasture, Plot 2 (P2) in LVd occupied by native pasture; Plot 3 (P3) in Cambisol (Cd) occupied by native grassland degraded with half soil exposure ; Plot 4 (P4) Pots Hapludox (LVAD) with degraded pasture, and Parcel 5 (P5) in LVAD occupied by native grassland. Analyzing the behavior of the infiltration, we observed that the Green-Ampt model best fitted the observed data. Statistical analysis provided coefficients of variation within the range desirable. All data obtained in this study suffered influence of initial moisture and precipitation intensity.

Keywords: Rainfall simulator. Models of infiltration. Precipitation intensities.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Imagem Ikonos da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela....	29
Figura 2	Mapa de Minas Gerais mostrando a localização da área, sub-bacia hidrográfica Ribeirão Marcela (UPGRH –GD1)	30
Figura 3	Mapa de solos da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão da Marcela, adaptado de Giarola et al. (1997)	31
Figura 4	Localização das parcelas experimentais na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela sob outro foco	33
Figura 5	Foto da Parcela 1	34
Figura 6	Foto da Parcela 2	34
Figura 7	Foto da Parcela 3	35
Figura 8	Foto da Parcela 4	36
Figura 9	Foto da Parcela 5	36
Figura 10	Simulador de Chuvas Portátil desenvolvido no Departamento de Engenharia de Água e Solo	39
Figura 11	Relação da Intensidade de Precipitação (mm h^{-1}) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h^{-1}) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 1 (P1).....	54
Figura 12	Relação da Intensidade de Precipitação (mm h^{-1}) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h^{-1}) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 2 (P2).....	55
Figura 13	Relação da Intensidade de Precipitação (mm h^{-1}) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h^{-1}) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 3 (P3).....	56

Figura 14 Relação da Intensidade de Precipitação (mm h⁻¹) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h⁻¹) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 4 (P4).....	57
Figura 15 Relação da Intensidade de Precipitação (mm h⁻¹) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h⁻¹) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 5 (P5).....	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Taxas de infiltração estável de solos de diferentes classes.....	18
Tabela 2	Determinação da Lâmina média de aplicação, do CUD em função das pressões avaliadas (15,20 e 30 mca)	27
Tabela 3	Atributos físico-hídricos dos solos das parcelas.....	38
Tabela 4	Coeficiente de Uniformidade de Distribuição.....	40
Tabela 5	Relação entre intensidade de precipitação e pressão de operação..	40
Tabela 6	Umidades antecedentes aos eventos de precipitação.....	45
Tabela 7	Valores dos coeficientes de determinação (R^2) dos ajustes das equações de infiltração das parcelas 1 a 5 (P1 a P5)	46
Tabela 8	Relação entre intensidade de precipitação e os parâmetros da equação de Kostiakov das parcelas P1 a P5	49
Tabela 9	Contribuição dos regimes transiente e estabelecido no processo de infiltração de água no solo pelo modelo de Horton.....	51
Tabela 10	Valores de infiltrabilidade básica de água no solo	53
Tabela 11	Relação entre intensidade de precipitação e os parâmetros da equação de Kostiakov- Lewis das parcelas P1 a P5.....	59
Tabela 12	Relação entre bocais utilizados para simulação de chuva, os parâmetros da equação de Horton das parcelas P1 a P5.....	61
Tabela 13	Relação entre bocais utilizados para simulação de chuva, os parâmetros da equação de Green-Ampt das parcelas P1 a P5.....	63
Tabela 14	Relação entre intensidade de precipitação e umidade de saturação de campo para as parcelas P1 a P5	64
Tabela 15	Relação entre intensidade de precipitação e a performance da infiltração em relação ao armazenamento	65
Tabela 16	Análise de variância para variável infiltração	66
Tabela 17	Análise de regressão pela soma de quadrados sequenciais	66

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	12
2	REFERENCIAL TEÓRICO	14
2.1	Infiltração de água no Solo	14
2.1.1	Fatores que interferem na infiltração de água no solo	16
2.1.1.1	Fatores relacionados ao solo	17
2.1.1.2	Fatores relacionados à superfície	20
2.1.1.3	Fatores relacionados ao preparo e manejo do solo	21
2.2	Modelos de infiltração	21
2.3	Simulador de Chuvas.....	27
3	MATERIAL E MÉTODOS	29
3.1	Descrição da bacia hidrográfica	29
3.1.1	Localização	29
3.1.2	Solos da área e uso atual.....	30
3.1.3	Clima e Vegetação Nativa	32
3.1.4	Caracterização hidrológica	32
3.2	Parcelas experimentais e atributos dos solos	33
3.3	Descrição do equipamento	39
3.4	Ajuste dos modelos.....	42
3.5	Monitoramento da Umidade.....	42
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
4.1	Infiltração de Água no solo	44
5	CONCLUSÃO	68
	REFERÊNCIAS.....	69

1 INTRODUÇÃO

No Brasil o gerenciamento dos recursos naturais (água, ar, solo e atmosfera) tem sua sustentabilidade comprometida pelo caráter econômico da legislação ambiental vigente. A utilização desses recursos, dentro da agricultura, pecuária e silvicultura, tem desafiado os órgãos gestores de forma a maximizar a produtividade, gerando consequências menos degradantes dos mesmos.

Entre os recursos naturais, a água e o solo são os de maior importância para a maioria das espécies, incluindo a sobrevivência humana. O solo se torna, por si só, um importante recurso, por ser um alvo vulnerável às ações antrópicas, alterando negativamente processos relevantes como a infiltração de água no solo, comprometendo o processo de recarga dos aquíferos subterrâneos e acarretando assoreamento de reservatórios e cursos d'água.

Estudos confiáveis com precipitação natural requerem vários anos de medidas para obter uma amostragem representativa dos eventos de precipitação. Além disso, a natureza irregular da chuva natural impede a intensiva coleta de dados durante a ocorrência do evento. Desta forma, para possibilitar o estudo em períodos mais curtos e com o maior controle das intensidades e uniformidade de distribuição de chuva tem-se utilizado simuladores de chuva.

Caracterizar todas as variáveis que influenciam na infiltração é um processo demorado e difícil. A intensidade com que algumas variáveis afetam o processo de infiltração, ainda hoje, não está bem definida. Sendo assim, diversos modelos têm sido propostos visando simplificar o estudo da infiltração de água no solo.

Este trabalho desenvolveu-se objetivando: (a) estudar o desempenho dos modelos de previsão da taxa de infiltração, ajustados por meio de equações empíricas e teóricas; (b) avaliar o desempenho do modelo de Horton, pela fundamentação física, em relação à infiltrabilidade básica; (c) relacionar os itens

anteriores com os solos, cobertura vegetal, umidade inicial e com a intensidade de precipitação em uma sub-bacia hidrográfica do Alto Rio Grande, situada a montante da UHE (Usina Hidroelétrica) de Camargos/Cemig.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Infiltração de água no Solo

A infiltração de água no solo é um processo dinâmico de penetração vertical de água através da superfície do solo. Durante uma chuva natural ou simulada, parte da água evapora, parte infiltra no solo e a outra parte escoia superficialmente, podendo causar erosão. Portanto, quanto maior a infiltração de água no solo menor é o potencial de ocorrer erosão (LIBARDI, 1995).

A variabilidade, tanto espacial quanto temporal dos atributos físicos do solo é muito grande ao longo do seu perfil. Como muitos atributos afetam o processo de infiltração da água, estudos tornam-se essenciais na predição mais correta, tanto da quantidade de água infiltrada no solo como da taxa com que este processo ocorre.

A infiltração também é responsável pelo aumento da disponibilidade de água em uma sub-bacia, reabastecendo os aquíferos subterrâneos, que dependendo das condições de recarga, regularizam as vazões dos cursos d'água nos períodos de estiagem, importante para manter a oferta hídrica além de: i) determinar o balanço hídrico na zona radicular importante para o planejamento de irrigações; e ii) importante fator no dimensionamento de sistemas hidroagrícolas.

São vários fatores que afetam o processo de infiltração, dentre eles destacam-se: as condições da superfície do solo; umidade inicial; o tempo de infiltração; a existência de camadas menos permeáveis ao longo do perfil; a classe de solo do mesmo e o manejo; a presença de ar aprisionado; a viscosidade e a temperatura da água e do solo; o relevo e; os atributos físicos do solo (BERNARDO; SOARES; MANTOVANI, 2006; DAKER, 1988; HILLEL,

1980; REZENDE; SCALOPPI, 1985). De acordo com esses autores, a umidade inicial é o principal fator responsável pela variação da taxa de infiltração inicial.

Os atributos físicos do solo (textura, estrutura e porosidade) influenciam diretamente a infiltração e redistribuição de água no perfil do solo, por meio de sua capacidade de retenção de água e de sua condutividade hidráulica. A cobertura vegetal contribui com a taxa de interceptação da precipitação pelo dossel, diminuindo a energia cinética final.

Segundo Western et al. (2004), a união destes fatores afeta diretamente o escoamento superficial que ocorre nas bacias hidrográficas. Bertoni e Lombardi Neto (1990) afirmam que quanto menor a intensidade de enxurrada na superfície, menor a erosão do solo.

Saleem e Mwendera (1997) observaram menor taxa de infiltração de água quando se tem um pastejo pesado devido ao pisoteio do gado. Entretanto, fizeram alguns estudos em solo com estrutura degradada e demonstraram que o pastejo não é prejudicial para a condutividade hidráulica do solo. Wheeler et al. (2002) encontraram um decréscimo muito rápido na taxa de infiltração de água no solo em função do pisoteio em área sob pastejo. Daniel (2007) concluiu que todas as técnicas de pastejo foram prejudiciais para infiltração.

Schaik (2009) relata que a declividade do terreno influencia a capacidade de empoçamento da água na superfície do solo ou geração escoamento, que é importante para a infiltração na matriz do solo, tanto quanto a macroporosidade do solo.

A capacidade de infiltração é uma propriedade do solo que representa a velocidade (ou taxa) máxima que o solo, em dada condição e tempo que pode absorver a água da chuva (BERNARDO; SOARES; MANTOVANI, 2006).

Por ocasião de uma chuva ou irrigação, a velocidade de infiltração é máxima no início do evento, e decresce rapidamente, de acordo com as condições do solo se aproximando gradualmente, de um valor mínimo constante

(BERNARDO; SOARES; MANTOVANI, 2006), sendo essa condição estável denominada velocidade de infiltração básica, ou infiltrabilidade básica, de água no solo.

A quantificação da infiltrabilidade da água no solo tem utilidade em diversas áreas, em especial na agricultura. Em projetos de irrigação, na aplicação de biossólidos e em projetos conservacionistas, a infiltrabilidade básica é determinada com o objetivo de estabelecer a taxa máxima de chuva que o terreno suporta sem que ocorram perdas por escoamento superficial.

A determinação da infiltrabilidade deve também considerar o local de avaliação com as condições reais de campo, devendo a estrutura, a rugosidade, e a cobertura do solo ser preservadas no momento da determinação.

De acordo com Bernardo (2006), solos que apresentam valores de I_b maiores que 30 mm h^{-1} são solos de I_b muito alto; valores entre 15 e 30 mm h^{-1} , solos de alta I_b ; valores entre 5 e 15 mm h^{-1} , média I_b ; valores abaixo de $0,24 \text{ mm h}^{-1}$, baixa I_b .

2.1.1 Fatores que interferem na infiltração de água no solo

Segundo Rawls et al. (1996), o processo de infiltração de água no solo se torna um fenômeno muito difícil de modelar em função do mesmo depender de características do solo, de sua superfície e do manejo do mesmo.

Estes fatores exercem forte influencia sobre a condutividade hidráulica, que é uma das mais importantes propriedades do meio poroso relacionadas com o movimento de água no solo. Essa relação torna o processo de infiltração diretamente proporcional a magnitude da condutividade hidráulica.

O impacto das gotas de chuva, natural ou simulada, sobre o solo, promove um fenômeno chamado encrostamento superficial, o qual promove o rearranjo das partículas sólidas e o adensamento e consolidação de uma estrutura

superficial, cuja espessura pode variar de 0.1mm até valores superiores a 50 mm (VALENTIN; BRESSON, 1992).

Embora a camada encrostada seja estreita, seu efeito sobre as propriedades físicas do solo, afeta e muito, as condições de infiltração, reduzindo a condutividade hidráulica do solo de 200 a 2000 (MCINTYRE, 1958).

2.1.1.1 Fatores relacionados ao solo

Entre os fatores relacionados ao solo, podemos destacar suas características e propriedades físicas, químicas e mineralógicas. Os atributos físicos, textura e estrutura, além de determinar a forma, o percentual e continuidade dos macroporos, afetam expressivamente a estabilidade dos agregados e a condutividade hidráulica do solo.

Segundo Reichardt (1996), em função de a condutividade hidráulica depender do espaço poroso, ela varia muito de solo para solo e mesmo dentro de um mesmo solo, com variações estruturais, compactação etc.. Esta variação pode ser causada por carga externa (como pisoteio de bovinos) podendo mudar a estrutura do solo (compactação) e por efeito da expansividade das argilas ou adensamento das camadas do solo provocadas pelas partículas finas conduzidas pelo movimento da água (BEAR, 1979).

Quanto maior for o percentual de silte, menor é a infiltração, uma vez que esta fração textural possui baixa capacidade em formar agregados e relativamente pequeno diâmetro de partículas (0,02 a 0,05 mm), sofrendo fácil deslocamento vertical, e assim, vedando os poros.

Geralmente os solos mais arenosos possuem maior quantidade de macroporos do que os solos argilosos, apresentando maiores valores de condutividade hidráulica e taxas de infiltração. Raws et al. (1996) apresentam

valores indicativos da taxa de infiltração de solos sob condições de cultivo e pastagem conforme (Tabela 1).

Tabela 1 Taxas de infiltração estável de solos de diferentes classes

Textura do solo	Taxa de infiltração estável (mm h ⁻¹)	
	Cultivo	Pastagem
Areia Franca	38.1 – 94.0	38.1 – 111.8
Franco-arenoso	17.8 – 30.5	30.5 – 38.1
Franco	10.2 – 27.9	25.4 – 63.5
Franco-siltoso	5.1 – 48.3	10.2 – 91.4
Franco-argiloso	10.2 – 25.4	15.2 – 25.4
Franco-argilo-siltoso	7.6 – 33.0	7.6 – 33.0
Argila	5.1	27.9

Fonte: North Central Regional Comitee 40, citado por RAWLS et al. (1996)

Entretanto, Ferreira (1988) demonstrou que a condutividade hidráulica em condições de saturação de latossolos brasileiros de clima temperado, muitas vezes aumenta com o acréscimo da fração argila. Estas ocorrências, embora contrárias às generalizações correntes, são frequentes no universo dos latossolos (CORDEIRO, 1977; FERREIRA, 1988) e se devem à estrutura do solo, em função das elevadas macroporosidades e estabilidades dos agregados, determinadas pela presença de óxidos e hidróxidos de ferro (hematita, goethite e gibbsita) (SHAINBERG; LEVY, 1995; SILVA; KATO, 1997). Aliado a este fato, a estabilidade de agregados minimiza a formação do encrostamento superficial, uma vez que uma das principais etapas de sua formação consiste na quebra dos agregados pelo impacto das gotas de chuva (HILLEL, 1980). Entretanto, segundo Resende et al. (2006), em Latossolos pode ocorrer crosta superficial devido ao tamanho dos agregados, de silte e areia muito fina.

Portanto, para as condições brasileiras, a taxa de infiltração sofre uma forte influência da estrutura preponderantemente maior que da textura, ratificando a afirmativa que quanto maior a macroporosidade dos solos (solos

arenosos e Latossolos argilosos) apresentam maior infiltração que solos com predomínio de microporos (solos argilosos, excetuando-se os latossolos).

A infiltração de água no perfil do solo sofre redução em sua taxa quando um mesmo perfil de solo possuir camadas com diferentes texturas e estruturas. As camadas de argilas e areia podem ter comportamentos semelhantes, embora por motivos diferentes. Pela baixa condutividade hidráulica saturada, a camada de argila dificulta o movimento da água no solo, enquanto a camada de areia, em função da sua baixa condutividade hidráulica sob condições não saturadas, pode retardar a frente de umedecimento (PRUSKI et al., 1997).

Um solo mais úmido terá, inicialmente, menor taxa de infiltração, devido menor gradiente hidráulico, e mais rapidamente a taxa de infiltração se tornará constante.

Verifica-se que quanto maior a densidade do solo, menor a taxa de infiltração em função da redução da porosidade total e da macroporosidade do solo.

A matéria orgânica no solo possui um importante papel na estabilidade dos agregados, sendo que teores menores de 2% ocasionam, em geral, baixa estabilidade de agregados, tornando os solos mais propensos ao encrostamento superficial.

Segundo Pott e De Maria (2003), vários fatores condicionam o movimento de água no solo, os quais têm sido relatados por diversos autores, a saber: a porosidade (EVERTS; KANWAR, 1992; PERROUX; WHITE, 1988), a densidade do solo (SALES et al., 1999), a cobertura do solo (ROTH; MEYER; FREDE, 1985; SIDIRAS; ROTH, 1987), a textura e o grau de agregação do solo (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990), o encrostamento superficial (CHAVES; ORLOWISK; ROLOFF, 1993; REICHERT; VEIGA; CABEDA, 1992), a umidade inicial (ARAÚJO FILHO; RIBEIRO, 1996), a matéria orgânica, a estrutura e a variabilidade espacial do solo (KLAR, 1984).

2.1.1.2 Fatores relacionados à superfície

Atuando como fatores intimamente relacionados às modificações das propriedades do solo, estes interferem na infiltração, uma vez que o movimento da água através da interface ar-solo depende dos mesmos. A cobertura vegetal se torna um fator determinante no processo de infiltração. O sistema radicular das plantas cria caminhos preferenciais que favorecem o movimento da água (PRUSKI et al., 1997).

Vários autores citam a cobertura vegetal como fator essencial para conservação do solo (BERTOL et al., 1989; DULEY, 1939; FARIA et al., 1998; MCNTYRE, 1958; SILVA et al., 2001) pois além de aumentar a macroporosidade da camada superficial do solo, aumenta a condutividade hidráulica do mesmo. Também protege os agregados do solo dos impactos diretos das gotas de chuva, minimizando com boa magnitude os efeitos do encrostamento superficial e das perdas de água e solo em função da manutenção de boas taxas de infiltração. Duley (1939) verificou que solos descobertos reduzem em até 85% as taxas de infiltração em relação àqueles protegidos por palha.

Silva e Kato (1998), avaliando os valores da infiltrabilidade básica em solos no cerrado (Latosolo Vermelho-Amarelo argiloso), usando simulador de chuvas (com intensidade de precipitação de aproximadamente 90 mm h^{-1}), encontraram em solos descobertos, o valor igual a $61,3 \text{ mm h}^{-1}$, enquanto nos solos com cobertura morta este valor foi de $76,3 \text{ mm h}^{-1}$. Os autores atribuíram esta diferença à formação do encrostamento superficial nos solos desprovidos de cobertura vegetal.

2.1.1.3 Fatores relacionados ao preparo e manejo do solo

A infiltração de água no solo é afetada pelo tipo de manejo e preparo do solo, sendo diretamente proporcional às modificações de suas propriedades e condições de superfície, por meio de práticas como o cultivo agrícola e irrigação.

O sistema convencional de preparo sobre a superfície do solo compacta uma camada superficial do solo suficiente para reduzir a capacidade de infiltração da água no solo. O uso e ocupação do solo pelo pastoreio também gera grande compactação ocasionado pelo pisoteio dos animais (PRUSKI et al., 1997).

2.2 Modelos de infiltração

Os modelos que descrevem a infiltração da água no solo podem ser teóricos ou empíricos. Os modelos empíricos têm a vantagem de permitir relacionar os parâmetros do modelo a características do solo, sem que estes obrigatoriamente tenham significado físico, e englobar na determinação de suas constantes alguns fatores que são de difícil consideração nos modelos teóricos como, por exemplo, a heterogeneidade do solo. A principal desvantagem do emprego de equações empíricas é que os ajustes somente são válidos para as condições em que elas foram determinadas, ou seja, não podem ser extrapolados para outros tipos de solos. Os modelos empíricos utilizados neste estudo foram os de Kostiakov, Kostiakov-Lewis, Horton e o modelo teórico de Green-Ampt.

Entre as equações empíricas mais utilizadas para fins de dimensionamento de sistemas hidroagrícolas, a equação desenvolvida por de Kostiakov, em 1932, possui grande abrangência. De acordo com este pesquisador, a infiltração acumulada pode ser calculada pela equação (1):

$$I = K * t^{\alpha} \quad (1)$$

em que:

I = infiltração acumulada no tempo t (L).

t = tempo decorrido desde o início do processo (T)

K [L T⁻¹] = capacidade de infiltração no tempo $t=1$; também conhecida como sorptividade, varia em função do estado inicial do teor de água no perfil do solo, principalmente na sua superfície;

α = parâmetro característico do solo, dá uma idéia da taxa de decréscimo de I com o tempo ($0 < \alpha < 1$)

O emprego do modelo de Kostiaikov é limitado a situações em que há disponibilidade de dados de infiltração observados, para a determinação dos parâmetros k e α da equação, se tornando inaplicável para outros tipos de solos e circunstâncias (RAWL et al., 1996). Vale ressaltar também que a equação ajustada tem sua validade assegurada apenas para o caso em que a umidade do solo foi determinada.

Souza (1981) verificou que o maior efeito da constante a está na forma da curva de infiltração acumulada e, conseqüentemente, na curva de avanço. O efeito das constantes k e a na infiltração acumulada é muito pequeno e suas variações não foram significativas na lâmina infiltrada acumulada. Variações na constante k , mantendo-se a inalterado, provocaram variação no avanço e este se torna mais lento ou mais rápido se houver diminuição ou aumento de k .

A equação de Kostiaikov é imprópria tanto para $t=0$ quanto para $t \rightarrow \infty$, pois, os valores resultantes nestas condições são irrealis, caracterizando descontinuidade. O modelo de Kostiaikov-Lewis foi desenvolvido para suprir essa herança matemática deixada pelo modelo de Kostiaikov. Para um tempo

tendendo ao infinito, a equação não mais tende à zero, e, sim, para infiltrabilidade básica de acordo com a equação (2):

$$I = K * t^\alpha + I_b * t \quad (2)$$

onde, I_b é a capacidade de infiltração em mm/min. quando o processo de infiltração atinge o equilíbrio dinâmico, é também conhecida como capacidade de infiltração básica do solo, valor adotado como referência para estabelecimento da taxa de aplicação de irrigação, como medida conservadora.

De acordo com Santana (1996) e Santana et al. (1997) os coeficientes da equação de Kostiakov-Lewis dependem, além da textura e da estrutura do solo, de sua condição física no momento da simulação de chuva ou irrigação, como por exemplo, a existência de fendas (caminhos preferenciais) e o conteúdo de umidade inicial.

Paixão et al. (2009) observaram que quando se compara os modelos de Kostiakov e Kostiakov-Lewis entre si, verifica-se desempenhos semelhantes no cálculo da velocidade de infiltração. Também se verificam que os dois modelos, Kostiakov e Kostiakov-Lewis, tendem a superestimar valores baixos no início da infiltração.

Uma opção bastante aceita por sua simplicidade é a Equação de Horton. É uma equação empírica, na qual se assume que a infiltração inicia com uma taxa I_i e decresce exponencialmente com o tempo t . Depois de um tempo variável, quando a umidade do solo atinge um grau elevado (próximo da saturação), a taxa de infiltração converge para um valor constante I_b .

$$I = I_b \cdot t + \frac{(I_i - I_b)}{K} \cdot (1 - e^{-Kt}) \quad (3)$$

em que:

I_i [$L T^{-1}$] = valor para o qual tende CI, para t muito grande;

I_b [$L T^{-1}$] = valor inicial de CI, para t=0;

K [T^{-1}] = constante característica do solo

Segundo Libardi (1995), o modelo de Horton (1940) tem grande vantagem para explicar a lei da infiltração, porque se baseia em teoria física de escoamento em um meio poroso, que é descrita pela equação de Darcy-Buckinham.

Alves Sobrinho et al. (2003), estudando a adequação das equações de Horton e Kostiakov- Lewis, sob condição de chuva simulada de 60 mm h^{-1} em áreas de plantio direto e plantio convencional, concluíram que a equação de Horton mostrou-se mais adequada para a estimativa da taxa de infiltração de água.

Segundo o modelo de Horton, descrito pela equação (3), a redução na taxa de infiltração com o tempo é fortemente controlada por fatores que operam na superfície do solo, tais como selamento superficial, devido ao impacto das gotas de chuva, fenômenos de expansão e contração do solo (PREVEDELLO, 1996).

Paixão et al. (2009) perceberam que as estimativas obtidas pelo modelo proposto por Horton, descrito pela equação (3), apresentaram resultados mais satisfatórios dentre os demais modelos analisados, devido ao fato dos dados se distribuírem melhor em torno da reta ideal 1:1.

Lins Cunha et al. (2009) observaram que ao ajustar os modelos de Horton, Kostiakov e Kostiakov-Lewis, os coeficientes de determinação foram 0.86, 1.00 e 0.99, respectivamente, sendo o modelo de Kostiakov o mais preciso. Ainda ressaltou que os valores de R^2 altos foram verificados para grande maioria

dos modelos em função da pequena proporção de variância do erro na estimativa dos parâmetros.

O modelo de infiltração de Green-Ampt (1911), muito utilizado ainda hoje em Hidrologia, não permite explicitar de forma exata o volume acumulado por infiltração em função do tempo.

$$I(t) = K_s \cdot t + \psi_f \cdot (\theta_s - \theta_i) \cdot \ln \left[1 + \frac{I(t)}{\psi_f \cdot (\theta_s - \theta_i)} \right] \quad (4)$$

em que:

T_i - taxa de infiltração da água no solo, $L T^{-1}$

K_0 - condutividade hidráulica do solo saturado, $L T^{-1}$

ψ - potencial matricial médio na frente de umedecimento, L

θ_s - umidade do solo na saturação, $L^3 L^{-3}$

θ_i - umidade inicial do solo, $L^3 L^{-3}$

I - infiltração acumulada, L

A infiltração acumulada (I) é dada pela equação

$$I = Z \cdot (\theta_s - \theta_i) \quad (5)$$

em que Z é a profundidade da frente de umedecimento, expressa em mm.

De acordo com Rodrigues e Pruski (1997), dentre os vários modelos disponíveis para estimar a infiltração da água no solo, o de Green-Ampt (GA) é um dos que apresentam maior potencial de utilização, devido a sua simplicidade e por estar fundamentado no processo físico da infiltração.

Uma desvantagem da utilização do modelo de Green-Ampt na simulação do processo de infiltração reside no fato de que seus parâmetros de entrada não representam fielmente as condições reais de ocorrência da infiltração. Diversos autores propõem metodologias para a adequação desses parâmetros, a fim de melhorar a simulação tanto da taxa de infiltração (I_b) como da infiltração acumulada (I).

O modelo de Green-Ampt foi derivado considerando-se que a região acima da frente de umedecimento se encontra saturada; entretanto, devido ao aprisionamento de ar nos poros do solo, a umidade de saturação não é atingida, sendo recomendável a utilização da umidade de saturação de campo (θ_w), que é menor que a umidade de saturação do solo (θ_s). Diversos pesquisadores (BRAKENSIEK; ONSTAD, 1977; CECNLIO, 2002; ONSTAD; OLSON; STONE, 1973; SLACK, 1980; ZIRBEL; LARSON; SLACK, 1982) recomendam a utilização de valores de θ_w que variam entre 0,79 e 1,00 θ_s .

Também em virtude do aprisionamento de ar nos poros do solo, alguns pesquisadores sugerem a utilização da condutividade hidráulica na zona de transmissão (K_w) em lugar de K_0 . Bouwer (1969) recomenda um valor de K_w igual a 0,5 K_0 ; já Silva e Kato (1998) utilizam a taxa de infiltração estável de água no solo (T_{ie}) no lugar de K_0 .

A maioria dos modelos que se propõem a descrever o processo de infiltração, incluindo-se o modelo de Green-Ampt, parte da pressuposição de que o perfil do solo no qual se processa a infiltração é homogêneo, o que, na grande maioria dos casos, não se constitui em uma verdade. A variabilidade, tanto espacial quanto temporal, dos atributos físicos do solo, é muito grande, causando heterogeneidade ao longo de sua profundidade; portanto, o estudo do processo de infiltração da água em solos estratificados torna-se essencial para uma predição mais correta, tanto da quantidade de água infiltrada no solo como da taxa com que se dá o processo.

2.3 Simulador de Chuvas

Morrison, Prunty e Guilles (1985), estudando o efeito das características da precipitação e das propriedades do solo na formação da camada compactada superficialmente, usaram o simulador de chuvas e aplicaram diferentes intensidades de precipitação. Concluíram que a intensidade de precipitação exerceu maior influência no efeito do encrostamento do que a duração, exceto para solos com elevado teor de matéria orgânica. Mesmo assim, afirmam que não há informações suficientes a respeito das características de chuva que causam a formação da crosta superficial.

Merriam e Keller (1978) relatam que quando os valores de Coeficiente de Uniformidade de Distribuição (CUD) é maior que 90%, é classificado como excelente; entre 80% e 90%, bom; 70% e 80%, regular; e menor que 70%, ruim.

Tabela 2 Determinação da Lâmina média de aplicação, do CUD em função das pressões avaliadas (15,20 e 30 mca)

Ordenação	Pressão de Operação (mca)		
	15	20	30
Lâmina Precipitada (mm)	76.38	102.24	167.56
CUD (%)	86.16	91.12	84.92

Em geral, quando se utiliza o infiltrômetro de aspersão para determinação da infiltração de água no solo, os valores estimados para a taxa de infiltração estável são menores em relação aos obtidos com outros métodos (POTT; DE MARIA, 2003). O infiltrômetro de aspersão portátil, ou simulador de chuvas, não apresenta restrições quanto à mobilidade no campo.

Além de ser de peso leve, o simulador deve ser também fácil de usar, fixar e nivelar. O sistema de apoio deve ser adequadamente forte para resistir qualquer vento, bem como todos os movimentos do simulador. Também devem

ser usados instrumentos para monitorar a pressão do sistema e consequentemente a intensidade de aplicação de água (ALVES SOBRINHO; FERREIRA; PRUSKI, 2002).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da bacia hidrográfica

3.1.1 Localização

A imagem de satélite (Figura 1) corresponde à bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela, local onde foram realizados todos os testes e estudos. Situa-se entre as coordenadas UTM “550169” e “552810” de longitude W e “7650163” e “7650989” de latitude S e entre as altitudes 960m e 1060m.



Figura 1 Imagem Ikonos da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela

A bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela possui características relevantes para serem monitoradas pelo fato do curso d'água ser afluente do Reservatório da UHE de Camargos/CEMIG. Está inserida na unidade

geomorfológica Planalto Campo das Vertentes, na região Alto Rio Grande, Sul de Minas Gerais (Figura 2).

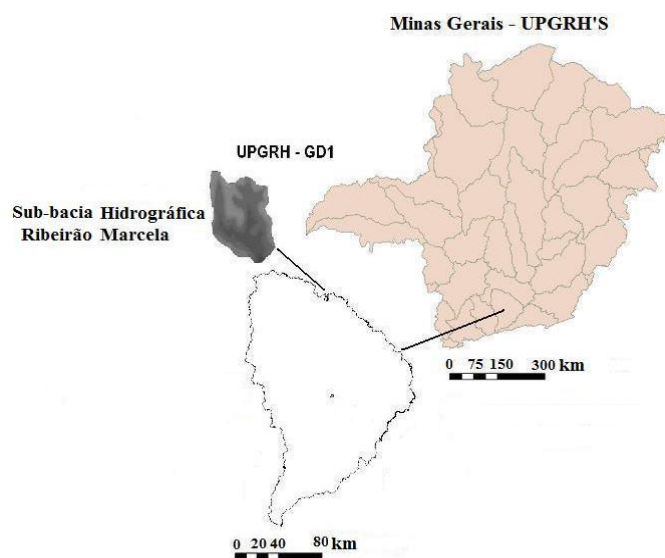


Figura 2 Mapa de Minas Gerais mostrando a localização da área, sub-bacia hidrográfica Ribeirão Marcela (UPGRH –GD1)

3.1.2 Solos da área e uso atual

Na sub-bacia em estudo há predominância do Latossolo Vermelho Amarelo distrófico (LVAd) ocupando cerca de 65% da área. O Latossolo Vermelho distrófico típico (LVd) ocupa cerca de 14%; os Cambissolos (Cd) estão presentes em menos de 5% da área e os solos Hidromórficos (Hi) em 17% da área da sub-bacia hidrográfica. A distribuição dos solos na sub-bacia hidrográfica pode ser visualizada na Figura 3. Com base em estudos pedológicos e hidrológicos esta sub-bacia foi escolhida por Curi et al. (2000) e Silva e Mello (2006) como representativa do domínio Latossolos na região Alto Rio Grande à montante da UHE de Camargos/CEMIG.

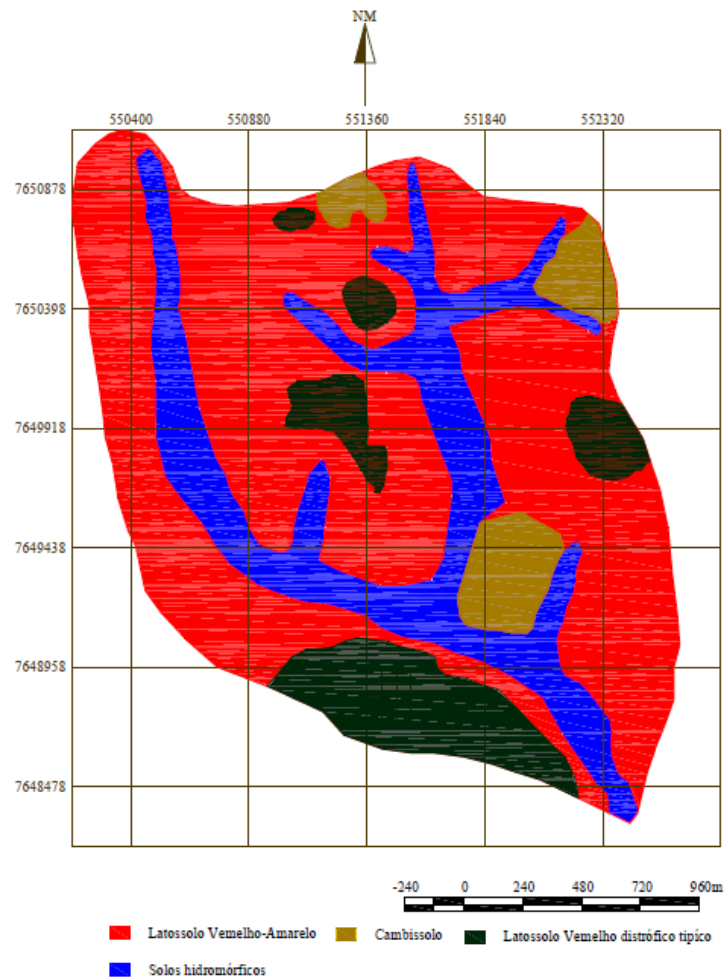


Figura 3 Mapa de solos da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão da Marcela, adaptado de Giarola et al. (1997)

Na área da bacia hidrográfica há predominância de propriedades rurais voltadas quase que exclusivamente para produção leiteira, razão pela qual se destaca a presença de pastagem em 75,87% das terras. Entretanto, observa-se, de forma menos expressiva, a presença de pequenas lavouras de subsistência de milho, arroz e cana de açúcar, além de fragmentos de matas, eucaliptal e cultivo de maracujá, como pode ser observado na Figura 1.

Este cenário pouco modificou no período dos testes valendo salientar que 8% de área de pasto foram substituídas por cultura de girassol na parte noroeste ao lado esquerdo da mata.

3.1.3 Clima e Vegetação Nativa

De acordo com a classificação climática de Köppen, o clima é do tipo Cwa (temperado com verões quentes e úmidos e invernos secos e frios), estando os solos de acordo com Giarola et al.(1997) , exceto os Hidromórficos, sujeitos aos regimes údico e isotérmico.

A vegetação é classificada como cerrado tropical subcaducifólio, ocorrendo ocasionalmente floresta tropical subcaducifólia ou campo de surgente no terço superior das encostas, campo cerrado tropical nos locais de domínio de solos mais rasos e campo hidrófilo de várzea nas baixadas.

3.1.4 Caracterização hidrológica

A microbacia possui uma área de drenagem de aproximadamente 478 ha, com declividade média de 13,65%, e elevação média de 1003m. O comprimento do curso d'água principal é de 3,83 km sendo a declividade do canal de 1,57% e a densidade de drenagem igual a 1,80 km.km⁻².

O perímetro da bacia hidrográfica é de 8,94 km, o coeficiente de compactidade (kc) igual a 1,14, sendo considerada uma bacia com alta propensão a vazões de pico elevadas. De acordo com o coeficiente de forma (kf = 0,79) a bacia tem tendência mediana a formação de enchentes.

3.2 Parcelas experimentais e atributos dos solos

O período de monitoramento das parcelas foi de setembro de 2009 a abril de 2010. As parcelas experimentais para avaliação da infiltração e perda de solo na sub-bacia hidrográfica tiveram área de 1,0m² e foram distribuídas nas diversas unidades pedológicas da sub-bacia para garantir uma representatividade para cada evento pluviométrico simulado. Desse modo, foram instaladas cinco parcelas na área (Figura 4) com as seguintes características por Silva (2006):

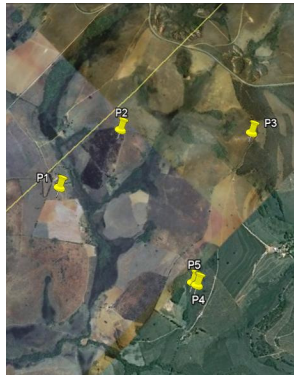


Figura 4 Localização das parcelas experimentais na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela sob outro foco

As características da Parcela 1 (P1) contemplam um Latossolo Vermelho Distrófico típico – LVd em área com declividade de 10% e cobertura vegetal com pastagem degradada pelo excesso de pisoteio de gado (Figura 5).



Figura 5 Foto da Parcela 1

As características da Parcela 2 (P2) contemplam o um Latossolo Vermelho Distrófico típico – LVd em área com declividade de 13% e cobertura vegetal com pastagem nativa (Figura 6).



Figura 6 Foto da Parcela 2

As características da Parcela 3 (P3) contemplam o tipo de solo Cambissolo distrófico – Cd em área com declividade de 15% e cobertura vegetal formada por pastagem degradada por pisoteio (Figura 7).



Figura 7 Foto da Parcela 3

As características da Parcela 4 (P4) contemplam um Latossolo Vermelho Amarelo distrófico – LVAd em área com declividade de 10% e cobertura vegetal de pastagem e com pouca exposição do solo (Figura 8).



Figura 8 Foto da Parcela 4

As características da Parcela 5 (P5) contemplam um Latossolo Vermelho Amarelo distrófico - LVAd em área com declividade de 15% e cobertura vegetal de Pastagem Nativa (Figura 9).



Figura 9 Foto da Parcela 5

Os atributos físico-hídricos das parcelas estão representados na Tabela 3, extraídos de Gomes (2005), ressaltando que as parcelas 1 e 2 com Latossolo Vermelho Distrófico típico (LVd), a 3 com Cambissolo distrófico (Cd), e as 4 e 5 Latossolo Vermelho Amarelo distrófico (LVAd).

Tabela 3 Atributos físico-hídricos dos solos das parcelas

Parcelas	Atributos físico-químicos e hídricos das parcelas de monitoriamento													
	Ds	Dp	MO	Textura (dag kg ⁻¹)			Classe	ADA	K _o	VTP	μ	θ _{cc}	θ _{pmp}	CTA
	g cm ⁻³	g cm ⁻³	dag kg ⁻¹	Areia	Silte	Argila	Textural	%	cm dia ⁻¹	cm ³ cm ⁻³	%	cm ³ cm ⁻³	cm ³ cm ⁻³	mm
P1	1.056	2.578	3.533	17.52	22.44	60.04	A	6.81	115.30	0.589	0.182	0.408	0.228	27.06
P2	1.153	2.556	3.529	26.29	19.88	53.82	A	9.41	101.60	0.548	0.156	0.393	0.237	23.37
P3	1.168	2.558	3.325	19.70	18.05	62.25	A	12.3	61.20	0.552	0.118	0.433	0.245	28.20
P4	1.127	2.520	3.790	14.72	19.15	66.13	MA	9.91	95.50	0.552	0.138	0.414	0.245	25.31
P5	1.127	2.520	3.790	14.72	19.15	66.13	MA	9.91	95.50	0.552	0.138	0.414	0.245	25.31

Ds = densidade do solo

Dp = densidade de partícula

MO = teor de matéria orgânica

Areia = porcentagem de areia

Silte = porcentagem de silte

Argila = porcentagem de argila

ADA = argila dispersa em água

k₀ = condutividade hidráulica saturada

VTP = volume total de poros

μ = porosidade drenável

θ_{cc} = umidade volumétrica na capacidade de campo

θ_{pmp} = umidade volumétrica no ponto de murcha permanente

CTA = capacidade total de armazenamento de água

3.3 Descrição do equipamento

Os elementos componentes do equipamento simulador para o seu funcionamento e operação foram: a) Gerador Branco B4T 5000L; b) Motobomba Schneider 1,0cv; c) Simulador de Chuvas Portátil com acessórios.

Procurou-se manter um tempo de duração de cada evento na ordem de uma hora de precipitação, em todos os testes, contados a partir do início do escoamento superficial. As leituras foram tomadas repetidamente de cinco em cinco minutos a partir do início da precipitação e serviram de base de dados para processamento e ajuste dos parâmetros das equações de infiltração.

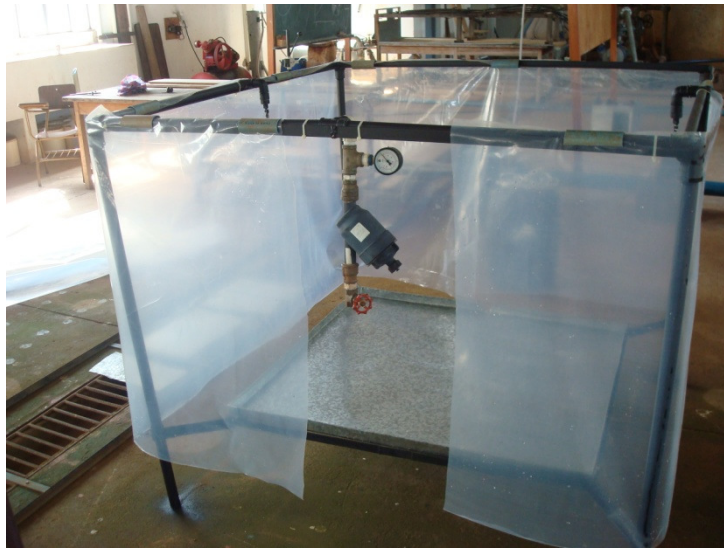


Figura 10 Simulador de Chuvas Portátil desenvolvido no Departamento de Engenharia de Água e Solo

Utilizou-se as intensidades de precipitação de 30 mm h^{-1} , 60 mm h^{-1} , 90 mm h^{-1} , 120 mm h^{-1} , 150 mm h^{-1} quantificando para cada intensidade a infiltração acumulada.

Para maior confiabilidade nos dados obtidos pelos testes em campo, determinou-se os valores dos coeficientes de uniformidade de distribuição (CUD) conforme Tabela 4.

A intensidade de precipitação de 60 mm h^{-1} , com pressão de operação de 20 mca, apresentou o CUD maior que o determinado por Fraga Júnior et al. (2008). Esta diferença pode ser explicada por diferenças de altura de aplicação, pressão de operação e características operacionais do equipamento. Observamos também que os valores se enquadram em uma classificação confiável segundo Merriam e Keller (1978).

Tabela 4 Coeficiente de Uniformidade de Distribuição

Coeficientes	IP (mm h^{-1})				
	30	60	90	120	150
CUD (%)	94.71	94.78	90.00	91.88	95.07

O elemento aspersor, localizado nas extremidades laterais e centrais do simulador de chuvas portátil, utilizado neste estudo foi o Microaspersor Naan Dan Jain Haddar Invertido com difusor 180° (cento e oitenta graus) para aplicação de água. Para cada intensidade, utilizou-se um bocal específico com pressão de operação e vazão observada conforme Tabela 5.

Tabela 5 Relação entre intensidade de precipitação e pressão de operação

IP (mm h^{-1})	Pressão de Operação (mca)	Vazão (l h^{-1})
30	10	29
60	20	61
90	10	88
120	10	116
150	10	148

Construído para simular condições mais próximas às chuvas naturais, as principais características para o simulador de chuvas deste estudo foram:

- a) intensidade de precipitação na faixa de interesse dos estudos hidrológicos, sendo maiores que os valores considerados erosivos, ou seja, maiores que 24 mm h⁻¹ de acordo com De Maria (1994);
- b) área de aplicação da chuva de tamanho suficiente para representar os tratamentos e condições a serem avaliadas. Parcelas de 1 m² foram utilizadas para monitorar a infiltração e a erosão.
- c) intensidade de precipitação uniforme, sobre toda área de estudo;
- d) aplicação contínua da chuva em toda área de estudo;
- e) ângulo de impacto da gota próximo do vertical para a maioria das gotas haja vista o equipamento ser nivelado em relação ao solo sempre antes de cada teste;
- f) manutenção satisfatória das características da chuva quando usada em condições comuns de campo, com os devidos cuidados em relação ao vento e temperatura;
- g) portabilidade para movimentação de uma área de pesquisa para a outra;
- h) baixo custo de construção e operação.

Toda área lateral e superior do simulador de chuvas foi coberto por uma “capa plástica” para simulação em campo haja vista ação dos ventos e temperatura sobre as pequenas partículas de água aspergidas pelo microaspersor.

3.4 Ajuste dos modelos

Para todas as parcelas e intensidades de precipitação, foram ajustados todos os parâmetros dos modelos empíricos e teóricos de infiltração utilizados neste estudo utilizando-se o método de Gauss-Newton.

Para o modelo de Kostiakov, o parâmetro infiltrabilidade básica foi determinado calculando-se a derivada, em relação ao tempo, da infiltração potencial e igualando-a a tangente de $179,99^\circ$, ângulo relativo ao ponto, na curva da taxa de infiltração em relação ao tempo, correlacionado com o tempo em que a taxa de infiltração se torna estável aproximando a curva de uma reta. Os modelos de Horton e Kostiakov-Lewis, as equações de infiltração potencial, já em seu teor, apresentam o parâmetro I_b .

Para o modelo de Green-Ampt, calcularam-se de os valores de K_w e θ_w citados por vários autores como reais parâmetros a serem utilizados na equação de infiltração potencial. Também, para fins comparativos, calcularam-se os diversos valores de θ_w pela razão entre a umidade final ao evento de precipitação e a umidade de saturação determinada por Gomes (2005).

A análise estatística dos dados quantitativos obtidos neste estudo foi feita no *software* gratuito SISVAR, desenvolvido no departamento de exatas da Universidade Federal de Lavras/MG.

3.5 Monitoramento da Umidade

Em cada evento simulado de chuva, o monitoramento da umidade foi feito em dois momentos distintos, imediatamente antes e imediatamente após o mesmo, sendo a umidade determinada pelo método gravimétrico.

As amostras deformadas de solo foram coletadas em cada parcela, por meio de tradagens. O material coletado foi colocado em latas identificadas, nas

profundidades de 0 a 0,20 m e 0,20 a 0,40 m para a determinação da umidade. As umidades, inicial e final, em base volume, foram obtidas multiplicando a umidade em base peso pela densidade do solo de cada parcela conforme os dados de atributos físico-hídricos extraídos de Gomes (2005).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Infiltração de Água no solo

Seguindo as observações de Bernardo, Soares e Mantovani (2006); Daker (1988); Hillel (1980); Rezende e Scaloppi (1985), que a umidade inicial seria o principal fator responsável pela variação da taxa de infiltração inicial, para todos os modelos ajustados, as umidades determinadas antecedentes (Tabela 6) a cada evento de precipitação foram explicitadas de modo a estabelecer uma base de dados para discussão.

No geral os valores dos coeficientes de determinação (R^2), expostos na tabela 7, entre os valores de infiltração obtidos em campo, durante o tempo de teste, e os valores calculados pelos modelos foram superiores a 0,92 indicando que todos os modelos são satisfatórios na previsão da infiltrabilidade básica de água no solo. Este resultado corrobora, com Paixão et al. (2009) que obtiveram para todos os modelos, resultados maiores de 0.95 reforçando assim a representatividade nas estimativas dos parâmetros dos modelos.

Tabela 6 Umidades antecedentes aos eventos de precipitação

IP (mm h ⁻¹)	Parcelas	θ_i (cm cm ⁻³)
30	P1	0.3532
	P2	0.3729
	P3	0.3995
	P4	0.3835
	P5	0.5014
60	P1	0.4232
	P2	0.4602
	P3	0.3767
	P4	0.3748
	P5	0.4404
90	P1	0.1802
	P2	0.3641
	P3	0.4505
	P4	0.3677
	P5	0.3997
120	P1	0.1802
	P2	0.3300
	P3	0.3290
	P4	0.3356
	P5	0.3953
150	P1	0.3185
	P2	0.4048
	P3	0.2601
	P4	0.2387
	P5	0.3567

Tabela 7 Valores dos coeficientes de determinação (R^2) dos ajustes das equações de infiltração das parcelas 1 a 5 (P1 a P5)

Parcela	IP (mm h ⁻¹)	K	KL	H	GA
P1	30	1.0000	0.9957	0.9957	1.0000
	60	0.9999	0.9999	0.9999	1.0000
	90	1.0000	0.9998	0.9998	1.0000
	120	1.0000	0.9997	0.9997	1.0000
	150	0.9998	0.9986	0.9986	1.0000
P2	30	0.9988	0.9993	0.9977	0.9344
	60	1.0000	1.0000	0.9999	0.9997
	90	0.9438	0.9441	0.9219	0.9233
	120	0.9999	0.9999	0.9998	1.0000
	150	0.9996	0.9995	0.9999	1.0000
P3	30	0.9998	1.0000	1.0000	1.0000
	60	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	90	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	120	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	150	0.9991	0.9989	0.9992	1.0000
P4	30	0.9993	1.0000	1.0000	1.0000
	60	0.9997	1.0000	1.0000	1.0000
	90	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	120	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	150	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
P5	30	0.9998	1.0000	1.0000	1.0000
	60	0.9987	0.9988	0.9994	1.0000
	90	0.9902	0.9926	0.9926	1.0000
	120	0.9999	1.0000	1.0000	1.0000
	150	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000

K – Modelo de Kostiakov

KL – Modelo de Kostiakov-Lewis

H – Modelo de Horton

GA – Modelo de Green-Ampt

Pode-se verificar por meio da tabela 8 que para intensidade de precipitação de 30 mm h^{-1} , os modelos de Kostiakov e Green-Ampt ofereceram o melhor ajuste para a parcela 1 (P1), Kostiakov-Lewis para parcela 2 (P2), Kostiakov-Lewis, Horton e Green-Ampt para as parcelas 3, 4 e 5 (P3, P4 e P5).

Para intensidade de precipitação de 60 mm h^{-1} , o modelo de Green-Ampt ofereceu o melhor ajuste para a parcela 1 (P1); Kostiakov e Kostiakov-Lewis para parcela 2 (P2); Kostiakov, Kostiakov-Lewis, Horton e Kostiakov-Lewis, e Green-Ampt para as parcelas 3 (P3) e, Kostiakov-Lewis, Horton e Green-Ampt para a parcela 4 (P4); e Green-Ampt para a parcela 5 (P5). Para as parcelas 3 e 4 os resultados corroboraram com Alves Sobrinho et al. (2003) sendo a equação de Horton mais adequada para explicar o fenômeno.

Para intensidade de precipitação de 90 mm h^{-1} , o modelo de Kostiakov e Green-Ampt ofereceram o melhor ajuste para a parcela 1 (P1); Kostiakov-Lewis para parcela 2 (P2); Kostiakov, Kostiakov-Lewis, Horton e Kostiakov-Lewis e Green-Ampt para as parcelas 3 e 4 (P3 e P4); e Green-Ampt para a parcela 5 (P5).

Para intensidade de precipitação de 120 mm h^{-1} , o modelo de Kostiakov e Green-Ampt ofereceram o melhor ajuste para a parcela 1 (P1); Green-Ampt para parcela 2 (P2); Kostiakov, Kostiakov-Lewis, Horton e Kostiakov-Lewis e Green-Ampt para as parcelas 3 e 4 (P3 e P4); e Kostiakov-Lewis, Horton e Green-Ampt para a parcela 5 (P5).

Para intensidade de precipitação de 150 mm h^{-1} , o modelo de Green-Ampt ofereceu o melhor ajuste para as parcelas 1, 2 e 3 (P1, P2 e P3); Green-Ampt; e Kostiakov, Kostiakov-Lewis, Horton e Green-Ampt para as parcelas 4 e 5 (P4 e P5).

Para a parcela 5, em especial, o modelo de Kostiakov ofereceu o pior ajuste para todas os eventos de precipitação, exceto a de 150 mm h^{-1} . O mesmo modelo ofereceu o pior ajuste para os eventos de precipitação de 30 mm h^{-1} , das

parcelas 3 e 4, e para 60 mm h^{-1} das parcelas 1 e 4. Isto pode ser explicado pelo fato do tempo de duração dos testes serem superiores ao tempo de infiltrabilidade básica, haja vista que este tempo está diretamente relacionado às intensidades de precipitação e umidades iniciais. Os parâmetros ajustados do modelo de Kostiakov estão descritos na tabela 8.

Tabela 8 Relação entre intensidade de precipitação e os parâmetros da equação de Kostiakov das parcelas P1 a P5

IP (mm h ⁻¹)	K (mm h ⁻¹)	α
Parcela 1		
30	0.5003	0.9829
60	0.8989	0.9786
90	1.3900	0.9900
120	1.9200	0.9900
150	2.3129	0.9800
Parcela 2		
30	0.6713	0.8965
60	1.1971	0.9359
90	2.6437	0.7886
120	2.5532	0.9196
150	3.9137	0.8424
Parcela 3		
30	0.5829	0.9426
60	1.1171	0.9342
90	1.7092	0.9374
120	2.3847	0.9404
150	2.5962	0.9800
Parcela 4		
30	0.7273	0.8900
60	1.3261	0.9200
90	1.5507	0.9879
120	2.1273	0.9819
150	2.5373	0.9903
Parcela 5		
30	0.5800	0.9400
60	1.3770	0.9100
90	2.7230	0.8400
120	2.4871	0.9500
150	2.6933	0.9800

Mesmo os atributos físicos e hídricos dos solos das parcelas 4 e 5 possuindo os mesmos valores determinados, conforme Tabela 3, ao ajustar os parâmetros do modelo de Kostiakov, para todos os eventos de precipitação utilizados neste estudo, os valores não foram semelhantes.

Fato este que pode ser explicado pela diferença na umidade inicial, uma vez que a velocidade de infiltração é afetada pelo conteúdo inicial de umidade e condições da superfície do solo, presença de horizontes estratificados, distância entre a fonte de suprimento de água e a frente de umedecimento.

No geral observou-se que o modelo de Kostiakov não foi o que melhor se ajustou às condições das parcelas representativas da sub-bacia do Ribeirão Marcela divergindo com das observações de Lins Cunha et al. (2009).

Observou-se também, nos dados ajustados na Tabelas 9, o comportamento da infiltração, fundamentado no parâmetro alfa do modelo de Kostiakov e no fato da sub-bacia possuir 75,87% de pasto, ficou próximo do linear para todos os eventos de precipitação e condições de teste, mostrando neste comportamento, apesar da proximidade, dependência da umidade inicial.

Procurou-se avaliar o desempenho da infiltração pelo modelo de Horton (1940), limitado pelo tempo de duração de cada teste e a profundidade do perfil de solo monitorado. A tabela 10 representa, em termos percentuais o grau de contribuição que o regime transiente e o estabelecido contribuíram com o processo de infiltração até o alcance de I_b . Sua performance foi obtida pela razão entre a infiltração potencial calculada pelo modelo e a infiltração observados em campo.

Tabela 9 Contribuição dos regimes transiente e estabelecido no processo de infiltração de água no solo pelo modelo de Horton

IP (mm/h)	Parcelas	Ipot/Iobs	Performance	Perm.(%)	Trans.(%)	θ_i (cm ³ /cm ³)
30	P1	0.9995	Subestima	99.17	0.83	0.3532
	P2	0.9965	Subestima	99.61	0.39	0.3729
	P3	0.9989	Subestima	99.76	0.24	0.3995
	P4	1.0021	Superestima	99.75	0.25	0.3835
	P5	1.0000	Subestima	99.66	0.34	0.5014
60	P1	0.9952	Subestima	98.86	1.14	0.4232
	P2	1.0045	Superestima	96.94	3.06	0.4602
	P3	0.9989	Subestima	94.34	5.66	0.3767
	P4	0.9995	Subestima	99.91	0.09	0.3748
	P5	1.0005	Superestima	99.80	0.20	0.4404
90	P1	0.9986	Subestima	99.45	0.55	0.1802
	P2	0.9599	Subestima	87.37	12.63	0.3641
	P3	0.9984	Subestima	92.69	7.31	0.4505
	P4	1.0011	Superestima	99.38	0.62	0.3677
	P5	1.0022	Superestima	93.14	6.86	0.3997
120	P1	0.9997	Subestima	99.60	0.40	0.1802
	P2	1.0098	Superestima	95.91	4.09	0.3300
	P3	1.0045	Superestima	97.00	3.00	0.3290
	P4	1.0034	Superestima	99.13	0.87	0.3356
	P5	1.0004	Superestima	99.43	0.57	0.3953
150	P1	0.9938	Subestima	98.77	1.23	0.3185
	P2	1.0197	Superestima	91.92	8.08	0.4048
	P3	1.0046	Superestima	99.67	0.33	0.2601
	P4	1.0005	Superestima	99.63	0.37	0.2387
	P5	1.0021	Superestima	99.84	0.16	0.3567

Observou-se também, pela tabela 9, à medida que se eleva a intensidade de precipitação, o modelo de Horton tende a superestimar, com boa

aproximação, a infiltrabilidade básica divergindo ao observado por Paixão et al. (2009). A tabela 11 representa a relação de proporcionalidade existente entre a intensidade de precipitação e a infiltrabilidade de água no solo.

Outro aspecto muito interessante inerente ao estudo conduzido, foi a predominância que o regime permanente exerceu sobre o transiente no processo de infiltração de água no solo, sendo que os maiores valores que o regime transiente mostrou estão relacionados com a parcela 2, o que pode-se verificar, por meio da Tabela 6) a inexistência de relação entre este fato e a umidade inicial. Mesmo com os valores de umidade inicial diferentes, os solos das parcelas alcançaram rapidamente a infiltrabilidade básica. Este fato é verificado pela predominância do regime permanente.

De acordo com Bernardo (2006), trabalhando com outros solos e tendo sua infiltrabilidade básica ajustada pelos modelos propostos, apresentaram valores de I_b maiores que 30 mm h^{-1} , sendo considerados solos de I_b muito alta; essa classificação só não é válida para todas as parcelas e ajustes sob $IP = 30 \text{ mm h}^{-1}$; P2, P3 e P5 sob $IP = 60 \text{ mm h}^{-1}$; e P3 sob $IP = 90 \text{ mm h}^{-1}$. Isto se explica pelo elevado teor de umidade inicial para esses eventos.

Tabela 10 Valores de infiltrabilidade básica de água no solo

IP (mm h ⁻¹)	Parcelas	Ib (K) (mm h ⁻¹)	Ib (KL) (mm h ⁻¹)	Ib (H) (mm h ⁻¹)	θ _i (cm ³ cm ⁻³)
30	P1	27.62	27.17	27.50	0.3532
	P2	20.72	19.91	27.19	0.3729
	P3	24.81	27.17	28.34	0.3995
	P4	21.32	28.56	28.82	0.3835
	P5	24.27	27.17	27.95	0.5014
60	P1	47.81	40.65	48.91	0.4232
	P2	46.66	18.08	53.36	0.4602
	P3	43.18	26.53	48.34	0.3767
	P4	45.67	58.31	58.70	0.3748
	P5	43.91	12.51	57.65	0.4404
90	P1	79.04	58.18	79.86	0.1802
	P2	31.64	51.23	61.36	0.3641
	P3	65.95	28.36	73.53	0.4505
	P4	86.89	76.67	87.77	0.3677
	P5	47.51	84.08	73.40	0.3997
120	P1	108.83	59.53	110.72	0.1802
	P2	83.49	56.74	104.53	0.3300
	P3	92.39	34.03	107.43	0.3290
	P4	113.81	84.75	117.22	0.3356
	P5	103.73	116.95	118.46	0.3953
150	P1	121.85	51.74	125.46	0.3185
	P2	66.19	58.20	111.65	0.4048
	P3	136.47	41.69	143.47	0.2601
	P4	143.72	142.20	145.89	0.2387
	P5	141.47	144.21	148.15	0.3567

Uma boa observação que se fez deste estudo, restrito ao tempo de duração e condições de monitoramento, foi determinar uma relação funcional, como os dados da tabela 10, que permitisse explicar da forma mais simples possível, o incremento ou decréscimo da infiltrabilidade básica com a intensidade de precipitação.

A figura 13 demonstrou que a equação de Kostiakov apresenta com boa representatividade o comportamento da infiltração, para o local do teste, a equação de Horton ainda se torna mais eficiente devido a sua explicação física. Esta afirmação se ratifica entre os mesmos Latossolos Vermelho distrófico das parcelas P1 e P2 quando analisamos a figura 14.

Evidentemente estas diferenças podem também estar associadas às diferentes atributos físicos entre as duas parcelas, assim como diferenças extrínsecas ao solo, como declive e densidade de cobertura vegetal.

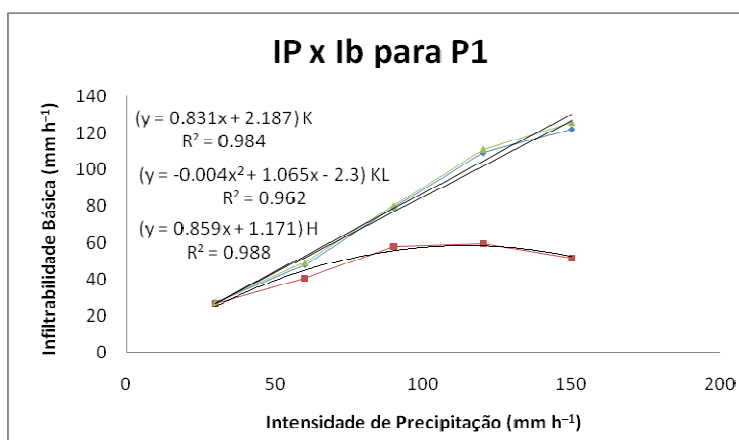


Figura 11 Relação da Intensidade de Precipitação (mm h^{-1}) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h^{-1}) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 1 (P1)

Analisando essas diferenças concluiu-se que todas as técnicas de pastagem, em diferentes estágios de manejo, foram prejudiciais para infiltração corroborando com Daniel (2007). Observa-se também pela figura 11, que equação funcional com os dados de infiltrabilidade ajustado pela equação de Kostiakov-Lewis não explicou bem o fenômeno de infiltração para o Latossolo Vermelho distrófico da parcela 1 o que aumenta a credibilidade, principalmente, do modelo de Horton na estimativa da infiltrabilidade básica de água no solo.

Ao verificar o comportamento da parcela 2 em relação as intensidade de precipitação na tabela 12, mais uma vez encontramos maior representatividade, com 95% de confiança, no modelo de Horton sobre os demais modelos. Para este caso em específico, o modelo equação funcional entre intensidade de precipitação e infiltrabilidade básica obtida pelo modelo de Kostiakov, melhor se ajustou a uma equação potencial, assim com a sua equação potencial de infiltração.

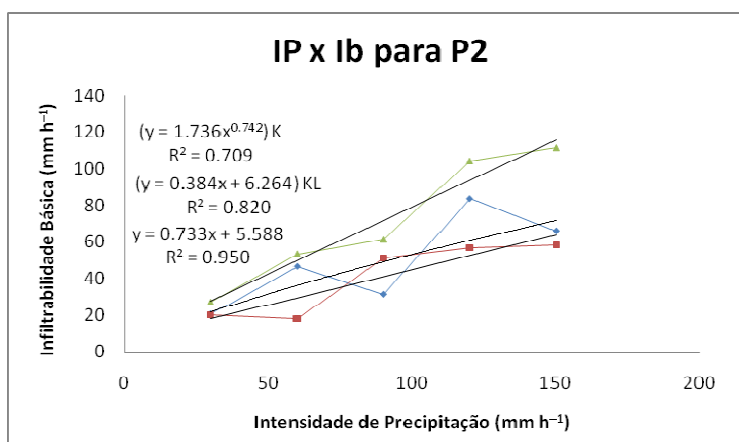


Figura 12 Relação da Intensidade de Precipitação (mm h^{-1}) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h^{-1}) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 2 (P2)

O Cambissolo distrófico da parcela 3 foi muito bem representado pela equação funcional com os dados de infiltrabilidade ajustado pela equação de Horton, foi a parcela experimental que mais esperou-se uma diferença significativa em relação às outras quatro parcelas, representadas pela classe dos Latossolos. O comportamento observado para este caso assemelhou-se aos Latossolos da parcela 1, onde os modelos de Kostiakov e Horton se ajustaram com grande proximidade e o modelo de Kostiakov-Lewis divergindo em magnitude com os demais.

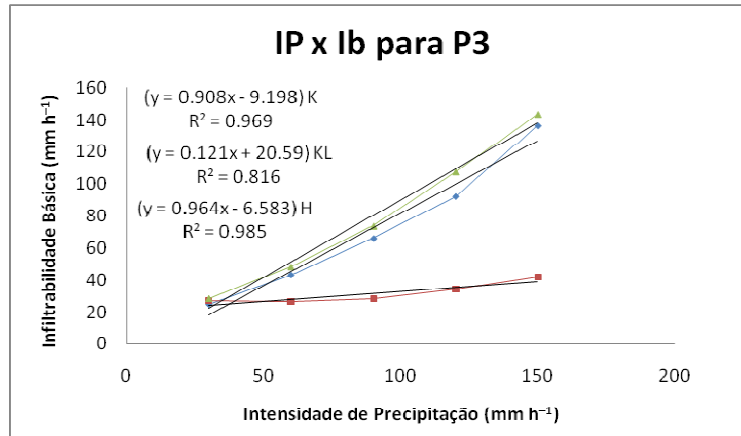


Figura 13 Relação da Intensidade de Precipitação (mm h^{-1}) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h^{-1}) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 3 (P3)

Para os Latossolos Vermelho Amarelo distrófico, referente as parcela 4 e 5, representadas aqui pelas figuras 14 e 15, obtiveram-se relações funcionais bem semelhantes, inclusive no tocante ao coeficiente de determinação para infiltrabilidade ajustada por Horton.

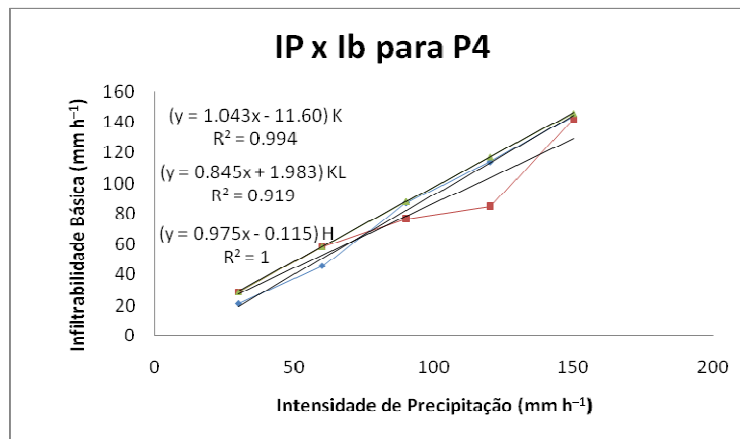


Figura 14 Relação da Intensidade de Precipitação (mm h^{-1}) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h^{-1}) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiako-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 4 (P4).

Um comportamento interessante para esse caso, é que mesmo com os atributos físicos e hídricos iguais que tiveram seu fator de ponderação na semelhança entre as relações, a diferença observada pode estar relacionada com as diferentes umidades iniciais. Outra observação que podemos tecer é a deficiência que cada modelo tem de explicar o fenômeno de infiltração de água no solo.

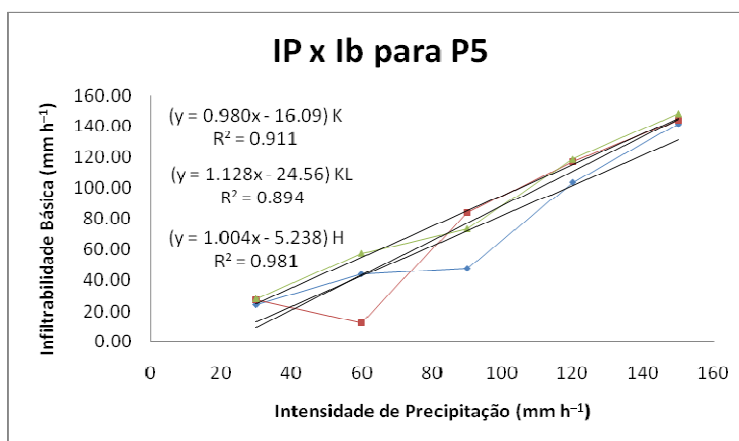


Figura 15 Relação da Intensidade de Precipitação (mm h^{-1}) – eixo (x) – e infiltrabilidade básica (mm h^{-1}) – eixo (y) – entre os modelos de Kostiakov (K), Kostiakov-Lewis (KL) e Horton (H) para parcela 5 (P5)

Cabe reiterar a afirmativa que, mesmo a equação de Horton apresentando melhor estimativa de relações funcionais, todas lineares, entre intensidade de precipitação e infiltrabilidade básica na sub-bacia do Ribeirão Marcela, os modelos de Kostiakov e Kostiakov-Lewis obtiveram ótima representatividade na estimativa, inclusive com o perfil limitado que se empregou para facilitar o monitoramento.

Observa-se também que a estimativa dos parâmetros de uma das equações ajustadas, mesmo contendo um índice de correlação superior as demais, eles não demonstraram que a equação potencial ajustada, não se relaciona na mesma razão com as equações funcionais entre intensidade de infiltração e infiltrabilidade de água no solo. Esta circunstância pode ocorrer, talvez, pela diferença na umidade inicial ao evento, pela sucessão de precipitações numa mesma parcela, o que modifica características de superfície, e pela diferença de declive.

Tabela 11 Relação entre intensidade de precipitação e os parâmetros da equação de Kostiakov- Lewis das parcelas P1 a P5

IP (mm h⁻¹)	K (mm h⁻¹)	α	Ib (mm h⁻¹)
Parcela 1			
30	0.1000	0.5000	0.4529
60	0.2350	0.8840	0.6775
90	0.4280	0.9629	0.9696
120	0.9289	0.9610	0.9921
150	0.9426	0.9500	0.8623
Parcela 2			
30	0.4100	0.6800	0.3319
60	0.8952	0.8977	0.3014
90	3.4874	0.3810	0.8538
120	1.7252	0.8385	0.9457
150	3.3254	0.7271	0.9700
Parcela 3			
30	0.1000	0.5000	0.4529
60	0.7014	0.8698	0.4422
90	1.2520	0.9056	0.4727
120	1.8433	0.9149	0.5672
150	2.6401	0.8961	0.6948
Parcela 4			
30	0.0297	0.5760	0.4760
60	0.0199	0.7500	0.9719
90	0.2838	0.9121	1.2778
120	0.7248	0.9383	1.4125
150	0.2144	0.7256	2.3700
Parcela 5			
30	0.1000	0.5000	0.4529
60	1.2000	0.8864	0.2085
90	0.5500	0.0389	1.4013
120	1.0000	0.3000	1.9491
150	0.8000	0.4300	2.4035

Os valores de infiltração inicial ajustados para os modelos de Kostikov e Horton, que podem ser visualizados nas tabelas 11 e 12 estavam muito próximos aos valores de infiltrabilidade básica. Este fato pode estar associado à época que se iniciou os eventos simulados, após o verão, aliado ao elevado teor de argila dos solos avaliados. Como consequência disto, há um favorecimento do início “precoce” do escoamento superficial, o que não é desejável, junto a falta de práticas conservacionistas, por se tratar de uma sub-bacia contribuinte do reservatório de Furnas.

Esta pequena diferença entre a taxa de infiltração inicial e a infiltrabilidade básica propiciou um decréscimo muito rápido na taxa de infiltração, que pode estar ligado, entre outras coisas ao manejo do solo. Esta observação corrobora com Wheeler et al. (2002) que também encontraram um decréscimo muito rápido na taxa de infiltração em função do pastejo.

Isto reforça ainda mais o peso que a variabilidade espacial dos atributos físicos e hídricos do solo exerce sobre o processo de infiltração, dentro de uma sub-bacia, haja vista que os parâmetros ajustados às equações do modelo de Horton puderam nos mostrar que para as parcelas avaliadas, o ajuste teve correlação com a intensidade de precipitação, umidade inicial, diferentes condições iniciais de cobertura vegetal e declive.

Tabela 12 Relação entre bocais utilizados para simulação de chuva, os parâmetros da equação de Horton das parcelas P1 a P5

Parcela 1			
IP (mm h⁻¹)	K (mm h⁻¹)	Ib (mm h⁻¹)	Ii (mm h⁻¹)
30	1.0131	0.4583	0.8865
60	0.5308	0.8152	1.1142
90	0.5857	1.3309	1.5875
120	0.9575	1.8453	2.2679
150	0.8884	2.0910	3.5984
Parcela 2			
30	0.5487	0.4532	0.5123
60	0.9697	0.8893	2.7946
90	0.8747	1.0226	7.4883
120	0.8977	1.7422	6.7476
150	1.0203	1.8609	13.5506
Parcela 3			
30	3.1872	0.4724	0.6854
60	0.0761	0.8057	1.0284
90	0.0510	1.2255	1.5354
120	0.9417	1.7905	5.9656
150	2.3065	2.3912	3.5677
Parcela 4			
30	0.7252	0.4803	0.5328
60	0.9994	0.9784	1.0294
90	1.0437	1.4628	2.2305
120	1.1980	1.9536	3.4922
150	2.2808	2.4315	3.7739
Parcela 5			
30	0.6697	0.4659	0.5302
60	0.4665	0.9608	1.0138
90	0.9120	1.2234	7.8005
120	1.3863	1.9743	3.6345
150	2.7292	2.4691	3.1607

O modelo teórico de Green-Ampt teve seus parâmetros ajustados, conforme tabela 13, com boa representatividade, para a infiltração potencial da sub-bacia do Ribeirão Marcela. Em face a isso, procurou-se determinar os reais parâmetros a serem utilizados no modelo como o θ_w considerado por alguns autores como sendo um valor que varia entre 0,79 a 1,00 de θ_s . O cálculo baseou-se na relação entre a umidade final ao teste e a umidade na capacidade de campo conforme representado na tabela 14.

Tabela 13 Relação entre bocais utilizados para simulação de chuva, os parâmetros da equação de Green-Ampt das parcelas P1 a P5

IP (mm h ⁻¹)	Ks (mm h ⁻¹)	Ψf (cm)	θi (cm cm ⁻³)	θs (cm cm ⁻³)
P1				
30	0.9846	1.9878	0.3310	0.4642
60	0.9963	1.9985	0.3965	0.5281
90	0.9955	1.9569	0.1689	0.4249
120	0.9971	1.9648	0.1689	0.4416
150	0.9946	1.9936	0.2984	0.4478
P2				
30	0.9965	1.9832	0.3815	0.4046
60	0.9965	1.9756	0.4708	0.5285
90	0.9965	1.9563	0.3725	0.6630
120	0.9965	1.9654	0.3376	0.4822
150	0.9965	1.9430	0.4142	0.6361
P3				
30	0.9923	1.9423	0.3995	0.4575
60	0.9962	1.9236	0.3767	0.4594
90	0.9899	1.9632	0.4505	0.4770
120	0.9965	1.9681	0.3290	0.5751
150	0.9863	1.9529	0.2601	0.5847
P4				
30	0.9911	2.0000	0.4390	0.4926
60	0.9950	1.9560	0.3748	0.5260
90	0.9909	1.5263	0.3594	0.5103
120	0.9963	1.8700	0.3281	0.4789
150	0.9881	1.9321	0.2333	0.4622
P5				
30	0.4666	1.9999	0.5351	0.5872
60	0.9963	1.9753	0.4700	0.5114
90	0.9955	1.9628	0.4266	0.5114
120	0.9971	1.9854	0.4218	0.5114
150	0.9946	1.9912	0.3807	0.5114

Os valores de umidade de saturação de campo determinados, tiveram em sua maioria os valores de acordo com o considerado por Brakensiek e Onstad (1977), Cecílio (2002), Onstad, Olson e Stone (1973), Slack (1980) e Zirbel,

Larson e Slack (1982). Estes resultados guardam relação com a exatidão na determinação dos parâmetros utilizados para a determinação do mesmo. Os valores inferiores e superiores ao sugerido pelos autores, visualizados na tabela 14, para $IP = 60 \text{ mm h}^{-1}$, $IP = 90 \text{ mm h}^{-1}$ e $IP = 150 \text{ mm h}^{-1}$ da parcela 2; e também na parcela 3 para $IP = 120 \text{ mm h}^{-1}$ e $IP = 150 \text{ mm h}^{-1}$, podem estar relacionados à metodologia de monitoramento da umidade levando em conta, além da determinação das umidades de saturação e final em campo, o restrito perfil de monitoramento das mesmas. Sendo esta observação válida também para performance observada na tabela 15.

Tabela 14 Relação entre intensidade de precipitação e umidade de saturação de campo para as parcelas P1 a P5

IP (mm h^{-1})	θ_w (cm cm^{-3})				
	P1	P2	P3	P4	P5
30	0.7881	0.6869	0.7767	0.8364	0.9969
60	0.9637	0.9645	0.8383	0.9598	0.9333
90	0.7698	1.2010	0.8642	0.9245	0.9265
120	0.8000	0.8735	1.0419	0.8675	0.9265
150	0.8113	1.1524	1.0592	0.8373	0.9265

Procurou-se também avaliar neste estudo a performance do solo e da infiltração relacionando a infiltração observada (I_{obs}) em campo e a variação de armazenamento (ΔA) no perfil monitorado (0 a 400mm). Com auxílio da tabela 15 observamos que o processo de infiltração governou para a maioria dos testes realizados. Verificou-se também que apenas os Latossolos Vermelho distrófico, para intensidades de 60 mm h^{-1} e 90 mm h^{-1} , obtiveram a performance favorável ao armazenamento sobre os demais. Este fato pode se relacionar com os baixos valores de umidades iniciais associadas a sua textura, volume total de poros, podendo ser a maioria ocupada por microporos.

Tabela 15 Relação entre intensidade de precipitação e a performance da infiltração em relação ao armazenamento

IP (mm h ⁻¹)	Parcelas	Iobs/ ΔA	Performance
30	P1	1.0166	Infiltração (P)
	P2	1.0476	Infiltração (P)
	P3	1.5894	Infiltração (P)
	P4	1.7193	Infiltração (P)
	P5	2.4889	Infiltração (P)
60	P1	0.8619	Armazenamento (P)
	P2	2.4532	Infiltração (P)
	P3	1.1575	Infiltração (P)
	P4	1.1266	Infiltração (P)
	P5	2.8552	Infiltração (P)
90	P1	0.8228	Armazenamento (P)
	P2	0.4977	Armazenamento (P)
	P3	3.8172	Infiltração (P)
	P4	2.4745	Infiltração (P)
	P5	1.1086	Infiltração (P)
120	P1	1.1450	Infiltração (P)
	P2	1.7898	Infiltração (P)
	P3	1.5532	Infiltração (P)
	P4	1.9974	Infiltração (P)
	P5	4.8285	Infiltração (P)
150	P1	3.8910	Infiltração (P)
	P2	2.0605	Infiltração (P)
	P3	1.8761	Infiltração (P)
	P4	2.0278	Infiltração (P)
	P5	3.1940	Infiltração (P)

Vale ressaltar que quando a pesquisa incorpora os atributos físicos e hídricos do solo, espera-se obter correlações de dados de infiltração em função da intensidade de precipitação com elevados valores de coeficientes de variação devido a elevada variabilidade espacial deste parâmetro. Esta também se correlaciona indiretamente com um importante fenômeno intrínseco ao solo: a redistribuição da água em seu interior, que ainda hoje é pouco explicado por equações diferenciais de difusibilidade.

Este trabalho procurou estabelecer uma relação estatística ao fenômeno estudado por meio de análise de variância considerando a intensidade de precipitação como fator de variância.

Tabela 16 Análise de variância para variável infiltração

FV	GL	SQ	QM	Fc	Pr>Fc
IP	4	57386.560892	14346.640223	35.020	0.0000
erro	20	8193.399759	409.669988		
Total corrigido	24	65579.960651			
CV (%) = 21.18					
Média geral: 95.5531160 Número de observações: 25					

Tabela 17 Análise de regressão pela soma de quadrados seqüenciais

Causas de Variação	G.L.	S.Q.	Q.M.	Fc	Pr>F
b1	1	54022.752216	54022.752216	131.869	0.000
b2	1	106.835415	106.835415	0.261	0.615
b3	1	2404.754247	2404.754247	5.870	0.025
b4	1	852.219014	852.219014	2.080	0.165
Desvio	0	0.000000	0.000000	0.000	0.000
Erro	20	8193.399759	409.669988		

Observa-se que ao analisar o coeficiente de variação (CV) relativo à variável infiltração, o mesmo permanece dentro dos limites de aceitabilidade da estatística, menor que 30%. Mas quando ajusta-se a regressão para relacionar os dados, a curva que é aceita estatisticamente, ou seja, $Pr < 0.05$, é uma equação

de primeiro grau que passa pela origem. Como a equação de segundo grau não é estatisticamente aceita, as outras de expoente maiores não se representam para este caso.

5 CONCLUSÃO

Pode-se concluir que dentro dos limites da aplicabilidade e das respectivas limitações de cada modelo, todos forneceram bons coeficientes de determinação.

Dentro de uma mesma classe de solo, a cobertura vegetal, a declividade, os atributos físicos e hídricos do solo, a intensidade de precipitação e a umidade inicial influenciaram nos parâmetros das equações.

Os valores encontrados para os parâmetros foram determinados por um equipamento exclusivo de simulação de chuvas, assim como um perfil de monitoramento limitado, o que condicionou os resultados a esta metodologia proposta.

REFERÊNCIAS

ALVES SOBRINHO, T. et al. Infiltração de água no solo em sistemas de plantio direto e convencional. **Revista brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 2, p. 191-196, 2003.

ALVES SOBRINHO, T.; FERREIRA, P. A.; PRUSKI, F. F. Desenvolvimento de um infiltrômetro de aspersão portátil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 6, n. 2, p. 337-344, 2002.

ARAÚJO FILHO, J. C.; RIBEIRO, M. R. Infiltração de água em cambissolos do Baixo Irecê (Ba). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Piracicaba, v. 20, p. 263-370, 1996.

BEAR, J. **Hydraulics of groundwater**. New York: McGraw-Hill, 1979. 569 p.

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de irrigação**. 8. ed. Viçosa, MG: UFV, 2006. 625 p.

BERTOL, I. Degradação física do solo sob a cultura do alho. **Agropecuária Catarinense**, Florianópolis, v. 2, p. 47-50, 1989.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. São Paulo: Ícone, 1990.

BOUWER, H. Infiltration of water into nonuniform soil. **Journal of the Irrigation and Drainage Division**, New York, v. 95, n. 4, p. 451-462, 1969.

BRAKENSIEK, D. L.; ONSTAD, C. A. Parameter estimation of the green and ampt infiltration equation. **Water Resources Research**, Washington, v. 13, n. 6, p. 1009-1012, 1977.

BRESSON, L. M.; BOIFFIN, J. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. **Geoderma**, Amsterdam, v. 47, p. 301-325, 1992.

CECÍLIO, R. A. **Aplicação da equação de Green-Ampt na modelagem da infiltração de água em latossolo vermelho-amarelo estratificado.** Viçosa, MG: UFV, 2002.

CHAVES, H. M. L.; ORLOWISK, W. E; ROLOFF, G. Previsão da infiltração sob condições dinâmicas de selamento superficial. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 17, p. 141-147, 1993.

CORDEIRO, D. S. **Efeitos de adubação NPK na absorção, translocação e extração de nutrientes pela soja.** 1977. 143 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1977.

CURI, N. et al. Interpretação e decodificação do levantamento de solos das áreas da Aracruz Celulose S.A. no Espírito Santo e Sul da Bahia para o cultivo de eucalipto. In: EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Levantamento generalizado e semidetalhado de solos da Aracruz Celulose S. A. no Espírito Santo e no extremo sul do Estado da Bahia e sua aplicação aos plantios de eucalipto.** Rio de Janeiro, 2000. Parte 3, p. 70-75.

DAKER, A. **Irrigação e drenagem:** a água na agricultura. 7. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1988. v. 3, 543 p.

DANIEL, J. A. **Late-summer infiltration as affected by cropping and grazing management of winter-wheat pastures.** Journal of Soil and Water Conservation, Ankeny, v. 62, n. 2, p. 103-109, 2007.

DE MARIA, I. C. Cálculo da erosividade da chuva. In: MANUAL de programas de processamento de dados de campo e de laboratório para fins de experimentação em conservação do solo. Campinas: IAC-SCS, 1994.

DULEY, F. L. Surface factor affecting the rate of intake of water by soils. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 4, p. 60-64, 1939.

EVERTS, C. J.; KANWAR, R. S. Interpreting tension- infiltrometer data for quantifying soil macropores:some practical considerations. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 36, n. 2, p. 423-428, 1992.

FARIA, J. C. et al. Effects of weed control on physical and micropedological properties of brazilian ultisol. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 22, p. 731-41, 1998.

FERREIRA, M. M. **Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos brasileiros**. Viçosa, MG: UFV, 1988. 79 p.

FRAGA JÚNIOR, E. F. et al. Avaliação da velocidade de infiltração básica (ib) em latossolo vermelho sob cerrado, mediante uso de simulador de chuvas e anéis concêntricos. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 17., 2008, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: UFRRJ, 2008. 1 CD-ROM.

GIAROLA, N. F. B. et al. **Solos na região sob Influência do reservatório da Hidrelétrica de Itutinga, Camargos (MG): perspectiva ambiental**. Lavras: CEMIG, 1997. 101 p.

GOMES, N. M. **Variabilidade espacial de atributos físico-hídricos do solo da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela na Região do Alto Rio Grande, MG**. Lavras: UFLA, 2005. 124 p.

GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics-1: the flow of air and water through soils. **Journal of Agricultural Science**, Cambridge, v. 4, n. 1, p. 1-24, 1911.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. New York: Academic, 1980. 413 p.

HORTON, R. E. An approach toward a physical interpretation - capacity. **Soil Science Society of America Proceeding**, Madison, v. 5, p. 399-417, 1940.

KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo: Nobel, 1984. 408 p.

LINS CUNHA et al. Velocidade de Infiltração da água em um latossolo amarelo submetido ao sistema de manejo plantio direto. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 22, n. 1, p. 1-199-205, 2009.

MCINTYRE, D S. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. **Soil Science**, Baltimore, v. 85, p. 185-189, 1958.

MERRIAM, J. L.; KELLER, J. Farm irrigation system evaluation: a guide for management. Logan: Utah State University, 1978. 271 p.

MORRISON, M. W.; PRUNTY, L.; GILES, J. F. Characterizing strength of soil crusts formed by simulated rainfall. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n. 2, p. 427-431, 1985.

ONSTAD, C. A.; OLSON, T. C.; STONE, L. R. An infiltration model tested with monolith moisture measurements. **Soil Science**, Baltimore, v. 116, n. 1, p. 13-17, 1973.

PAIXÃO, F.J.R.; ANDRADE, A.R.S.; AZEVEDO, C.A.V.; COSTA, T.L.; GUERRA, H.O.C. Ajuste da curva de infiltração por meio de diferentes modelos empíricos. *Pesquisa aplicada & Agrotecnologia*, Guarapuava, v.2, n.1, p.108-112, 2009.

PERROUX, K. M.; WHITE, I. Designs for disc permeameters. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 52, p. 1205-1215, 1988.

POTT, C. A.; DE MARIA, I. C. Comparação de métodos de campo para determinação da velocidade de infiltração básica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 27, p. 19-27, 2003.

PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: SAEAFS, 1996. 446 p.

PRUSKI, F. F. et al. **Infiltração da água no solo**. [S. l.: s. n.], 1997. 26 p. (Caderno Didático, 25).

RAWLS, W. J. et al. Infiltration. In: ASCE. **Hydrology handbook**. 2. ed. New York, 1996. p.75-124. (Manuals and Report on Engineering Practice, 28).

REICHERT, J. M.; VEIGA, M.; CABEDA, M. S. V. Selamento superficial e infiltração de água em solos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 16, n. 3, p. 289-298, 1992.

RESENDE, M. et al. **Pedologia**: base para distinção de ambientes. 4. ed. Viçosa, MG: NEPUT, 2006.

REZENDE, F. C.; SCALLOPI, J. E. Avaliação de métodos para a determinação das características de infiltração por sulcos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 20, n. 2, p. 227-233, 1985.

RODRIGUES, L. N.; PRUSKI, F. F. Otimização do desempenho de sistemas de irrigação do tipo pivô central com o uso da equação de Green-Ampt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 26., 1997, Campina Grande. **Resumos...** Campina Grande: Sociedade Brasileira de Engenharia Agrícola, 1997. 1 CD-ROM.

ROTH, C. H.; MEYER, B.; FREDE, H. G. A portable rainfall simulator for studying factors affecting runoff, infiltration and soil loss. **Catena**, Braunschweig, v. 12, p. 79-85, 1985.

SALEEM, M. A.; MWENDERA, E. J. Infiltration rates, surface runoff, and soil loss as influenced by grazing pressure in the Ethiopian highlands. **Soil Use and Management**, Hoboken, v. 13, n. 1, p. 29-35, 1997.

SALES, L. E. O. et al. Estimativa da velocidade de infiltração básica do solo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 34, n. 11, p. 2091-2095, 1999.

SANTANA, J. C. B. Euclides da Cunha e a Escola Politécnica de São Paulo. **Estudos Avançados**, São Paulo, n. 26, v. 10, p. 311-327, 1996.

SANTANA, J. C. F. et al. Tecnologia da fibra das cultivares algodão 6M, algodão 7MH e CNPA ITA 96, lançadas pela Embrapa Algodão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ALGODÃO, 1., 1997, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: EMBRAPA-CNPA, 1997. p. 613-617.

SCHAIK, N. L. M. B. Spatial variability of infiltration patterns related to site characteristics a semi-arid watershed. **Catena**, Oxfordshire, n. 78, p. 36-47, 2009.

SHAINBERG, I.; LEVY, G. J. Infiltration and seal formation processes. In: AGASSI, M. **Soil erosion, conservation, and rehabilitation**. New York: M. Dekker, 1995. p. 1-22.

SIDIRAS, N.; ROTH, C. H. Infiltration measurements with double ring infiltrometers and a rainfall simulator under different surface conditions on an Oxisol. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 9, n. 2, p. 161-168, 1987.

SILVA, A. M. et al. Vazões mínimas e de referência para outorga na região do Alto Rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 10, n. 2, p. 374-380, 2006.

SILVA, C. L.; KATO, E. Avaliação de modelos para previsão da infiltração de água em solos sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 33, n. 7, p. 1149-1158, 1998.

SILVA, C. L.; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 32, n. 2, p. 213-220, 1997.

SILVA, P. M. O. **Modelagem do escoamento superficial e da erosão na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela, Alto Rio Grande, MG**. Lavras: UFLA, 2006. 155 p.

SLACK, D. C. Modeling infiltration under moving sprinkler irrigation systems. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 23, n. 3. p. 596-600, 1980.

VALENTIN, C.; BRESSON, L. M. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 55, p. 225-45, 1992.

WHEELER, M.; NAEF, F. An experimental tracer study on the role of macropores in infiltration in grassland soils. **Hydrological Processes**, Malden, v. 17, p. 477-494, 2002.

WESTERN, A. W. et al. Spacial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant special hydrological processes. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 1, n. 286, p. 113-134, 2004.

ZIRBEL, M. L.; LARSON, C. L.; SLACK, D. C. **Laboratory method for evaluation Green-Ampt infiltration parameters.** St. Joseph: ASAE, 1982. 12 p. Paper 82-2033.