Campus de São Carlos

Estimativa experimental da taxa de recarga
na zona de afloramento do Aquífero Guarani,
para a região de São Carlos – S.P

Autor: Alessandra Troleis da Cunha

Orientador: Prof. Dr. Edson Cezar Wendland

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

**ESCOLA DE ENGENHARIA
DE SÃO CARLOS**

**ESTIMATIVA EXPERIMENTAL DA TAXA DE
RECARGA NA ZONA DE AFLORAMENTO DO
AQÜÍFERO GUARANI, PARA A REGIÃO DE
SÃO CARLOS – S P**

Serviço de Pós-Graduação EESC/USP

EXEMPLAR REVISADO

Data de entrada no Serviço: 15.10.03.

Ass.: *Alessandra Troleis da Cunha*

Alessandra Troleis da Cunha

Dissertação apresentada à Escola de Engenharia
de São Carlos da Universidade de São Paulo,
como parte dos requisitos para obtenção do título
de Mestre em Engenharia Hidráulica e
Saneamento

ORIENTADOR: Prof. Dr. Edson Cezar Wendland

DEDALUS - Acervo - EESC

31100043480

São Carlos

2003

✓

Class.	TESE-EESC
Cutt.	J753
Tombo	T093/03
Sysno	13152.24

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Tratamento
da Informação do Serviço de Biblioteca – EESC/USP

C972e Cunha, Alessandra Troleis da
Estimativa experimental da taxa de recarga na zona de afloramento do aquífero Guarani, para a região de São Carlos-SP / Alessandra Troleis da Cunha. -- São Carlos, 2003.

Dissertação (Mestrado) -- Escola de Engenharia de São Carlos-Universidade de São Paulo, 2003.
Área: Hidráulica e Saneamento.
Orientador: Prof. Dr. Edson Cezar Wendland.

1. Aquífero Guarani. 2. Evapotranspiração.
3. Infiltração. 4. Lisímetro. 5. Recarga. I. Título.

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidata: Engenheira **ALESSANDRA TROLEIS DA CUNHA**

Dissertação defendida e julgada em 01-04-2003 perante a Comissão Julgadora:

Prof. Dr. **EDSON CEZAR WENDLAND (Orientador)**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP)

Aprovado

Prof. Dr. **RODRIGO DE MELO PORTO**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP)

Aprovado

Prof. Dr. **CHANG HUNG KIANG**
(UNESP/Campus de Rio Claro)

Aprovado

Prof. Associada **MARIA DO CARMO CALIJURI**
Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em
Engenharia (Hidráulica e Saneamento) e
Presidente da Comissão de Pós-Graduação

OFEREÇO

ao meu pai, José e
minha mãe Nilza.

Ao Waster,
DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Ao professor e doutor Edson Cezar Wendland, pela amizade e orientação ao longo do curso.

Às minhas irmãs, Adriana e Cristianne, às amigas Andréa e Claudia, pela atenção e carinho.

Ao meu namorado, Waster, pelas demonstrações de dedicação, carinho e compreensão.

Aos professores José Jorge Guimarães e Silvia Claudia Povinelli, pelas palavras de incentivo e estímulo.

Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela bolsa de estudo concedida.

Ao técnico José Roberto Maramarque do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada – CRHEA, pelo auxílio na instalação e condução do experimento.

A todos os colegas, professores e funcionários do Departamento de Hidráulica e Saneamento da EESC/USP pela amizade.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	x
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xi
RESUMO.....	xiii
ABSTRACT.....	xiv
1 INTRODUÇÃO.....	01
1.1 Objetivos.....	02
2 SÍNTESE DA BIBLIOGRAFIA FUNDAMENTAL.....	03
2.1 Aquífero Guarani.....	03
2.1.1 Localização e Hidrogeologia.....	03
2.1.2 Recarga e Disponibilidade Hídrica.....	06
2.2 Recarga de Aquífero.....	10
2.3 Infiltração.....	14
2.3.1 Escoamento em solos saturados.....	16
2.3.2 Escoamento em solos não-saturados.....	17
2.4 Evapotranspiração.....	18
2.4.1 Método de Penman.....	19
2.4.2 Método de Thornthwaite.....	20
2.5 Lisímetro.....	21
3 LOCALIZAÇÃO DO ESTUDO EXPERIMENTAL.....	24
3.1 Bacia do Ribeirão do Lobo.....	24
3.2 Área Experimental.....	25
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	28
4.1 Descrição do Lisímetro.....	28
4.2 Metodologia de trabalho.....	31
4.2.1 Montagem do equipamento experimental e coleta de dados.....	31
4.2.2 Caracterização do solo.....	35
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	44
5.1 Taxa de Infiltração.....	44
5.2 Variação de umidade no solo.....	48

5.3 Gradiente Hidráulico.....	57
5.4 Evapotranspiração.....	72
6 CONCLUSÃO.....	78
ANEXOS.....	80
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
8 BIBLIOGRAFIA COMPLEMENTAR.....	116

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização do Aquífero Guarani.....	04
Figura 2: Corte representativo do Aquífero Guarani.....	06
Figura 3: Áreas de recarga do Aquífero Guarani.....	07
Figura 4: Distribuição da população dos estados brasileiros na região ocupada pelo aquífero.....	09
Figura 5: Mecanismos de Recarga.....	11
Figura 6: Esquema representativo do solo.....	15
Figura 7: Bacia do Ribeirão do Lobo.....	25
Figura 8: Estação Hidrometeorológica do CRHEA e detalhe do lisímetro.....	26
Figura 9: Tensiômetros em campo.....	27
Figura 10: Representação esquemática do abrigo subterrâneo.....	29
Figura 11: Vista de perfil da caixa principal e do abrigo subterrâneo.....	30
Figura 12: Foto de topo do tanque graduado com os galões.....	31
Figura 13: Vista de topo após retirada do solo e limpeza do lisímetro.....	32
Figura 14: Coleta do solo.....	32
Figura 15: Retirada da amostra indeformada.....	33
Figura 16: Preenchimento do lisímetro.....	34
Figura 17: Amostra indeformada após ser retirada da caixa e parafinada.....	36
Figura 18: Conjunto de Peneiras no vibrador.....	36
Figura 19: Proveta com a solução à esquerda, e à direita com água destilada e o densímetro.....	37
Figura 20: Curva Granulométrica da amostra retirada de campo.....	38
Figura 21: Corte esquemático de um permeâmetro.....	39
Figura 22: Processo de moldagem de um corpo de prova.....	41
Figura 23: Pesagem do papel filtro à esquerda e do solo à direita.....	42
Figura 24: Curva de Retenção do solo.....	43
Figura 25: Histograma de precipitação e infiltração no lisímetro.....	45
Figura 26: Histograma mensal de precipitação e infiltração.....	47
Figura 27: Dados acumulados de precipitação e infiltração.....	47

Figura 28: Umidade no campo e no lisímetro no período de janeiro a dezembro de 2002 na profundidade de 0,2 m.....	49
Figura 29: Umidade no campo e no lisímetro no período de janeiro a dezembro de 2002 na profundidade de 0,5 m.....	51
Figura 30: Umidade no campo e no lisímetro no período de janeiro a dezembro de 2002 na profundidade de 0,8 m.....	52
Figura 31: Umidade no campo e no lisímetro no período de janeiro a dezembro de 2002 na profundidade de 1,1 m.....	53
Figura 32: Desenho esquemático da instalação interna inferior do lisímetro.....	54
Figura 33: Diagrama do perfil de umidade no espaço e no tempo.....	56
Figura 34: Gráfico do perfil de umidade no solo em 04 de fevereiro.....	59
Figura 35: Gráfico do perfil do potencial mátrico no solo em 04 de fevereiro.....	59
Figura 36: Gráfico do perfil de carga hidráulica no solo em 04 de fevereiro.....	59
Figura 37: Gráfico do perfil de umidade no solo em 19 de abril.....	61
Figura 38: Gráfico do perfil do potencial mátrico no solo em 19 de abril.....	61
Figura 39: Gráfico do perfil de carga hidráulica no solo em 19 de abril.....	61
Figura 40: Gráfico do perfil de umidade no solo em 5 de maio.....	63
Figura 41: Gráfico do perfil do potencial mátrico no solo em 5 de maio.....	63
Figura 42: Gráfico do perfil de carga hidráulica no solo em 5 de maio.....	63
Figura 43: Gráfico do perfil de umidade no solo em 24 de maio.....	65
Figura 44: Gráfico do perfil do potencial mátrico no solo em 24 de maio.....	65

Figura 45: Gráfico do perfil de carga hidráulica no solo em 24 de maio.....	65
Figura 46: Gráfico do perfil de umidade no solo em 3 de julho.....	67
Figura 47: Gráfico do perfil do potencial mátrico no solo em 3 de julho.....	67
Figura 48: Gráfico do perfil de carga hidráulica no solo em 3 de julho.....	67
Figura 49: Gráfico do perfil de umidade no solo em 8 de agosto.....	68
Figura 50: Gráfico do perfil do potencial mátrico no solo em 8 de agosto.....	68
Figura 51: Gráfico do perfil de carga hidráulica no solo em 8 de agosto.....	68
Figura 52: Gráfico do perfil de umidade no solo em 16 de outubro.....	69
Figura 53 Gráfico do perfil do potencial mátrico no solo em 16 de outubro.....	69
Figura 54: Gráfico do perfil de carga hidráulica no solo em 16 de outubro.....	69
Figura 55: Gráfico do perfil de umidade no solo em 27 de dezembro.....	71
Figura 56: Gráfico do perfil do potencial mátrico no solo em 27 de dezembro.....	71
Figura 57: Gráfico do perfil de carga hidráulica no solo em 27 de dezembro.....	71
Figura 58: Variação da umidade no perfil do solo.....	74
Figura 59: Dados de evapotranspiração potencial e real.....	76
Figura 57: Dados acumulados de precipitação, infiltração e evapotranspiração.....	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Quadro resumo das estimativas volumétricas de reservas permanente e reguladora.....	08
Tabela 2: Número de poços cadastrados e do volume de produção para cada estado brasileiro.....	10
Tabela 3: Porcentagens do ensaio de peneiramento para determinação granulométrica	38
Tabela 4: Dados do ensaio de condutividade hidráulica.....	40
Tabela 5: Valores mensais de precipitação e infiltração.....	46
Tabela 6: Dados mensais de precipitação, infiltração e valores estimados de evapotranspiração potencial e real.....	75

LISTA DE SÍMBOLOS

Q - vazão, em m^3/s ;

K - constante de proporcionalidade ou condutividade hidráulica, em m/s ;

A_s - área da seção transversal, em m^2 ;

(h_2-h_1) - diferença de carga hidráulica entre dois pontos, em m ;

l - distância entre os pontos, em m .

$\vec{q}$ - fluxo (vetor) em qualquer direção no espaço, em m/s ;

∇h - gradiente de carga hidráulica, de mesma direção de $\vec{q}$;

$K(\theta)$ - função condutividade hidráulica (condutividade capilar), m/s ;

$\phi_m(\theta)$ - função potencial mátrico;

θ - umidade volumétrica do solo;

R - radiação solar líquida, $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{d}$;

L - calor latente de vaporização, considerado constante de 59 cal/mm ;

γ - constante psicrométrica (0.67 mb/K);

e_s - pressão de saturação, em mb ;

e - pressão parcial de vapor, em mb ;

Δ - derivada da pressão parcial máxima de vapor da água (e_s) em relação à temperatura, em mb/K ;

E_a - , em mm/d ;

$a_l = 1$ e $b_l = 0,00625$ (considerando superfície vegetada);

u - velocidade média do vento, em km/d ;

t - temperatura do ar, em $^\circ\text{C}$;

UR - umidade relativa do ar;

E_{ta} - irradiância solar no topo da atmosfera, em cal/d ;

α - albedo da superfície igual a $0,05$;

a e b - constantes locais (para o Estado de São Paulo $a = 0,24$ e $b = 0,58$);

n - insolação em horas;

N - insolação máxima em horas (tabelado);

σ - constante de Stefan-Boltzmann ($1,17 \cdot 10^{-7} \text{ cal/d.K}$);

I - função da temperatura média mensal T , em $^\circ\text{C}$;

J - temperatura anual, definido como a soma de 12 valores mensais de índice de calor I ;

K_{20} - condutividade hidráulica à temperatura de 20°C;

α , m e n - parâmetros de ajuste da curva da equação de Van Genuchten;

θ_s - umidade de saturação;

θ_r - umidade residual;

ψ - tensão de sucção;

H - leitura do tensiômetro feita a partir da superfície do mercúrio na cuba, em metros de mercúrio;

h_c - distância do nível de mercúrio da cuba à superfície do solo no momento da leitura, em m;

z - profundidade de instalação da cápsula porosa do tensiômetro, em m;

ρ_{Hg} - massa específica do mercúrio;

$\rho_{água}$ - massa específica da água;

$\frac{P}{\gamma}$ - carga de pressão do solo;

P - precipitação, em mm;

I - infiltração medida no tanque coletor, em mm;

Et - evapotranspiração, em mm;

U - variação da umidade volumétrica no solo;

Et_r - evapotranspiração real;

Et_p - evapotranspiração potencial;

$Et_p (T)$ - evapotranspiração potencial estimada pelo método de Thornthwaite;

$Et_p (P)$ - evapotranspiração potencial estimada pelo método de Penman.

RESUMO

CUNHA, A. T. da (2003). Estimativa experimental da taxa de recarga na Zona de Afloramento do Aquífero Guarani, para a região de São Carlos – S.P. São Carlos, 2003. 117p. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

A engenharia hidrológica visa quantificar os parâmetros que envolvem um balanço hídrico. Nesse domínio, a avaliação da taxa de recarga de aquíferos subterrâneos torna-se relevante, devido ao uso indiscriminado desse recurso hídrico. Com o auxílio de um lisímetro e a aplicação de conceitos teóricos de infiltração, estimou-se a taxa de recarga potencial do Aquífero Guarani para a região de São Carlos. O lisímetro, instalado na Estação Hidrometeorológica do CRHEA, possui uma área de exposição de $3,6 \text{ m}^2$ e profundidade de 1,50 m. Para a coleta do volume infiltrado utilizou-se um sistema de drenagem, com destino em um tanque coletor graduado. O lisímetro foi preenchido com solo da zona de afloramento do Aquífero Guarani (solo arenoso). Houve monitoramento de umidade do solo, dentro do lisímetro e em campo aberto, nas proximidades do local de retirada do solo. Coletaram-se dados de infiltração no período de janeiro de 2002 a janeiro de 2003. A taxa de recarga direta potencial foi estimada em 55,6% da precipitação, para o período em estudo. Análises do comportamento da água no solo demonstraram que a recarga em aquíferos subterrâneos ocorre somente em períodos de chuva (novembro a março). Para o período seco (abril a outubro) as precipitações esparsas não são suficientes para suprir a deficiência de umidade do solo. O trabalho permitiu, ainda, concluir que os métodos teóricos para estimar evapotranspiração potencial não são adequados em regiões caracterizadas por períodos secos e chuvosos.

Palavras-chave: Aquífero Guarani, evapotranspiração, infiltração, lisímetro, recarga

ABSTRACT

CUNHA, A. T. da (2003). Experimental estimation of the recharge rate in the Guarani Aquifer recharge zone in São Carlos region - SP. São Carlos, 2003. 117p. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

Hydrologic Engineering quantifies the parameters involving water balance. Thus, the evaluation of aquifers recharge rates is considered a relevant matter due to the uncontrolled use of this type of water resource. The potential recharge rate of Guarani Aquifer for São Carlos area was estimated based on data measured on lysimeter and through the analysis of theoretical infiltration concepts. The lysimeter, assembled at the Hydrometeorological Station of CRHEA, is 1.50 m deep and has 3.6 m² of exposure area. A drainage was used to collect the infiltrated volume, leading it to a graduated collection tank. The lysimeter was filled with soil from the recharge zone of Guarani Aquifer (sandy soil). Soil humidity was monitored inside the lysimeter and at open field, around the area from where the soil was extracted. Infiltration data was recorded between January 2002 and January 2003. Potential direct recharge rate was calculated to 55.6% of the precipitation, for the studied period. Analyses of water behavior in the soil have shown that aquifers recharge occurs only in rainy periods (from november to march). Throughout the droughts (from april to october), sparse precipitations are not enough to compensate the humidity deficiency in the soil. It was also possible to conclude that the theoretical methods for estimation of potential evapotranspiration are not suitable for regions characterized by droughts and rainy periods.

Key words: Guarani Aquifer, evapotranspiration, infiltration, lysimeter, recharge

1 Introdução

Até a década de 50 as águas subterrâneas eram, em geral, consideradas como um bem natural de uso doméstico/industrial precário. O surto de desenvolvimento sócio-econômico verificado após o término da II Guerra Mundial e a crescente deterioração das águas dos rios e lagos, engendraram a rápida evolução da importância das águas subterrâneas, ao ponto de serem consideradas, atualmente, um recurso de grande valor econômico, vital ou estratégico.

Tendo em vista que no Brasil, 92% dos esgotos são lançados nos rios e 87% do lixo fica à mercê das enxurradas, a alternativa de uso das águas superficiais (rios, açudes e lagoas) somente se torna aceitável na ausência de manancial subterrâneo compatível com as demandas. As águas subterrâneas acham-se naturalmente melhor protegidas dos agentes causadores de poluição que atingem rios e lagos, tendo em vista ocorrerem sob uma faixa de rocha não-saturada através da qual as águas de recarga são filtradas.

Segundo os dados do IBGE de 1997, 61% da população brasileira se abastece do manancial subterrâneo por meio de poços rasos (6%), nascentes (12%) e poços profundos (43%). O alto crescimento do uso da água subterrânea se deve a vários fatores como: os baixos custos de captação da água subterrânea em relação à água superficial, por dispensarem a construção de obras de barramento, adutora de recalque e estação de tratamento; as águas subterrâneas são, geralmente, de boa qualidade para consumo humano sem tratamento, desde que a captação tenha sido construída e seja operada de forma adequada; os poços que apresentam um bom nível de engenharia nas fases de projeto, construção e operação, têm vida útil entre vinte e trinta anos, com amortização dos investimentos realizados em apenas cerca de um terço desse período; 1 litro de água proveniente de poço profundo, em alguns casos, pode custar até 15 vezes menos que 1 litro de água proveniente de recursos hídricos superficiais (REBOUÇAS, 2001).

O Brasil tem o impressionante volume de 111 trilhões e 661 milhões de metros cúbicos de água em suas reservas subterrâneas. Um dos mais importantes contribuintes é o Aquífero Guarani, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (2001).

O Aquífero Guarani é adequado ao consumo humano devido à qualidade da água e ao fato da formação sedimentar apresentar boa proteção contra os agentes de poluição.

Quantificar a taxa de recarga deste aquífero terá uma grande importância para a sua exploração sustentável e gerenciamento desse recurso hídrico.

1.1 Objetivos

Com o auxílio de um lisímetro e a aplicação de conceitos teóricos de infiltração, deseja-se estimar a taxa de recarga do Aquífero Guarani na região de São Carlos, através da cobertura sedimentar na área de afloramento da Formação Botucatu.

Deseja-se, também, verificar os métodos teóricos de estimativa de evapotranspiração potencial, comparando com dados de evapotranspiração determinados utilizando-se um lisímetro.

2 Síntese da Bibliografia Fundamental

2.1 *Aquífero Guarani*

2.1.1 Localização e Hidrogeologia

Localizado no centro leste da América do Sul, entre 12° e 35° de latitude Sul e 47° e 65° de longitude Oeste, o Aquífero Guarani é um dos maiores mananciais de água doce subterrânea transfronteiriço do mundo, estendendo-se desde a Bacia Sedimentar do Paraná (Brasil, Paraguai e Uruguai) até a Bacia do Chaco Paraná (Argentina).

O Aquífero Guarani tem extensão total, preliminarmente definida, da ordem de 1,2 milhão de km², sendo 840 mil km² no Brasil, 225,5 mil km² na Argentina, 71,7 mil km² no Paraguai e 58,5 mil km² no Uruguai. A porção brasileira faz parte do território de oito Estados: MS (213.200 km²), RS (157.600 km²), SP (155.800 km²), PR (131.300 km²), GO (55.000 km²), MG (51.300 km²), SC (49.200 km²) e MT (26.400 km²).

O Sistema Aquífero Guarani, em território brasileiro, abrange duas zonas climáticas: Tropical Brasil Central e Temperado. Nos estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais e São Paulo predominam o clima Tropical Brasil Central Quente e Úmido a Mesotérmico Brando e Superúmido, com temperaturas médias sazonais variando entre 20°C no inverno e 32°C no verão e precipitação média anual entre 1.200 mm e 1.800 mm. Nos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul predomina o clima Temperado Mesotérmico Superúmido, com temperaturas médias sazonais variando entre 20°C no inverno e 32°C no verão e precipitação média anual entre 1.200 mm e 2.000 mm (CHANG, 2001).

O termo Aquífero Guarani é a denominação formal dada ao reservatório transfronteiriço de água subterrânea doce, formado pelos sedimentos fluvio-lacustres do Período Triássico (245 – 208 milhões de anos) – Formações Pirambóia e Rosário do Sul, no Brasil, Buena Vista, no Uruguai e pelos sedimentos eólicos desérticos do Período Jurássico (208 – 144 milhões de anos) – Formações Botucatu, no Brasil, Misiones, no Paraguai e Tacuarembó, no Uruguai e Argentina.

O manancial subterrâneo situa-se na Bacia do Prata, uma região privilegiada da América do Sul. A Bacia do Paraná, localizada dentro da Bacia do Prata, abriga o aquífero nas regiões brasileiras. É possível visualizar na Figura 1 que algumas regiões da Bacia do Prata, não se integram ao Sistema Aquífero Guarani, devido à drenagem dessa área não se relacionar com o aquífero.

Figura 1: Localização do Aquífero Guarani.

A arquitetura do pacote sedimentar que constitui o Aquífero Guarani é resultante do soerguimento das bordas da Bacia Sedimentar do Paraná, derrames de lavas basálticas sobre eles depositados e da ativação de falhamentos e arqueamentos regionais (TRIPOLI, 2001).

O Planalto Central do Paraná ocupa as superfícies internas da Bacia Sedimentar do Paraná, cujas bordas mergulham suavemente em direção à calha do Rio Paraná. A borda oriental dos patamares representa testemunhos do recuo da linha de cuevas e escarpas, que se desenvolvem nas seqüências vulcânicas da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu. Na borda ocidental (Mato Grosso do Sul) ocorrem linhas de cristas e escarpas em arenitos das Formações Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e Aquidauana. A drenagem parte em direção à Depressão Paraguaia (Pantanal). A Depressão Periférica Central Gaúcha situa-se na porção central do estado do Rio Grande do Sul, compreendendo a área rebaixada e dissecada da Bacia do Paraná, em particular, na faixa aflorante do Grupo Rosário do Sul (CHANG, 2001).

Topograficamente, a região da Bacia do Paraná, ocupada pelo Sistema Aquífero Guarani, caracteriza-se por um baixo, coincidente com a calha do Rio Paraná, que se situa entre as cotas de 300 m (São Paulo) e 200 m (Mato Grosso do Sul). A borda noroeste se encontra em altitudes de 400 m a 1000 m; a borda oeste entre 200 m e 400 m. A borda leste, coincidente com as escarpas que limitam o Planalto Central do Paraná, apresenta as altitudes mais elevadas, atingindo até 1.200m.

O Sistema Aquífero Guarani, constituído pelos arenitos mesozóicos das Formações Botucatu, Pirambóia e Rosário do Sul, apresenta espessura média de 250 m e encontra-se recoberto por espesso pacote de basalto, que chega a atingir 1.500 m de espessura (ROCHA, 1997). O padrão geral de fluxo é marcado por um escoamento controlado pela elevação relativa dos afloramentos, seguindo uma orientação geral de norte para sudoeste, com áreas proeminentes de descarga, localizadas na Argentina (ARAÚJO, 1995). Em termos hidrogeológicos, 90% do Sistema Aquífero Guarani encontra-se confinado, margeado por faixas alongadas aflorantes, que constituem as zonas de recarga direta do aquífero.

Figura 2: Corte representativo do Aquífero Guarani.

Fonte: http://www.ambiente.sp.gov.br/aquifero/veja_aquifero.htm

A Figura 2 caracteriza um corte no aquífero, passando por dois estados brasileiros: São Paulo e Goiás. A faixa 1 representa outro reservatório sob a superfície do estado de São Paulo, chamado Aquífero Bauru, que se formou posteriormente. A água percola muito devagar pelos poros e leva décadas para caminhar algumas centenas de metros. Devido a este processo de filtração a água está purificada ao chegar ao ponto 2. No ponto 3, demonstram-se as margens do aquífero, onde a erosão expõe pedaços do arenito. São os chamados afloramentos, ou zonas de recarga direta, local por onde também a contaminação pode ocorrer. Nos pontos mais profundos do aquífero, encontram-se temperaturas elevadas de água. No ponto 4, por exemplo, chega-se a 50°C.

2.1.2 Recarga e Disponibilidade Hídrica

A recarga natural ocorre segundo dois mecanismos: por meio de infiltração direta das águas de chuva na área de afloramento e de forma retardada em parte da área confinada, por filtração vertical (drenança) ao longo de discontinuidades das rochas do pacote confinante, onde a carga piezométrica favorece os fluxos descendentes.

A Figura 3 apresenta, esquematicamente, as áreas de recarga direta do Aquífero Guarani. Essas regiões de afloramento da formação geológica correspondem a aproximadamente 10% da área total do sistema.

Figura 3: Áreas de recarga do Aquífero Guarani.

Em uma avaliação na porção brasileira, realizada por REBOUÇAS (1976), estimou-se a reserva permanente em 48.021 km³ e a reserva reguladora ou ativa em 160 km³/ano, subdivididos em infiltração direta e indireta. Para a estimativa de reserva permanente, foi utilizada uma área total de 800.000 km², espessura média de 300 m e porosidade efetiva de 20%. A recarga direta foi calculada considerando-se uma infiltração direta equivalente a 15% da pluviometria média anual de 1500 mm, resultando em 225 mm/ano sobre uma área de 87.000 km² (área de afloramento), resultando em 22 km³/ano. A infiltração indireta, através da formação Serra Geral, foi calculada adotando-se valores de condutividade hidráulica vertical de $5 \cdot 10^{-8}$ m/s, valor médio de diferença de potencial de 100m e espessura média de camada confinante de 400 m, resultando em drenança de 138 km³/ano.

ROCHA (1997) apresenta uma avaliação atualizada para toda a área do aquífero, fornecendo valores de 37.000 km³, para reserva permanente e 160 km³/ano, para reserva ativa. Nesse trabalho, foi adotado o valor de 25% como índice de reserva explorável, justificado como uma necessidade de planejamento racional do

uso, reduzindo, sobremaneira, o volume correspondente à reserva ativa. Os parâmetros utilizados foram pluviometria média de 1.500 mm/ano, área de recarga de 150.000 km², área confinada de 1 milhão km², espessura média de 250 m, porosidade efetiva de 15% e coeficiente de armazenamento de 10^{-4} .

A Tabela 1 apresenta resumidamente os dados de reservas do Aquífero Guarani, estimados por REBOUÇAS (1976) e por ROCHA (1997).

Tabela 1: Quadro resumo das estimativas volumétricas de reservas permanente e reguladora

		Rebouças (1976)	Rocha (1997)
Reserva Ativa	Infiltração Direta	22 km ³ /ano	160 km ³ /ano
	Infiltração Indireta	138 km ³ /ano	
Reserva Permanente		48.021 km ³	37.000 km ³
Reserva Explotável			40 km ³ /ano

A região ocupada no Brasil pelo Sistema Aquífero Guarani congrega uma população estimada em 22.662.463 habitantes, distribuídos de forma heterogênea pelos oito estados que sobre ele se assentam. Essa população pode ser classificada como consumidora potencial. Considerando somente os municípios que atualmente possuem uma exploração ativa do aquífero, esta população é reduzida a 8.444.620 e classificada como consumidor efetivo (CHANG, 2001). Na Figura 4, vemos as relações da população brasileira que ocupa a região do Aquífero Guarani e sua distribuição desigual nos estados.

Figura 4: Distribuição da população dos estados brasileiros na região ocupada pelo aquífero (CHANG, 2001)

Com base em informações de 930 poços cadastrados, subsidiou-se a avaliação preliminar do uso atual do Aquífero Guarani (CHANG, 2001). Na Tabela 2 nota-se, claramente, a distribuição desigual de poços nos estados brasileiros sendo, 54,6% no Estado de São Paulo, 20,4% no Estado do Rio Grande do Sul, 12,2% no Estado do Mato Grosso do Sul, 9,7% no Estado do Paraná, 1,5% no Estado de Santa Catarina, 0,9% no Estado de Minas Gerais, 0,5% no Estado do Mato Grosso e 0,2% no Estado de Goiás. Essa má distribuição decorre da alta concentração de poços próximos a regiões de afloramento do aquífero e da má distribuição da população (consumidor efetivo).

Em termos volumétricos, São Paulo extrai quase dois terços da produção atual. Mato Grosso do Sul explora o equivalente a 12%, seguido por Rio Grande do Sul (6%) e Paraná (5%). Os outros quatro estados, individualmente, exploram menos que 2%, totalizando um volume anual estimado em 500 milhões de m³, obtido utilizando a vazão de produção (ou de teste) reportada, multiplicada pelo período de operação do poço. Com relação ao tipo de uso, revela-se que aproximadamente dois terços (77%) dos poços destinam-se à captação de água para consumo urbano, sendo os outros 23% igualmente divididos entre os usos rural e industrial. Em termos volumétricos, a participação do uso urbano salta para 87%, deixando 9% para uso industrial e 4% para uso rural.

Tabela 2: Número de poços cadastrados e do volume de produção para cada estado brasileiro.

Estado	número de poços cadastrados	Vazão (m³/ano)
Goiás	2	-
Mato Grosso	5	377.775
Minas Gerais	7	3.842.333
Santa Catarina	14	6.860.679
Paraná	90	21.208.398
Mato Grosso do Sul	113	47.821.716
Rio Grande do Sul	191	24.531.797
São Paulo	508	292.428.468

2.2 Recarga de Aquífero

O aspecto mais importante em um estudo de recarga é o entendimento do mecanismo de recarga dentro do contexto geral do ciclo hidrológico da bacia, independentemente do enfoque adotado.

Definindo, conceitualmente, os tipos de recarga para aquíferos livres, VRIES e SIMMERS (2002) apresentam simplificadamente:

- recarga direta: água excedente da umidade do solo, com percolação direta através da zona não-saturada, adicionada ao reservatório subterrâneo com déficit de evapotranspiração;
- recarga indireta: percolação da água do leito de cursos superficiais para o reservatório de água subterrânea;
- recarga localizada: uma forma intermediária de recarga de água subterrânea, resultado da concentração superficial de água na ausência de canais bem definidos.

Para o caso de aquífero confinado, como o Sistema Aquífero Guarani, a recarga indireta pode ocorrer através de infiltração, em fraturas existentes nas camadas confinantes do aquífero.

Em algumas regiões, os mecanismos de recarga ocorrem em conjunto. Esses mecanismos resultam em recarga direta, indireta ou localizada. A Figura 5 esquematiza os mecanismos de recarga.

Figura 5: Mecanismos de Recarga (VRIES e SIMMERS, 2002)

O método convencional de cálculo da recarga consiste em realizar o balanço hídrico com fronteira superior na superfície do solo, subtraindo-se, da precipitação, as “perdas”, identificadas sob a forma de vazão no rio e evapotranspiração. A precisão desse método depende da precisão dos dados de precipitação, vazão e particularmente da evapotranspiração real, a qual é a parcela mais difícil de ser quantificada com a mesma precisão das demais.

É importante salientar o conceito de recarga potencial e real. Assim, entende-se como recarga potencial a água que percola a partir da zona de raízes; a parte dessa água que atinge o aquífero é denominada recarga real (POMPÊO, 1990).

Segundo MACHADO (1996), os métodos convencionais de cálculo da recarga, baseados nos trabalhos de PENMAN e GRINDLEY, subestimam a recarga. Trabalhos experimentais realizados por KITCHING (1979), com lisímetros de 100 m² de área, forneceram resultados para a recarga 175 % maiores que os obtidos pelos métodos teóricos convencionais.

WEINZETTEL et al. (2002) aplicaram dois métodos independentes para estimar a recarga, a partir de dados coletados em uma região plana na Argentina. O primeiro método é uma aplicação direta da equação de Darcy, para um escoamento plano de 120 cm de profundidade, enquanto o segundo método levou em conta um balanço de água baseado nos dados do nível de águas subterrâneas, usando o

programa Visual Balan. Ambos os métodos resultaram em uma recarga de 11 % (expressa em porcentagem de precipitação de chuva no mesmo período).

CARRICA e LEXOW (2002) consideraram que a recarga diária do aquífero no Arroyo Napostá Grande (Argentina) ocorre por recarga preferencial (macroporos e fendas) e recargas localizadas no cone de aluvião. A recarga foi estimada utilizando-se diariamente programas de balanço hídrico: Visual Balan V.1.0 e Balshort V.3 (modificado por Carriça em 1993). A recarga encontrada estava entre 7 e 8,5% da precipitação.

SCOZZAFAVA e TALLINI (2001) aplicaram o método de balanço hídrico de Thornthwaite para um sistema hidrologicamente cárstico, em Gran Sasso Massif, região central da Itália. Para estimar o “runoff”, integrou-se o método CN (US Soil Conservation Service) ao método de Thornthwaite, adicionando-se ao balanço hídrico o “runoff” em áreas endorréicas e avaliando-se a neve derretida nas áreas de montanhas. A média de infiltração estimada foi de 53% da precipitação anual.

Com base em um modelo de balanço hídrico e modelo de escoamento de águas subterrâneas, CHEN, et al. (2002) propuseram um modelo empírico que relaciona variáveis climáticas com o nível de água subterrânea. O modelo empírico foi testado, usando-se dados parciais de registros históricos de níveis de água de mais de 80 poços em uma rede monitorada do aquífero de rochas carbonatas, ao sul de Manitoba, Canada. Os resultados dos testes mostram que a previsão dos níveis de água subterrânea é muito próxima da observada na maioria dos casos. O coeficiente de correlação médio geral entre a previsão e o nível de água observado é 0,92.

JOCSON, et al. (2002) estimaram a recarga baseados em diferenças entre precipitações diárias e tanques de evaporação para o Aquífero Guam Lens do Norte, Guam (Ilhas Marianas). A recarga foi estimada em 67% da média anual de precipitação, aproximadamente. Hidrogramas diários de níveis de poços contra quantidade de precipitação diária indicam que a taxa de recarga é função da intensidade de precipitação e da saturação relativa da zona vadosa. Juntas, estas variáveis determinam o grau em que as águas de chuva se convertem em fluxos rápidos, através de caminhos preferenciais, ao invés de filtrar lentamente através da mesma.

FERRARI, et al. (2002) instalaram 67 poços, com 3 m de profundidade, no Parque Ecológico do Tietê, Município de São Paulo, para observar a influência da infiltração sobre as cargas hidráulicas. A quantificação da infiltração foi também realizada através de 6 lisímetros. Notou-se que, durante a estação chuvosa, as precipitações de um dia antes das medidas de níveis d'água são as que mais influem na carga hidráulica, apesar de grupos específicos de poços apresentarem relações distintas com a precipitação e carga hidráulica, por influência das árvores (interceptação e evapotranspiração). A recarga potencial é de cerca de 46% das precipitações que ocorrem na área e 60% desta recarga potencial constitui a recarga real ou efetiva.

OTTO (2002), analisou a recarga de água subterrânea, transferindo resultados disponíveis de lisímetros para outra região, para comparar dados dentro da área de estudo. Calculou-se a quantidade potencial de percolação, utilizando-se equação de lisímetro. Determinou-se a taxa de recarga e, posteriormente, subtraiu-se o escoamento superficial, que foi calculado para a área inteira. A taxa de recarga foi calculada para duas áreas: região sudeste de Holstein, norte da Alemanha (aproximadamente 1.392 km²) e área potencial de exploração de água subterrânea. Essas áreas estão localizadas em Elbe e no vale do Rio Steckniz. Para a área potencial de exploração, nos subúrbios de Hamburgo (110 km²), estimou-se uma taxa de recarga anual de 18,5 mil m³. Os resultados demonstraram que, atualmente, 65% dessa taxa de recarga é retirada para o abastecimento de água nessas regiões.

FIPAI (1996) estimou, para a região de Ribeirão Preto (zona de afloramento do Aquífero Guarani), uma taxa de infiltração de 20,3 % da precipitação (298,2 mm/a) e uma taxa de recarga de 4,7 % da precipitação (69,0 mm/a). Esses valores foram estimados através de balanço hídrico realizado com base em dados hidroclimatológicos de 1985 a 1994. A evapotranspiração foi estimada pelo método de Thornthwaite.

ANDO ("apud" CONTIN 1988), realizou um estudo da recarga, através de balanços de massa, em uma bacia hidrográfica de 4,4 ha., nos subúrbios de Tóquio, instrumentada com medidores de evapotranspiração, chuva, umidade de solo, níveis de lençol freático e vazão. Uma importante conclusão desse estudo, de interesse para

este trabalho, é o fato da recarga do aquífero ser proporcional ao excesso de umidade da porção não-saturada.

Quando se considera a recarga de um aquífero freático, como a variação do nível do lençol, produzida exclusivamente por infiltração de água proveniente da chuva, podem-se usar métodos de correlação entre dados de chuva e dados de níveis de lençol. Com esse enfoque, foram desenvolvidos modelos de série temporais. São modelos tipo “caixa-preta”, em que as entradas são intensidades de chuva e as saídas são níveis do lençol freático. Nesse sentido, VISWANATHAN (1984) propôs um modelo em que o nível do lençol em um dia “i” é considerado como uma função linear do nível do dia (i-1) e das intensidades de chuvas nos dias i, i-1, ... i-6. Os coeficientes envolvidos nessa relação são considerados variáveis com o tempo. O modelo foi aplicado em uma situação real para três condições: coeficientes constantes, coeficientes variáveis com o tempo e com o mesmo “peso” para todos os coeficientes e coeficientes variáveis, com diferentes taxas de variação.

A terceira condição mostrou-se a melhor. Para a situação real, conclusões interessantes para esta pesquisa foram:

- a maior parte da recarga dá-se no mesmo dia de ocorrência da chuva e o nível de recarga depende muito da intensidade e antecedentes da chuva;
- chuvas isoladas, mesmo da ordem de 25 mm/dia, não produziram alteração significativa nos níveis do lençol freático.

Resumidamente, conclui-se que a taxa de recarga pode variar entre 7 e 67% do volume precipitado. Essa grande variação decorre das condições climáticas, topográficas e pedológicas específicas de cada região de estudo.

2.3 Infiltração

Os mecanismos de recarga demonstrados no item anterior (2.2), mostram a relevância do fenômeno de infiltração para o processo de recarga direta.

A infiltração é um processo pelo qual a água penetra nas camadas superficiais do solo e se move para baixo, em direção ao lençol d'água. Essa água preenche inicialmente as deficiências de umidade do solo e, em seguida, qualquer quantidade

excedente desloca-se para baixo, em função da ação da gravidade, e torna-se recarga de reservatório de água subterrâneo (LIBARDI, 1995).

A precipitação, ao atingir a superfície do terreno, pode tornar-se escoamento superficial ou infiltração, dependendo da intensidade da chuva exceder ou não a capacidade de infiltração, definida por ser a proporção máxima com que um solo é capaz de absorver água. Há fatores no solo que intervêm na capacidade de infiltração, como: umidade, permeabilidade, temperatura e profundidade do extrato impermeável. A permeabilidade é o fator preponderante no fenômeno de infiltração (RIGHETTO, 1998).

O solo, observado do ponto de vista hidrogeológico, divide-se em duas camadas: a zona saturada e a não-saturada (insaturada, vadosa). É importante esta caracterização, pois a percolação de fluxo na zona saturada difere da zona não-saturada.

Figura 6: Esquema representativo do solo

Fonte: <http://www.ambiente.sp.gov.br/aquifero>

A zona não-saturada, conhecida também por zona de aeração, insaturada, ou vadosa caracteriza-se pelo fato de seus poros serem preenchidos por água e ar. O responsável pela presença de água nessa região é o processo de adsorção das moléculas da água para a superfície das moléculas do solo. A Figura 6 mostra que esta camada inclui a zona do solo, onde se encontram as raízes da cobertura vegetal.

Visualizando-se a zona não-saturada, observam-se duas camadas bem distintas. Causados pela presença de vegetação, ocorrem processos fisiológicos na zona das raízes. Mais abaixo, o movimento da água é consequência somente dos processos físicos resultantes da ação da força da gravidade, da fricção e matricial (ação de forças de capilaridade e de adsorção do solo sobre a água) (RIGHETTO, 1998).

A zona saturada caracteriza-se por possuir os poros do solo totalmente preenchidos por água. A Figura 6 subdivide a zona saturada em duas camadas. A franja capilar é a faixa sobreposta à zona de saturação, da qual é uma continuação. É mantida acima da superfície freática pela ação de capilaridade, que se contrapõe à força da gravidade. A espessura da franja capilar é função da dimensão eficaz da partícula do solo e, geralmente, aumenta quando a dimensão do grão diminui.

2.3.1 Escoamento em solos saturados

No ano de 1856, o engenheiro hidráulico Henry Darcy realizou uma experiência sobre infiltração vertical de água em filtros de areia homogênea sob condições de saturação (LIBARDI, 1995).

Através desse experimento, Darcy concluiu que a vazão por esse conduto é diretamente proporcional à área de sua seção transversal, à diferença de carga hidráulica entre dois pontos e inversamente proporcional ao comprimento da coluna do meio poroso que a mesma percorria. A relação é corrigida por uma constante de proporcionalidade, denominada condutividade hidráulica. Equacionando estes parâmetros, temos:

$$Q = K.A_s \frac{(h_2 - h_1)}{l} \quad \text{Eq. 2.1}$$

onde,

Q é a vazão, em m^3/s ;

K é a constante de proporcionalidade ou condutividade hidráulica, em m/s ;

A_s é a área da seção transversal, em m^2 ;

$(h_2 - h_1)$ é diferença de carga hidráulica entre dois pontos, em m ;

l é a distância entre os pontos, em m .

No caso mais geral, isto é, quando as três dimensões precisam ser consideradas, ainda para meio isotrópico com relação a K , a equação 2.1 pode ser generalizada para:

$$\vec{q} = -K \cdot \nabla h \quad \text{Eq. 2.2}$$

onde,

$\vec{q}$ é o fluxo em m/s (vetor) em qualquer direção no espaço;

∇h é o gradiente de carga hidráulica, de mesma direção de $\vec{q}$

A lei de Darcy é válida para escoamentos com velocidade muito baixa, que caracteriza os escoamentos laminares, ou seja para o número de Reynolds menor que 1 (BEAR, 1972). Para outros autores, esse limite pode chegar até 10.

2.3.2 Escoamento em solos não-saturados

Devido à continuidade geológica e também a um contínuo movimento da água entre o domínio superficial e subsuperficial, os processos hidrológicos superficiais e subterrâneos ocorrem através da zona não-saturada do solo (VAN BAVEL, 1969 “apud” POMPEO, 1990). Em particular, a solução dos problemas de migração de umidade em solos é de interesse hidrogeológico para estimativas de recarga, descarga, origem e formação da água subterrânea.

A zona não-saturada do solo possui seus poros preenchidos por água e ar: O movimento da água neste sistema composto por grãos minerais sólidos, água e ar, é mais complexo que abaixo do nível do lençol freático, onde o espaço poroso é totalmente preenchido por água. A umidade e a condutividade hidráulica são propriedades do solo que, interrelacionadas, caracterizam o fluxo na zona não-saturada.

O primeiro trabalho conhecido que apresenta uma equação que quantifica o movimento da água em condição de solo não-saturado, é o de Buckingham em 1907 (LIBARDI, 1995). Ele introduziu, na Ciência do Solo, as funções $\phi_m = \phi_m(\theta)$ e $K = K(\theta)$, na ocasião, chamou-as de “potencial capilar” e “condutividade capilar”, respectivamente. Baseado nesse conceito, a lei de Darcy foi generalizada para:

$$\vec{q} = -K(\theta) \cdot \vec{\nabla} \phi_m(\theta) \quad \text{Eq. 2.3}$$

onde $\vec{q}$ é o fluxo (m/s); $K(\theta)$ a função condutividade hidráulica (m/s); $\phi_m(\theta)$ a função potencial mátrico e θ , a umidade volumétrica do solo.

Os resultados apresentados dos lisímetros e das medições de carga hidráulica correlacionadas com as precipitações comprovaram a rápida velocidade do processo de recarga (FERRARI; et al., 2002). Apesar desse processo ser rápido, o regime de infiltração apresenta diferenças durante a estação seca e chuvosa. Essas diferenças estão associadas, principalmente, às quantidades de precipitações, em cada estação, mas também sofrem a influência de outros mecanismos que controlam a recarga, como a interceptação e evapotranspiração das árvores.

2.4 Evapotranspiração

Em solos vegetados, o processo combinado de evaporação pela superfície do solo e transpiração pelas plantas é chamado de evapotranspiração.

THORNTHWAITE (1948) foi o pioneiro na definição da evapotranspiração potencial. Ele a definiu como sendo a perda de água para a atmosfera através de uma superfície natural coberta com vegetação nativa, sem restrição de água no solo. Quando uma das condições citadas não for atendida, tem-se a evapotranspiração real.

PENMAN (1956), posteriormente, definiu a evapotranspiração potencial como a quantidade de água transferida para a atmosfera, na unidade de tempo, por uma cultura verde, de pequeno porte, em crescimento ativo e sem restrição hídrica.

Para estimar a evapotranspiração, deve-se considerar a distribuição vertical de umidade do solo, isto é a disponibilidade de água para a evaporação e as condições meteorológicas regionais reinantes. Portanto, para utilizar equações semi-empíricas, RIGHETTO (1998) apresenta as definições de evapotranspiração:

- evapotranspiração potencial ou de referência: corresponde à perda de água de uma superfície coberta com grama batatais em fase de crescimento ativo, bem suprida de umidade, no centro de uma área irrigada com dimensões que permitam desprezar o transporte horizontal de vapor d'água;

- evapotranspiração real: é a evapotranspiração de uma superfície sob condições naturais de vegetação e de umidade de água no solo;
- evapotranspiração máxima: corresponde à perda de água de uma superfície vegetada qualquer em condições ideais de umidade do solo para o desenvolvimento das plantas.

JAMES (1988) ressalta que, se a água armazenada no solo não for fator limitante e se os estômatos estiverem totalmente abertos, as condições atmosféricas são os fatores que controlam a evapotranspiração. Os fatores atmosféricos mais importantes no processo são: a radiação solar, a umidade relativa, a temperatura, o vento e a precipitação.

Face à importância, para a agricultura, do conhecimento do balanço hídrico de uma dada região e a determinação das necessidades hídricas das culturas, cujos valores são potencialmente determinados pela evapotranspiração, inúmeros trabalhos foram desenvolvidos objetivando quantificar os parâmetros envolvidos nesta estimativa. Para isso, foram utilizados dados obtidos através de equipamentos instalados no campo e empregados modelos teóricos, que variam de métodos mais simples que correlacionam determinados elementos do clima até modelos que se fundamentaram no processo físico da evaporação.

2.4.1 Método de Penman

Os primeiros trabalhos de Penman com evaporação natural foram publicados na década de 40. O método utilizou o déficit de saturação do ar para estimar a evaporação potencial em superfície natural de água.

Em 1952, Penman propôs uma adaptação da sua equação para obter diretamente a transpiração potencial em gramado. O método é de natureza puramente física, embora tenha aspectos empíricos, por utilizar a temperatura do ar em lugar da temperatura da superfície evaporante, como é empregada na clássica equação de Dalton (CAMARGO & CAMARGO, 2000).

A equação de Penman teve várias modificações. RIGHETTO (1998) apresenta a formulação do método, para estimar a evaporação diária (E) em mm/d para solos vegetados, como:

$$E = \frac{\frac{R}{L} \Delta + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

sendo R , a radiação solar líquida ($\text{cal/cm}^2.\text{d}$), L , o calor latente de vaporização, considerado constante de 59 cal/mm , γ , a constante psicrométrica (0.67 mb/K), Δ , a derivada da pressão parcial máxima de vapor da água (e_s) em relação à temperatura (em mb/K) e E_a , em mm/d calculado pela equação

$$E_a = 0,27(a_1 + b_1 u)(e_s - e)$$

para $a_1 = 1$ e $b_1 = 0,00625$ (considerando superfície vegetada) e u a velocidade média do vento em km/d . Calculando-se a pressão de saturação (e_s) e a pressão parcial de vapor (e) por:

$$e_s = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5t}{237,3+t}} \quad e = UR \cdot e_s$$

onde t é a temperatura do ar em $^\circ\text{C}$, UR é a umidade relativa do ar e e_s e e são obtidos em mb .

A derivada de e_s em relação à temperatura (Δ) é calculada utilizando-se a temperatura média em K , sendo:

$$\Delta = 4098 \frac{e_s}{(T - 35,7)^2}$$

A radiação líquida (R) é obtida por:

$$R = E_{ta} \left(a + b \frac{n}{N} \right) (1 - \alpha) - \sigma T^4 \left(0,56 - 0,078 \sqrt{e} \right) \left(0,1 + 0,9 \frac{n}{N} \right)$$

onde E_{ta} é a irradiância solar no topo da atmosfera em cal/d , α o albedo da superfície igual a $0,05$, a e b são constantes locais (para o Estado de São Paulo $a = 0,24$ e $b = 0,58$), n é a insolação em horas, N é a insolação máxima em horas (tabelado) e σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($1,17 \cdot 10^{-7} \text{ cal/d.K}$).

Este método, proposto por Penman, combina os efeitos de balanço de energia e aerodinâmico e despreza o fluxo de calor no solo.

2.4.2 Método de Thornthwaite

THORNTHWAITE, em 1944, apresentou sua primeira equação para determinação da evapotranspiração potencial (E_t_p), envolvendo o comprimento do

dia, a temperatura média diária e a umidade relativa do ar. Ao refinar a equação, o termo de umidade relativa foi suprimido.

O método utiliza a temperatura média mensal para estimar a evapotranspiração potencial (PONCE, 1989). Ele tem por base um índice de eficiência de temperatura anual J , definido como a soma de 12 valores mensais de índice de calor I . Cada índice I é uma função da temperatura média mensal T , em °C, como segue:

$$I = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514}$$

A evapotranspiração potencial, em mm, é dada por:

$$ET_p = 16.K \left(\frac{10T}{J} \right)^c$$

onde K é o comprimento médio dos dias do mês (tabelado) e c é calculado por:

$$c = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot J^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot J^2 + 0,01791 \cdot J + 0,492$$

A eficácia da equação foi constatada através de numerosos balanços hídricos climáticos, realizados em várias partes do mundo, comparando-se os excedentes hídricos obtidos com dados de escoamentos de bacias hidroclógicas. O modelo de Thornthwaite funciona adequadamente em regiões de clima úmido, independentemente da latitude e da altitude. Em condições de aridez, o modelo subestima, com frequência, a evapotranspiração potencial. Em situação de superumidade topoclimática, ao contrário, pode superestimar a ET_p (CAMARGO & CAMARGO, 2000).

2.5 Lisímetro

Um lisímetro consiste em um grande reservatório impermeável lateralmente, colocado em uma área previamente escavada, com superfície da ordem de 4 a 6 m² e profundidade superior à zona de raízes. O reservatório é preenchido com solo e vegetação, de forma a reconstruir uma condição real. Um sistema de drenagem, instalado no fundo do lisímetro, permite a coleta de água percolada pelo solo.

O primeiro relato da utilização de um lisímetro ocorreu na França, em 1688, quando De La Hire usou recipientes de chumbo preenchidos com solo argilo-arenoso

e concluiu que nos lisímetros cobertos com grama havia mais perda de água do que em outros com solo nu (MACHADO, 1996).

Thornthwaite desenvolveu um evapotranspirômetro que consistia em um depósito com solo, onde o lençol freático era mantido com o nível constante. ASSIS e VILLA NOVA (1980) adaptaram o evapotranspirômetro de Thornthwaite para registro da evapotranspiração, com lisímetro a nível freático constante, que se aplicou melhor à determinação da evapotranspiração máxima, essencial ao metabolismo vegetal.

Na definição dada por Abouklad em 1982, citado por MACHADO (1996), lisímetros são “*containers*” preenchidos com solo, localizados no campo para representar o meio, com superfícies vegetadas (culturas ou grama) ou sem vegetação, para determinação da evapotranspiração das culturas em crescimento ou cultura de referência, ou para determinar a evaporação de solo nu. Os lisímetros são divididos em duas categorias: os não pesáveis (também chamados volumétricos, de drenagem ou lisímetro de compensação) e os lisímetros de pesagem (gravimétricos).

O lisímetro é utilizado para o estudo de evapotranspiração e apresenta um sistema fechado com profundidade limitada. Quando utilizado para estimar a recarga subterrânea, determina-se o volume infiltrado a partir da zona de raízes, obtendo-se uma recarga potencial.

MACHADO (1996) impõe condições de projeto e operação dos lisímetros:

- o lisímetro deve ser grande e profundo, para evitar efeito de “limite” e restrição de desenvolvimento das raízes;
- as condições físicas dentro do lisímetro devem ser comparáveis com as de fora;
- a altura da planta, a densidade e o arranjo devem ser similares, dentro e fora do lisímetro.

Durante três anos, após a operação de dois grandes lisímetros em região de arenito, KITCHING (1977) observou que a recarga obtida por este método foi sempre superior à obtida por outros métodos. Em 1982, empregando um lisímetro de grande dimensão, o mesmo autor afirmou que a tendência de superestimar a recarga se acentua em lisímetros pouco profundos (profundidade que limita a condição real

para um determinado solo), por não considerar os efeitos de retardamento durante a percolação da água, através da zona não-saturada do solo.

CHAPMAN e MALONE (2002) comparam o desempenho de treze modelos de recarga de água subterrânea, selecionados na literatura, com dados de onze lisímetros. Oito dos modelos selecionados foram baseados no conceito de um único armazenamento e o restante, com armazenamento duplo. Os lisímetros construídos em meados de 1930 tiveram por objetivo relacionar leis fundamentais da hidrologia agrícola. Instalou-se um total de onze lisímetros, cada quatro em dois locais e os três restantes em um terceiro local. Quatro dos modelos não puderam ser completamente ajustados à infiltração observada, cinco modelos ajustaram-se, porém não foram considerados com simulação satisfatória, principalmente em período de evapotranspiração alta e dois modelos obtiveram os melhores resultados.

3 Localização do estudo experimental

3.1 *Bacia do Ribeirão do Lobo*

O presente estudo experimental localiza-se na Bacia do Ribeirão do Lobo, pois a bacia possui localização adequada, fácil acesso e, principalmente, apresenta afloramento do Aquífero Guarani em grande parte, com característica arenosa, típica da Formação Botucatu.

A bacia hidrográfica do Reservatório do Lobo (Figura 7) é originada pela captação dos Ribeirões do Lobo e Itaqueri e pelos córregos do Geraldo e das Perdizes. Suas águas percolam uma vasta área de sedimentos holocênicos, apresentando em alguns pontos intrusão de basalto. A vegetação predominante na bacia é o cerrado, com manchas de mata galeria nos solos mais úmidos. Em algumas regiões encontra-se, também, o reflorestamento com *Pinus sp* e áreas de agricultura, principalmente cana-de-açúcar e laranja. O clima da região é controlado pelas massas de ar equatorial e tropical com períodos seco (maio a outubro) e úmido (novembro a abril).

Na bacia, encontra-se a Represa do Lobo, construída em 1936, para fins de produção de energia elétrica, que se localiza entre os municípios de Brotas e Itirapina, (22°15'S e 47°40'W).

Figura 7: Bacia do Ribeirão do Lobo

A localização da área experimental encontra-se próxima à barragem da Represa do Lobo, demonstrada no detalhe da Figura 7.

3.2 Área Experimental

A área de monitoramento experimental do lisímetro localiza-se na Estação Hidrometeorológica do CRHEA (Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada) do Departamento de Hidráulica e Saneamento da EESC-SP, entre as latitudes $22^{\circ}11''$ e longitude $47^{\circ}58''$ W e altitude de 733 m

A Figura 8 mostra uma vista geral da estação hidrometeorológica do CRHEA e a localização do lisímetro.

Figura 8: Estação Hidrometeorológica do CRHEA e detalhe do lisímetro.

O lisímetro utilizado para o estudo experimental encontrasse instalado no CRHEA. Porém, este não está localizado na faixa de afloramento do Aquífero Guarani. Estudo da caracterização do solo demonstra que a noroeste do CRHEA, aproximadamente, um quilômetro em linha reta, há presença de afloramento do aquífero. O equipamento experimental foi preenchido com este sedimento arenoso. O ponto de coleta foi identificado como “campo” no detalhe da Figura 7.

O lisímetro, por se caracterizar como sistema fechado, não permite perdas por escoamento superficial e escoamento subterrâneo horizontal. Com objetivo de comparar o fluxo no lisímetro com o comportamento real no solo, instalaram-se tensiômetros de referência nas proximidades do local da coleta do solo, para preenchimento do lisímetro. A Figura 9 mostra os tensiômetros instalados em campo.

O local foi escolhido por representar as características pedológicas e de ocupação do solo típicas, para a zona de afloramento do Aquífero Guarani na região de São Carlos.

Figura 9: Tensiômetros em campo

4 Materiais e Métodos

Neste capítulo são apresentados: a descrição do equipamento utilizado e a metodologia de trabalho. Essa metodologia subdivide-se em montagem do equipamento experimental e coleta de dados e, a caracterização do solo.

4.1 Descrição do Lisímetro

O equipamento foi construído em 1995 para uma pesquisa de desenvolvimento e utilização de um lisímetro para a determinação da evapotranspiração de referência, realizada por MACHADO (1996). Para o presente trabalho o equipamento foi adaptado para estimar a recarga de água subterrânea. Para tanto, foram necessárias pequenas mudanças no sistema de funcionamento do equipamento.

Figura 10: Representação esquemática do abrigo subterrâneo e do sistema de drenagem na forma de “espinha de peixe”

Figura 11: Vista de perfil da caixa principal e do abrigo subterrâneo

As Figura 10 e 11 ilustram a construção do lisímetro, sem as alterações necessárias. A caixa principal do lisímetro consiste em um tanque fabricado em chapas de ferro, com dimensões de 1,5 m por 2,4 m e 1,5 m de profundidade, com uma área de exposição de $3,6 \text{ m}^2$, impermeabilizado internamente.

O lisímetro possui um sistema de drenagem em forma de “espinha de peixe”, consistindo em dois tubos de PVC de 2” independentes e posicionados no sentido do comprimento da caixa do lisímetro (Figura 10). A cada tubo estão interligados, lateralmente, três tubos de igual diâmetro, com orifícios. Essa rede está localizada em uma camada de britas, a uma profundidade de 1,50 m.

O estudo de recarga foi efetuado em condições de campo, sendo o volume coletado resultante da infiltração da precipitação natural. Portanto a caixa de passagem e o tubo de alimentação, mostrados nas Figura 10 e 11, foram desativados para este experimento. A caixa do sistema de drenagem, na Figura 11, determinava o nível do lençol freático. Para o presente trabalho, a infiltração avaliada é em solo não-saturado, portanto essa caixa passou a servir como caixa de passagem para o tanque coletor.

A leitura do volume infiltrado foi realizada, em princípio, em um tanque graduado metálico de $0,36 \text{ m}^3$. Devido à baixa taxa de infiltração, em período de pouca precipitação (maio – outubro), foram adaptados dois galões, de vinte litros cada, nas saídas da caixa de passagem (anteriormente conhecida como caixa do

sistema de drenagem). Esse sistema auxiliou na leitura de dados pois, para um pequeno volume infiltrado, o tanque graduado era inadequado. A Figura 12 mostra a instalação dos galões nas saídas da caixa de passagem, posicionados dentro do tanque graduado.

Figura 12: Foto de topo do tanque graduado com os galões

4.2 Metodologia de trabalho

Nos itens a seguir são descritos: a montagem do equipamento experimental, a coleta de dados e a caracterização do solo. Essa foi determinada utilizando-se uma análise granulométrica conjunta, um ensaio de condutividade hidráulica e um ensaio de sucção no papel filtro, para determinação da curva de retenção do solo.

4.2.1 Montagem do equipamento experimental e coleta de dados

- Preparação do lisímetro

O lisímetro utilizado na pesquisa encontra-se nas instalações da Estação Climatológica. Realizou-se a retirada do solo antigo e a limpeza na caixa principal do lisímetro, mostrada na Figura 13 e, após avaliação da caixa metálica impermeável, colocou-se o solo característico de cobertura da zona de afloramento da Formação Botucatu. O sistema de drenagem, envolto em uma camada de brita, foi recoberto por uma camada de areia fina de, aproximadamente, 5 cm de espessura.

Figura 13: Vista de topo após retirada do solo e limpeza do lisímetro

- Coleta do solo para o lisímetro

O solo para preenchimento do lisímetro foi coletado e armazenado de forma a reproduzir a estratigrafia natural da zona de afloramento da formação em estudo. O material foi coletado em camadas sucessivas de vinte centímetros de espessura e armazenado em sacos de cinquenta quilos. A Figura 14 demonstra a coleta do solo em camadas de 20 cm.

Figura 14: Coleta do solo

- Coleta de amostra para determinação das propriedades do solo

O solo para preenchimento do lisímetro foi caracterizado do ponto de vista hidrogeológico. Foi necessária a coleta de amostras deformadas para a realização de análise granulométrica conjunta e coleta de uma amostra indeformada para ensaios de condutividade hidráulica e determinação da relação umidade x tensão capilar. Esses ensaios estão detalhados no item 3.4.2. Considerando a homogeneidade estratigráfica do solo e a característica granulométrica, uma única amostra indeformada foi admitida como sendo representativa para a região estudada.

A coleta das amostras foi realizada no momento de retirada do solo para o preenchimento do lisímetro. A retirada da amostra indeformada é mostrada na Figura 15, com o devido “poço” de coleta. A amostra foi parafinada, para não perder as suas características, principalmente a umidade. O transporte da amostra, do local de retirada para o laboratório no Departamento de Geotecnia da Escola de Engenharia de São Carlos, foi realizado dentro de uma caixa envolta por serragem, para evitar possíveis fissuras por impacto.

Figura 15: Retirada da amostra indeformada

- Preenchimento do lisímetro e posicionamento de tensiômetros

O lisímetro foi preenchido com o solo cuidadosamente coletado na etapa anterior, colocado em camadas de 20 cm, em ordem inversa à coleta, de forma a reproduzir a estratigrafia original e, aproximadamente, o grau de adensamento das

camadas (Figura 16). À medida que o lisímetro foi preenchido, foram posicionados tensiômetros em diferentes profundidades (0,20 m, 0,50 m, 0,80 m, 1,10 m), de forma a relacionar os dados de umidade dentro do lisímetro com dados de tensiômetros instalados no campo.

Figura 16: Preenchimento do lisímetro

- Reprodução da cobertura vegetal

O lisímetro foi recoberto com vegetação semelhante à da área de coleta do solo. Para tanto, foram transportadas placas de gramíneas da zona de afloramento para plantio na superfície do lisímetro. A situação final de instalação foi apresentada na Figura 8.

- Posicionamento dos tensiômetros de referência

O lisímetro possui uma profundidade limitada, não permite escoamento superficial e subterrâneo, tornando-se um sistema fechado que necessitando-se de uma relação com um sistema real (campo). De forma a correlacionar os dados de tensão capilar, medidos no lisímetro, com a situação real em campo, tensiômetros de referência foram posicionados na área de coleta do solo. Esses tensiômetros locaram-se à mesma profundidade dos tensiômetros no lisímetro.

- Verificação e calibração do equipamento

Todo o equipamento instalado e modificado foi verificado quanto ao funcionamento e calibrado para a realização de medidas. Todos os equipamentos foram instalados vinte dias antes do início da coleta de dados, período necessário para o sistema atingir a capacidade de campo. Durante o experimento, houve a necessidade de se substituir três dos tensiômetros instalados, por defeito de medição.

- **Coleta da dados**

A coleta de dados iniciou-se em janeiro de 2002 e finalizou-se em dezembro de 2002. Esse período foi necessário para que a coleta de dados tenha sido realizada durante um ciclo hidrológico completo. Os dados de infiltração foram coletados diariamente, as oito horas, aproximadamente, com exceção de acúmulo de volumes nos finais de semana. Em período chuvoso as leituras foram mensuradas utilizando-se uma régua graduada no tanque coletor. Para o período seco, ou com pouca precipitação, a leitura do volume infiltrado foi realizada com auxílio de uma proveta graduada, coletando-se o volume armazenado nos galões instalados provisoriamente. Os dados de tensão de sucção do solo, no lisímetro e no campo, foram obtidos utilizando-se tensiômetros de mercúrio. Essa coleta foi realizada três vezes por semana e os tensiômetros zerados semanalmente, devido a necessidade do equipamento.

4.2.2 Caracterização do solo

As propriedades do solo foram determinadas em análises e ensaios laboratoriais, realizados no Departamento de Geotecnia da Escola de Engenharia de São Carlos, em laboratórios devidamente equipados. Há necessidade de se conhecer as características do solo para interpretação dos dados coletados.

As coletas das amostras foram realizadas em campo, durante a retirada de solo para o experimento. Foram coletadas amostras deformadas, excluindo-se qualquer matéria, orgânica ou não, estranhas ao solo. Foi coletada, também, uma amostra indeformada (Figura 17), tomando-se os devidos cuidados, como: o “poço” de coleta foi cavado com trinta centímetros de folga, aproximadamente, em todas as direções, para melhor manuseio do poceiro; a caixa não foi cravada no solo; a amostra foi coberta com parafina, tanto no transporte como no armazenamento.

Figura 17: Amostra indeformada após ser retirada da caixa e parafinada

Análise Granulométrica conjunta

Pelo fato do solo ser formado por uma parcela de solo grosso e uma pequena parcela de finos, a determinação da curva granulométrica foi obtida através de peneiramento e sedimentação, realizados paralelamente.

Para o processo de peneiramento utilizou-se massa total inicial de 121,45 g e umidade de 7,0 %. Para o conjunto de peneiras – 4;10;16;30;50;100;200;prato – ABNT (NBR 5734/80), colocou-se o solo na peneira de maior abertura e levou-se o conjunto (Figura 18) para vibrar durante 10 min. Determinou-se a massa de sólidos retidos em cada peneira e no prato

Figura 18: Conjunto de Peneiras no vibrador

O processo realizado paralelamente complementa a análise granulométrica, determinando a parcela de solo fino, isto é, a porcentagem de argila e silte presentes no solo. Para uma amostra em condições naturais colocou-se água destilada e defloculante (hexametáfosfato de sódio), formando uma solução de 0,125 L e levou-se esta a um dispersor. Após a dispersão conveniente, transferiu-se a suspensão para uma proveta graduada, acrescentando-se água destilada até atingir o volume de um litro. Fez-se a mistura e colocou-se, rapidamente, a proveta em repouso e se deu início à contagem de tempo. As leituras foram realizadas nos tempos 0,5, 1, 2, 4, 8, 15, 30, 60, 120, 240 e 480 min, introduzindo-se o densímetro na suspensão e determinando-se a temperatura para cada leitura. Nos intervalos de cada leitura, o densímetro e o termômetro eram colocados em uma proveta com água destilada. As provetas utilizadas estão representadas na Figura 19.

Figura 19: Proveta com a solução à esquerda, e à direita com água destilada e o densímetro

O solo analisado foi classificado como sendo uma areia média a fina marrom, com as porcentagens de solo por peneiras apresentados na Tabela 3 e a curva granulométrica demonstrada na Figura 20. O total de retido acumulado representa 88,1%, devido o ensaio ser realizado em duas etapas, a parcela de 11,9% representa o montante de solo fino, utilizado para o ensaio de sedimentação.

Tabela 3: Porcentagens do ensaio de peneiramento para determinação granulométrica

PENEIRA	MASSA	RETIDO	RET. AC.	PASSADO
n°	(g)	(%)	(%)	(%)
4	0,00	0,0	0,0	100,0
10	0,00	0,0	0,0	100,0
16	0,30	0,3	0,3	99,7
30	4,01	3,5	3,8	96,2
50	41,23	36,3	40,1	59,9
100	40,36	35,6	75,7	24,3
200	13,54	11,9	87,6	12,4
Prato	0,56	0,5	88,1	11,9

Figura 20: Curva Granulométrica da amostra retirada de campo

Ensaio de Condutividade Hidráulica

Para a determinação da condutividade hidráulica, aplicou-se o ensaio de carga constante, pois o solo possui característica arenosa.

A preparação do corpo de prova no processo deste ensaio é de extrema importância, sendo esse retirado com eixo, obedecendo-se a posição real do solo.

Calculou-se somente a condutividade hidráulica vertical, pois no lisímetro não há escoamento horizontal.

Com o auxílio de um paquímetro mensurou-se o corpo de prova, obtendo-se 10,02 cm de altura e 4,96 cm de diâmetro, com massa de 333 g e volume de 193,61 cm³. O corpo de prova foi instalado dentro do permeâmetro, isolando-se qualquer escoamento lateral, de acordo com o esquema representado na Figura 21. Saturou-se o corpo de prova, inserindo-se água pela entrada superior, até ocorrer fluxo de água na saída superior. Para o início do ensaio fechou-se a saída superior e o escoamento passou a ser vertical.

Figura 21: Corte esquemático de um permeâmetro

Primeiramente, definiu-se a carga hidráulica constante de 42,3 cm (carga esta devido ao equipamento utilizado). Com a percolação da água através do corpo de prova durante um tempo conhecido, coletou-se o volume (14 leituras). Mediu-se a temperatura da água no momento do ensaio para que fosse feita a correção. Os dados coletados no momento do ensaio estão apresentados na Tabela 4. O equacionamento para se determinar a condutividade hidráulica foi:

$$K_T = \frac{(V \cdot h_p)}{A \cdot h \cdot t} \text{ e } K_{20} = K_T \cdot C_K \quad \text{Eq. 4.1}$$

onde:

K_T é a condutividade hidráulica à temperatura medida no momento do ensaio;

V é o volume de água percolada;

h_p é a altura do corpo de prova;

A é a área do corpo de prova;

h é a carga hidráulica;

t é o tempo de escoamento

K_{20} é a condutividade hidráulica à temperatura de 20°C.

C_k é o fator de correção.

Tabela 4: Dados do ensaio de condutividade hidráulica

DETERMINAÇÃO	Data	Volume de Água Percolada (cm ³)	Altura de Carga Disponível (cm)	Tempo de Ensaio (s)	Condutividade hidráulica K_T (cm/s)	Temperatura (°C)	Correção, C_k	Condutividade hidráulica K_{20} (cm/s)
1	19/dez	19	42,3	75	3,11E-03	25	0,892	2,77E-03
2	19/dez	51	42,3	203	3,08E-03	25	0,892	2,75E-03
3	19/dez	68	42,3	237	3,52E-03	25	0,892	3,14E-03
4	19/dez	70	42,3	270	3,18E-03	25	0,892	2,84E-03
5	19/dez	77	42,3	300	3,15E-03	25	0,892	2,81E-03
6	19/dez	84	42,3	330	3,12E-03	25	0,892	2,78E-03
7	19/dez	88	42,3	337	3,20E-03	25	0,892	2,86E-03
8	19/dez	91	42,3	352	3,17E-03	25	0,892	2,83E-03
9	19/dez	95	42,3	367	3,17E-03	25	0,892	2,83E-03
10	19/dez	93	42,3	360	3,17E-03	25	0,892	2,83E-03
11	19/dez	87	42,3	331	3,22E-03	26	0,872	2,81E-03
12	19/dez	91	42,3	346	3,22E-03	26	0,872	2,81E-03
13	19/dez	94	42,3	361	3,19E-03	26	0,872	2,78E-03
14	19/dez	96	42,3	367	3,21E-03	26	0,872	2,80E-03
15	20/dez	74	42,3	160	5,67E-03	26	0,872	4,95E-03
16	20/dez	90	42,3	194	5,69E-03	26	0,872	4,96E-03
17	20/dez	93	42,3	202	5,64E-03	26	0,872	4,92E-03
18	20/dez	77	42,3	165	5,72E-03	26	0,872	4,99E-03

A condutividade hidráulica média para 20 °C foi determinada em $2,83 \cdot 10^{-5}$ m/s, para um desvio padrão de 9,37.

Ensaio de Sucção no Papel Filtro

Este ensaio tem por objetivo construir a curva de retenção do solo, isto é, relacionar a umidade com a tensão de sucção do solo. O ensaio baseou-se na equação de Van Genuchten (VAN GENUCHTEN, 1980), descrita abaixo:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha\psi)^n} \right]^m \quad \text{Eq. 4.2}$$

onde α , m e n são parâmetros de ajuste da curva, θ_s é umidade de saturação, θ_r é umidade residual e ψ é tensão de sucção, assumindo-se valor positivo.

A metodologia do ensaio consistiu em moldar doze corpos de prova indeformados, de acordo com a Figura 22, em aros de PVC, com 1,0 centímetro de altura e 3,75 centímetros de diâmetro interno. Esses corpos de prova foram saturados, utilizando-se o fenômeno de capilaridade: os corpos de prova foram deixados em repouso, durante vinte e quatro horas, mergulhados em água até o meio do aro (0,5 cm de altura), aproximadamente.

Figura 22: Processo de moldagem de um corpo de prova

Após o repouso para saturação, os corpos de prova foram submetidos a radiação infra-vermelha, com a retirada sucessiva de dez minutos, aproximadamente, para cada aro e solo. Esse processo teve por objetivo obter uma escala progressiva de umidade. Fez-se a pesagem do aro com o solo e colocou-se o solo em contato com papel filtro, na base e no topo, com auxílio de placas de PVC, para melhorar o

contato solo/papel-filtro. Embrulharam-se os conjuntos, assim obtidos, com papel filme, para mantê-los isolados da umidade externa.

Os doze corpos de prova permaneceram em repouso durante dez dias. Pesou-se cada papel filtro, topo e base, para seu respectivo solo (Figura 23). Colocou-se solo e papel filtro em estufa a 105 °C, durante vinte e quatro horas, pesando-se, novamente, após a secagem. Durante todo o experimento, o papel-filtro foi manuseado com o auxílio de pinças, devidamente desinfetadas. Para a pesagem do papel filtro foi necessário utilizar balança com precisão de quatro casas decimais.

Figura 23: Pesagem do papel filtro à esquerda e do solo à direita

Utilizou-se o programa CURVARET (VAN LIER e DOURADO NETO, 1991), para extrapolação de valores, para determinação dos parâmetros da curva de Van Genuchten. No arquivo de entrada, inseriu-se a umidade do papel filtro e a umidade do solo, determinados em laboratório. Foram obtidos os coeficientes $\theta_r = 0,018$, $\theta_s = 0,496$, $\alpha = 0,0468$, $m = 0,5722$ e $n = 2,3375$, utilizados na construção da curva de Van Genuchten. Com o auxílio do MICROSOFT EXCEL, obteve-se a curva para o solo em estudo, mostrada na Figura 24 e seu equacionamento, apresentado abaixo.

$$\theta = 0,018 + (0,496 - 0,018) \left[\frac{1}{1 + (0,0468 \cdot \psi)^{2,3375}} \right]^{0,5722} \quad \text{Eq. 4.3}$$

Figura 24: Curva de Retenção do solo

Após a construção da curva de retenção do solo é possível determinar a umidade para o solo em estudo, utilizando-se os dados de tensão de sucção determinados com auxílio de tensiômetros de mercúrio.

5 Resultados e Discussão

5.1 Taxa de Infiltração

Foram coletados dados de infiltração no lisímetro para o período de janeiro a dezembro de 2002. Os dados diários de precipitação e infiltração no lisímetro estão anexos (Tabelas A.1 a A.12). A Figura 25 apresenta esses dados graficamente. Pode-se observar dados de infiltração que, aparentemente, excedem o volume precipitado, como nos meses de janeiro, fevereiro e março. Esses valores correspondem a volumes acumulados no tanque coletor, devido a medições não realizadas nos finais de semana.

Observa-se que o processo de recarga do aquífero pode ocorrer somente no período chuvoso, que vai de dezembro a março. Nesse período, os excedentes de precipitação são relevantes e percolam a zona não-saturada do solo no lisímetro. No período de seca, que vai de abril a novembro, o processo hidrológico é controlado pelo fenômeno de evapotranspiração. A precipitação no período é insuficiente para manter o solo úmido e permitir a percolação de água até a rede de drenagem do lisímetro.

Figura 25: Histograma de precipitação e infiltração no lisímetro

Evidentemente, o volume total infiltrado é menor que a precipitação. No período de janeiro a dezembro, houve um total de 1416,9 mm de precipitação, para um total de 788,4 mm de infiltração. Essa relação de 55,6% representa o limite máximo de recarga potencial para o Aquífero Guarani, na região de São Carlos. A taxa de recarga real será menor, uma vez que, no lisímetro não ocorrem os processos de escoamento superficial, sub-superficial e drenagem através da rede de cursos de água. O valor mostrado é relativamente alto, mas encontra-se em conformidade com dados publicados na literatura.

Tabela 5: Valores mensais de precipitação e infiltração

	Precipitação (mm)	Infiltração (mm)
janeiro	431,2	334,5
fevereiro	291,6	288,6
março	104,0	16,4
abril	8,6	38,0
maio	58,3	0,0
junho	0,0	0,0
julho	3,3	0,0
agosto	97,5	0,0
setembro	41,5	0,0
outubro	65,4	0,0
novembro	184,8	28,4
dezembro	130,7	82,5
Σ	1416,9	788,4

Figura 26: Histograma mensal de precipitação e infiltração

Figura 27: Dados acumulados de precipitação e infiltração

A tabela 5 e a figura 26 apresentam os valores mensais de precipitação e infiltração medidos no período de janeiro a dezembro de 2002. Conforme observado, os meses de janeiro, fevereiro e dezembro são decisivos para o processo de recarga direta do aquífero, representando aproximadamente 90% do total de infiltração

coletada no período. Esse período corresponde à estação de verão no Hemisfério Sul e especialmente chuvosa na região de estudo.

A figura 27 apresenta graficamente os valores acumulados de precipitação e infiltração para o período de estudo. Observa-se que no início do período de observação, de janeiro a março, a inclinação das curvas é semelhante, indicando que existe uma forte correlação entre precipitação e infiltração, caracterizando-se uma contribuição contínua e quase total de recarga. No período seco, de abril a novembro a declividade da curva de infiltração é nula, caracterizando a não ocorrência de recarga direta.

Nos meses de maio a outubro, não ocorreu o processo de percolação de água até a rede de drenagem do lisímetro. Esse período, essencialmente seco, não contribui para a recarga direta do aquífero, uma vez que as precipitações isoladas observadas no período não são suficientes para umedecer o solo e permitir a percolação de água até a profundidade do sistema de drenagem.

Antevendo a deficiência na estimativa da taxa de recarga com o uso do lisímetro, foram instalados tensiômetros em diferentes profundidades, no lisímetro e no campo (vide seção 3.4.1) com o objetivo de monitorar o movimento do fluido no solo e, eventualmente, corrigir os valores de infiltração obtidos. Espera-se que os dados de umidade obtidos no campo, sob condições naturais de escoamento superficial sirvam de referência para a interpretação dos dados obtidos no lisímetro.

5.2 *Varição de umidade no solo*

Serão correlacionadas a umidade do solo do lisímetro e a umidade do solo de referência. Esse solo encontra-se em condição natural, localizado, aproximadamente, um quilômetro a noroeste do CRHEA. Essas umidades foram monitoradas com auxílio de tensiômetros de mercúrio.

Com auxílio da equação 4.1 apresentada por LIBARDI (1995), obtém-se a tensão de sucção do solo, conhecida também por potencial mátrico, utilizando-se leituras realizadas nos tensiômetros instalados.

$$\psi = \left(\frac{\rho_{Hg} - \rho_{água}}{\rho_{água}} \right) H - h_c - z \quad \text{Eq. 5.1}$$

onde:

ψ = tensão de sucção, expressa em m;

H = leitura do tensiômetro feita a partir da superfície do mercúrio na cuba, em metros de mercúrio;

h_c = distância do nível de mercúrio da cuba à superfície do solo no momento da leitura, em m;

z = profundidade de instalação da cápsula porosa do tensiômetro, em m;

ρ_{Hg} , $\rho_{água}$ = massas específicas do mercúrio e água, respectivamente.

Para simplificar a equação considerou-se $\rho_{Hg} = 13.600 \text{ kg.m}^{-3}$ e $\rho_{água} = 1.000 \text{ kg.m}^{-3}$, então obtém-se:

$$\psi = 12,6H - h_c - z \quad \text{Eq. 5.2}$$

Conhecida a tensão de sucção do solo, determina-se a umidade, utilizando-se a relação tensão/umidade do solo, apresentada na equação 3.3. As Figuras 28, 29, 30 e 31 apresentam as umidades no lisímetro e no campo (solo de referência) em profundidades de 0,2, 0,5, 0,8 e 1,1 m (respectivamente).

Figura 28: Umidade no campo e no lisímetro no período de janeiro a dezembro de 2002 na profundidade de 0,2 m

Observa-se na Figura 28 a umidade para uma profundidade de 0,20 m. Nesse ponto, a umidade no lisímetro apresenta um comportamento qualitativamente semelhante ao apresentado em campo. No período úmido, a semelhança se restringe ao comportamento qualitativo e não quantitativo. Esse comportamento se deve ao fato de que o sistema de instalação do lisímetro não permite o escoamento superficial de excedentes de chuva (ver Figura.11). Apesar de apresentarem comportamento qualitativamente semelhante, no período inicial de observação, (de janeiro a abril de 2002), o tensiômetro no lisímetro apresenta valores de umidade sistematicamente maiores que os observados nos tensiômetros no campo.

No período extremamente seco, que vai de meados de abril a agosto, o comportamento dos tensiômetros é idêntico, o solo do lisímetro conserva-se com baixa umidade e apresenta pequenos picos (de 5 a 8%) após chuvas esparsas, semelhante ao comportamento em campo, com exceção de alguns picos de umidade (40 a 45%) indicados pelo tensiômetro no campo. Esses picos decorrem de erros de leitura ou medições, uma vez que no período (junho de 2002) não foram observadas precipitações isoladas. A ausência de dados em dias antes ou depois dos picos comprovam o mau funcionamento do tensiômetro. O pico no mês de junho pode ser resultante de atividades de bovinos mantidos no campo em que foram instalados os tensiômetros (ver figura 9). No entanto, considerando o fato de que no período final de observação (setembro a dezembro de 2002), o tensiômetro no campo apresenta sistematicamente valores de umidade maiores que o tensiômetro no lisímetro, pode-se partir do princípio, de que existe um erro sistemático de medição, uma vez que esse comportamento é fisicamente inaceitável.

Ao passo que no lisímetro, o comportamento indicado pelo tensiômetro é fisicamente aceitável, apresentando um crescimento constante de umidade, à medida que as chuvas de verão crescem em intensidade.

Figura 29: Umidade no campo e no lisímetro no período de janeiro a dezembro de 2002 na profundidade de 0,5 m

A figura 29 apresenta os valores de umidade observados à profundidade de 0,50 m no campo e no lisímetro. No período inicial (janeiro a abril), o tensiômetro no campo acompanha qualitativamente o comportamento do tensiômetro a 0,20 m, apresentando valores maiores de umidade. Esse comportamento se deve a uma possível manutenção de umidade a essa profundidade, uma vez que o fenômeno de evapotranspiração não é tão acentuado como na superfície do solo.

A partir de maio até agosto, a umidade, é sistematicamente baixa, com média de aproximadamente 5%, com picos de umidade correspondente a precipitações esparsas ocorridas no período seco do ano. Esse comportamento é coerente com a característica arenosa do solo, favorecendo a rápida percolação da água, mesmo em períodos de baixa umidade. A partir de setembro, a umidade a essa profundidade cresce continuamente, acompanhando o aumento de precipitação no período chuvoso.

O comportamento do tensiômetro a 0,50 m no lisímetro apresenta um valor quase constante de janeiro a setembro, com média de 7% de umidade. Esses dados foram considerados atípicos e atribuídos a um erro de funcionamento do tensiômetro. Essa constatação tardia, somente foi possível após a determinação da curva de retenção (tensão x umidade), obtida em laboratório em julho de 2002. Em outubro foi instalado um tensiômetro adicional à profundidade de 0,50 m no lisímetro,

confirmando que o tensiômetro antigo apresentava um erro sistemático. Os valores de umidade observados de outubro a dezembro, apresentam excelente correlação com os dados obtidos em campo, os comportamentos no lisímetro e no campo são semelhantes. O aumento da média de umidade no campo e no lisímetro deve-se ao período chuvoso e os picos de umidade correspondem à precipitações elevadas neste período.

Figura 30: Umidade no campo e no lisímetro no período de janeiro a dezembro de 2002 na profundidade de 0,8 m

A Figura 30 apresenta a variação de umidade para uma profundidade de 0,8 m. Nota-se que esta respeita o histograma de chuvas, verificado na Figura 25, sendo a umidade no lisímetro mais alta que em campo. A variação de umidade no campo à profundidade de 0,80 m é qualitativamente semelhante à profundidade de 0,50 m. No entanto, os dados de umidade após chuvas isoladas são menores, evidenciando o processo de distribuição de água no solo por difusão (capilaridade), que provoca um espalhamento da frente de umedecimento. Conforme esperado, em função das discussões anteriores, no período seco a umidade no campo é extremamente baixa, restringindo-se praticamente à umidade residual de 1,8% (determinada em laboratório, item 3.4.2). Até essa profundidade, as raízes das gramíneas existentes na superfície não crescem e o fenômeno de evapotranspiração não ocorre mais.

No lisímetro, o comportamento é qualitativamente idêntico, comprovando o bom funcionamento dos tensiômetros a essa profundidade. Os altos valores de umidade resultam de uma combinação dos fenômenos de barreira capilar (figura 32) e ascensão capilar. Como em campo não existe a descontinuidade de material como no lisímetro, o fenômeno de formação da barreira capilar não ocorre e a umidade é mais baixa.

Figura 31: Umidade no campo e no lisímetro no período de janeiro a dezembro de 2002 na profundidade de 1,10 m

O comportamento indicado pelos tensiômetros instalados à profundidade de 1,10 m (figura 31) mostrou-se extremamente interessante e importante para a interpretação dos fenômenos ocorridos no lisímetro.

Em campo, o tensiômetro apresentou valores de tensão que indicam umidades qualitativamente compatíveis com os valores observados nas camadas superiores. No período seco, baixa umidade residual, com alguns picos isolados, correspondentes às chuvas esparsas do período. No período chuvoso, os frequentes picos de umidade relativamente altos (até aproximadamente 47%) podem resultar de dois fatores:

- eventualmente a leitura dos valores de tensão tenha sido efetuada, coincidentemente, durante a passagem de uma frente de umedecimento

pela posição da cápsula porosa. Essa possibilidade é muito especulativa e pouco provável;

- possivelmente, a impermeabilização do corpo do tensiômetro na superfície não foi satisfatória. Dessa forma, a estrutura do tensiômetro serviu de canal preferencial para o movimento de água até a cápsula porosa, apresentando altos valores de umidade associadas à ocorrência de chuvas. Essa alternativa é realista, tendo em vista a freqüente interferência de bovinos na realização do experimento.

A situação no lisímetro é diferente, apresentando valores de umidade constantemente alto (em média 35%), independentemente da ocorrência ou não de chuvas. Apenas no mês de outubro observa-se uma redução da umidade a essa profundidade. A alta umidade resulta da presença de uma barreira capilar, implementada involuntariamente durante a etapa de preenchimento do lisímetro com solo.

Conforme se observa na figura 16 (preenchimento do lisímetro), antes da colocação do solo arenoso de cobertura da Formação Botucatu, a superfície do sistema de drenagem imerso em uma camada de britas foi regularizada através da deposição de uma camada de areia fina. A figura 32 ilustra esquematicamente a situação.

Figura 32: Desenho esquemático da instalação interna inferior do lisímetro

Devido à presença de poros extremamente pequenos na camada de areia fina, a força capilar nessa camada supera a força de gravidade e a umidade é retida na interface com a camada de britas. Somente após um acúmulo de água sobre essa interface, através da ação de uma pressão hidrostática é que a pressão de entrada (ou invasão) é atingida e a água excedente pode ser captada pelo sistema de drenagem. Assim, durante quase todo o período de observação, a umidade na camada de areia fina e no solo de experimento imediatamente superior, é alta. Essa situação é corretamente indicada pelo tensiômetro instalado a 1,10 m de profundidade, próximo à camada de areia fina. A redução de umidade no mês de outubro está associada, possivelmente, ao aumento de temperatura média do ar.

Ao final do período seco do ano, a umidade relativa do ar é baixa. Associada à alta temperatura, a umidade do solo é extraída na forma de vapor d'água. Essa observação indica que o fenômeno de evaporação pode atingir grandes profundidades em solos arenosos, devido ao fenômeno de difusão gasosa, facilitada pela alta porosidade do material.

No diagrama da figura 33 a seguir é construída uma representação esquemática da distribuição espaço-temporal de umidade no solo, com o auxílio de cores representando diferentes faixas de umidade, conforme a legenda apresentada.

Figura 33: Diagrama do perfil de umidade no espaço e no tempo

O diagrama, representado pela figura 33, apresenta a umidade ao longo do perfil do solo, no período de janeiro a dezembro de 2002. Observa-se a desigualdade dos comportamentos no campo e no lisímetro. O diagrama apresenta a alta umidade em período chuvoso tanto no campo como no lisímetro. O efeito capilar no lisímetro é visível, através da faixa de alta umidade a 1,10 m. Somente nos meses de outubro e novembro há uma redução nos valores de umidade, devido ao longo período seco.

O mau funcionamento do tensiômetro a 0,50 m no lisímetro torna-se mais evidente, representada pela descontinuidade de umidade nos meses de janeiro e fevereiro, principalmente. Em dezembro essa faixa não é observada uma vez que esse tensiômetro foi substituído em outubro.

No fim do mês de maio, no campo e no lisímetro, observa-se uma frente de umidade decorrente de precipitações no mesmo período. Para o início do mês de agosto visualiza-se o mesmo fenômeno, decorrente de chuvas esparsas no período seco. No entanto, em campo se observa que essa frente de umidade não atinge a profundidade de 1,10 m. Devido a sua profundidade limitada do lisímetro há a possibilidade de iniciar previamente a coleta de dados de recarga, superestimando o valor total.

5.3 Gradientes Hidráulico

De forma a compreender o movimento de água no subsolo, procurou-se analisar o gradiente hidráulico, em diferentes situações características do ciclo hidrológico. Esses dias foram escolhidos ressaltando-se períodos de chuva, de seca e após chuvas esparsas.

Foram necessários dados de umidade do solo, de potencial mátrico e de carga hidráulica. Os cálculos do potencial mátrico e da umidade foram descritos no início deste item. A carga hidráulica foi obtida pela equação abaixo (Eq. 4.3), adotando-se o nível de referência na superfície do solo.

$$h = \frac{p}{\gamma} + z \quad \text{Eq. 5.3}$$

Onde h é a carga hidráulica, em m, z é a posição relativa a um nível de referência, em m e $\frac{p}{\gamma}$ é a carga de pressão do solo, isto é no caso do solo não-saturado corresponde à tensão de sucção ($-\psi$), em m.

Os gráficos construídos para o período inicial de observação, (janeiro a setembro de 2002) foram ignorados os valores de umidade relativa à profundidade de 0,50 m no lisímetro, em função de erros de medição discutidos anteriormente (seção 4.2). Os gráficos que representam a distribuição do potencial mátrico no perfil do solo estão apresentados com valores inverso, para auxiliar a visualização correlacionando-se com os gráficos de carga hidráulica.

Figura 34: Gráfico do perfil de umidade do solo em 04 de fevereiro

Figura 35: Gráfico do perfil do potencial mátrico do solo em 04 de fevereiro

Figura 36: Gráfico do perfil de carga hidráulica do solo em 04 de fevereiro

Para a interpretação do movimento de umidade, definiu-se como primeira camada a região do solo entre as cotas $-0,50$ m e $-0,20$ m, como segunda camada, entre as cotas $-0,80$ m e $-0,50$ m e como terceira camada, entre $-1,1$ m e $-0,80$ m.

O estudo do comportamento da umidade no solo para período de chuva foi realizado com base em dados coletados no dia 04 de fevereiro. A Figura 34 apresenta a variação de umidade ao longo do perfil do solo, caracterizando-se valores absolutos diferentes para o lisímetro e para o campo. No entanto, a ordem de grandeza nas diferentes profundidades é a mesma nos dois sistemas, indicando uma concordância de comportamento. Em campo é verificada uma distribuição irregular da umidade, apresentando baixo valor na superfície do solo, provocada possivelmente pelo fenômeno de evapotranspiração. A umidade relativamente alta na profundidade de $0,50$ m indica uma provável passagem de uma frente de umidade decorrente de precipitações nos dias anteriores à coleta dos dados. Na superfície do lisímetro, a umidade é maior que no campo. Essa situação decorre do acúmulo de água, uma vez que no lisímetro não existe escoamento superficial. As figuras 34 e 35 apresentam, respectivamente, o potencial mátrico e a carga hidráulica, observados no dia 4 de fevereiro de 2002. Esses gráficos reafirmam que, em período de chuva, o comportamento da água no solo do lisímetro se assemelha ao comportamento em campo. Sendo o fluxo diretamente proporcional ao gradiente hidráulico do trecho em estudo. Observou-se que nesse período o fluxo é caracterizado por um movimento descendente de água (carga hidráulica maior na superfície), conforme esperado.

Figura 37: Gráfico do perfil de umidade do solo em 19 de abril

Figura 38: Gráfico do perfil do potencial mátrico do solo em 19 de abril

Figura 39: Gráfico do perfil de carga hidráulica do solo em 19 de abril

Analisou-se o comportamento do solo para alguns dias após o término do período chuvoso (19 de abril), correlacionando-se os gráficos das Figura 37, 38 e 39. Neste caso, a distribuição da umidade no solo em campo e no lisímetro apresenta diferenças consideráveis. No campo, conservou-se uma baixa umidade em todas as camadas e, somente a umidade residual (1,8%) na primeira camada. Essa situação se deve à ausência de precipitação, e a baixa retenção de água ao solo arenoso. Os excedentes de umidade do período chuvoso percolam através desta camada, possivelmente atingindo o lençol freático e contribuindo para a recarga direta do aquífero. Devido aos altos valores de temperatura, do mês de abril, o fenômeno de evapotranspiração é acentuado, conforme comprovado pela baixa umidade na superfície. Porém no lisímetro, devido à franja capilar existente na base do equipamento, a camada inferior apresenta alta umidade. A análise dos gráficos de potencial mátrico e carga hidráulica evidencia a existência de um forte gradiente hidráulico, indicando um possível fluxo ascendente de umidade para suprir as perdas por evapotranspiração na superfície.

Deve ser observado que, apesar da grande diferença de umidade no campo (4%) e no lisímetro (32%) à profundidade de 1,10 m, a diferença de potencial mátrico (sucção) e a carga hidráulica não é tão acentuada. Esse fenômeno resulta da curva de retenção característica do solo arenoso.

Figura 40: Gráfico do perfil de umidade do solo em 5 de maio

Figura 41: Gráfico do perfil do potencial mátrico do solo em 5 de maio

Figura 42: Gráfico do perfil de carga hidráulica do solo em 5 de maio

Um mês após o término das chuvas, representado pelo dia 5 de maio (figuras 40, 41 e 42), observa-se pouca variação no lisímetro em relação à situação anterior (19 de abril). A distribuição de umidade é praticamente a mesma de duas semanas antes. Na superfície observa-se uma redução da umidade disponível, provocada certamente por evapotranspiração. Os conseqüentes aumentos de tensão de sucção e redução da carga hidráulica são comprovados pelos gráficos das figuras 41 e 42. Nas camadas mais profundas (-1,10 m e - 0,80 m) apresenta alta umidade, se observa que apesar do forte gradiente hidráulico não ocorre o movimento ascendente da água, devido aos baixos valores de ascensão capilar (poros relativamente grandes) característico de solo arenoso.

O solo em campo apresentou uma umidade residual constante, esse fenômeno comprova a não disponibilidade hídrica para o fenômeno de evapotranspiração, no período seco. O potencial mátrico apresenta valores entre 2,5 e 4,0, aproximadamente, caracterizando uma descontinuidade ao longo do perfil do solo, proporcionando gradiente hidráulico, aproximadamente, nulo.

Figura 43: Gráfico do perfil de umidade do solo em 24 de maio

Figura 44: Gráfico do perfil do potencial mátrico do solo em 24 de maio

Figura 45: Gráfico do perfil de carga hidráulica do solo em 24 de maio

Os valores apresentados nas figuras 43, 44 e 45 (dia 24 de maio) mostram a situação no solo após chuvas esparsas durante o período seco. O gráfico de umidade no campo, demonstra que, para período de seca, a recarga de aquíferos não é possível. Apesar de ser observado um aumento de umidade em toda a profundidade monitorada, a quantidade de água disponível não é suficiente para que valores próximos à umidade de saturação sejam atingidos. Os gráficos de potencial mátrico e carga hidráulica indicam que no momento da coleta da dados, a frente de umedecimento passava pelo tensiômetro posicionado a 0,50 m de profundidade, com tendência de distribuição de fluxo em direção descendente.

No lisímetro também é observado um aumento de umidade em todos os pontos monitorados. O gráfico de carga hidráulica indica um possível movimento descendente de umidade, caracterizado por um gradiente hidráulico de pouca expressão. Na primeira camada (0,5 – 0,2 m), os comportamentos no campo e no lisímetro são equivalentes. No entanto, devido à presença de umidade retida pela barreira capilar no lisímetro, a situação é diferenciada nas camadas mais profundas.

Mesmo com valores distintos de umidade, o solo em campo e no lisímetro apresentaram comportamento semelhante quanto a variação do potencial mátrico e ao fluxo. Esse fluxo se deve a presença da frente de umidade, anteriormente mencionada, caminhando-se lentamente para as camadas mais profundas do solo. Os dados de infiltração coletados (item 4.1) indicam que, esta frente de umidade, não consegue atingir grandes profundidades. Essa situação no lisímetro é provocada pela presença da barreira capilar. Os valores de umidade no campo, no entanto, indicam que houve redistribuição de umidade até a profundidade de 1,10 m. Uma possível contribuição para a recarga direta do aquífero depende da espessura de solo a ser umedecido antes da frente de umidade atingir o lençol freático. Considerando tratar-se de valores relativos a pouca precipitação, essa eventual contribuição pode ser desprezada na estimativa da taxa de recarga.

Figura 46: Gráfico do perfil de umidade do solo em 3 de julho

Figura 47: Gráfico do perfil do potencial mátrico do solo em 3 de julho

Figura 48: Gráfico do perfil de carga hidráulica do solo em 3 de julho

Figura 49: Gráfico do perfil de umidade do solo em 8 de agosto

Figura 50: Gráfico do perfil do potencial mátrico do solo em 8 de agosto

Figura 51: Gráfico do perfil de carga hidráulica do solo em 8 de agosto

Figura 52: Gráfico do perfil de umidade do solo em 16 de outubro

Figura 53: Gráfico do perfil do potencial mátrico do solo em 16 de outubro

Figura 54: Gráfico do perfil de carga hidráulica do solo em 16 de outubro

Em 3 de julho, ainda em período de seca, o solo apresenta comportamento equivalente ao observado em 5 de maio, conforme caracterizado por dados das Figuras 46, 47 e 48. A situação pode ser resumida de acordo com a discussão apresentada para os gráficos das figuras 40, 41 e 42: tanto no campo, como no lisímetro, o sistema encontra-se em equilíbrio, sem movimento de umidade devido à deficiência hídrica do período.

Os valores apresentados nas figuras 49, 50 e 51, referentes ao dia 8 de agosto, mostram novamente a situação no solo após chuvas esparsas, indicando uma semelhança qualitativa com o comportamento observado no dia 24 de maio. O gráfico de umidade, apresentado em campo demonstra que, a frente de umidade não atinge grandes profundidades, conforme apresentado pela figura 49. O lisímetro apresenta alta umidade na camada inferior do solo devido à barreira capilar existente nessa camada, conforme anteriormente discutido.

As figuras 52, 53 e 54 apresentam, respectivamente, os dados de umidade, potencial mátrico e carga hidráulica medidos no dia 21 de outubro de 2002. Esses dados caracterizam o final do período seco do ano. A umidade em campo, ao longo do perfil do solo, apresenta-se baixa (aproximadamente 2,5%), com uma pequena variação, na profundidade de 0,80 m, indicando a umidade residual (1,8%). Devido à curva característica (tensão x umidade, item 3.4.2), essa pequena variação de umidade acarreta uma grande elevação do valor da tensão de sucção do solo, de 2,5 m na profundidade de 0,20 m para 6 m na profundidade de 0,80 m.

No lisímetro, a umidade na camada inferior conserva-se com altos valores, devido à barreira capilar, no entanto, o valor cai para 25%, evidenciando que sua condição extrema de deficiência hídrica, mesmo em camadas de areia fina da barreira capilar perde água, devido ao aumento de temperatura média (25,9°C) no início da primavera. As camadas sobrejacentes apresentam-se extremamente secas (umidade menor que 5%), estando o sistema praticamente em equilíbrio hidráulico, conforme verificado na figura 54.

Figura 55: Gráfico do perfil de umidade do solo em 27 de dezembro

Figura 56: Gráfico do perfil do potencial mátrico do solo em 27 de dezembro

Figura 57: Gráfico do perfil de carga hidráulica do solo em 27 de dezembro

As figuras 53, 54 e 55 apresentam dados do dia 27 de dezembro, caracterizando-se o início do período chuvoso. Tanto no campo, como no lisímetro, observa-se uma reposição de umidade em todas as camadas em monitoradas. A umidade na superfície em campo (26%) é aparentemente maior que no lisímetro (13%). No entanto, essa discrepância decorre de um possível mau funcionamento do tensiômetro a 0,20 m de profundidade no campo, conforme já descrito no item 4.2.

A alta umidade (22%) observada a 1,10 m no campo pode resultar da passagem de uma frente de umedecimento correspondente às precipitações ocorridas 04 dias antes da coleta de dados.

A baixa umidade (14%) observada na superfície do lisímetro decorre do fenômeno da evapotranspiração acentuada pelos altos valores de temperatura média (25,2°C) e insolação do período.

O gradiente hidráulico observado no lisímetro indica um possível movimento descendente de água, dando início ao processo de recarga do aquífero no novo ciclo hidrológico.

A utilização de tensiômetros para o estudo do movimento de umidade no solo mostrou-se realista, de acordo com as análises apresentadas anteriormente. A situação pode ser descrita para diferentes situações de disponibilidade hídrica (período chuvoso, seco, após chuvas esparsas) através da interpretação das curvas de umidade, tensão de sucção e carga hidráulica. Em alguns gráficos fica evidente o mau funcionamento de alguns tensiômetros, evidenciando as dificuldades de operação contínua desses equipamentos por longos períodos.

5.4 Evapotranspiração

Uma das mais importantes tarefas, quanto a avaliação e gerenciamento de recursos hídricos, é a realização de um balanço hídrico, para estimativa de recursos disponíveis. Nessa operação são considerados os vários processos pertencentes ao ciclo hidrológico. Um dos fenômenos de maior incerteza em sua determinação é a evapotranspiração. Frequentemente, em estudos de balanço hídrico (SCOZZAFVA e TALLINI, 2001), são utilizados modelos teóricos para estimativa da evapotranspiração. Infelizmente, esses modelos teóricos foram desenvolvidos para o

Hemisfério Norte, pressupondo condições de disponibilidade hídrica constante. Para regiões caracterizadas por períodos seco e chuvoso distintos e claramente definidos, esses métodos podem conduzir erros grosseiros.

Com o lisímetro operado para determinação da taxa de recarga potencial máxima para o Aquífero Guarani, pode ser determinada também a evapotranspiração real, utilizando-a para avaliação dos modelos teóricos de estimativa da evapotranspiração potencial.

No cálculo do balanço hídrico, devem ser consideradas algumas características específicas do lisímetro: a superfície do lisímetro é horizontal e delimitada por uma mureta de 10 cm de altura, tornando desprezível o escoamento superficial ($R = 0$); o lisímetro é um sistema fechado lateral e inferiormente, não permitindo perdas ou ganhos por escoamento subterrâneo.

Portanto a equação do balanço hídrico para o lisímetro pode ser simplificada para:

$$P - I - Et - U = 0$$

onde P é a precipitação, I a infiltração medida no tanque coletor e Et a evapotranspiração (todos os dados em mm). Nessa relação, é considerada também a variação da umidade volumétrica (U) no solo, decorrente da evapotranspiração, principalmente no período seco do ano. A variação mensal de umidade no lisímetro foi determinada integrando-se os perfis de umidade do solo, observados no início ($U_{inicial}$) e no final (U_{final}) do mês. A figura 58 apresenta esquematicamente a variação de umidade (área hachurada) ao longo do perfil do solo.

Figura 58: Variação da umidade no perfil do solo

A área demarcada na figura 58 representa a variação de umidade, em m, no período desejado. Multiplicando esse perfil de umidade pela área de exposição do lisímetro, obtém-se o volume de água acumulado no solo. Se a relação $U = U_{final} - U_{inicial}$ apresentar sinal positivo, caracteriza um acúmulo de água no solo; se possuir sinal negativo, caracteriza perda de água por evapotranspiração. Convertendo-se o volume de água retido no solo em mm, a evapotranspiração real pode, então, ser determinada a partir da equação:

$$Et_r = P - I - U$$

Como o lisímetro foi operado no período de janeiro a dezembro de 2002, os métodos de Penman e Thornthwaite foram aplicados nesse mesmo período. Os dados meteorológicos, apresentados anexos nas Tabelas A.25 a A.36, utilizados para a aplicação dos métodos teóricos foram obtidos na Estação Hidrometeorológica do CRHEA. Os dados de evapotranspiração foram comparados com dados obtidos no lisímetro, apresentados na Tabela 6.

Tabela 6: Dados mensais de precipitação, infiltração e valores estimados de evapotranspiração potencial e real.

	Precipitação (mm)	Infiltração (mm)	Etr (L) (mm)	Etp (T) (mm)	Etp (P) (mm)
jan	431,20	334,51	17,09	109,64	158,70
fev	291,60	288,58	55,62	110,30	170,05
mar	104,00	16,36	41,64	128,83	176,95
abr	8,60	38,00	64,50	100,09	136,79
maio	58,30	0,04	-71,64	62,62	90,11
jun	0,00	0,00	32,30	57,39	83,74
jul	3,30	0,00	-38,70	42,63	82,16
agos	97,50	0,00	62,10	87,66	129,08
set	41,50	0,00	72,10	68,07	121,32
out	65,40	0,00	169,00	132,61	180,53
nov	184,8	28,4	63,68	137,22	169,44
dez	130,7	82,49	73,01	132,44	168,71
Σ	1416,90	788,40	540,70	1169,51	1667,60

Observa-se na Tabela 6 a evapotranspiração no lisímetro, considerando-se a precipitação, a infiltração e variação de umidade. Essa variação permite visualizar que o fenômeno de evapotranspiração não pode ser interpretado mensalmente, o comportamento da evapotranspiração está diretamente ligado ao mês anterior.

No mês de abril coletou-se infiltração decorrente da precipitação do fim do mês de março, devido ao tempo de percolação da água até o sistema de drenagem. Nesse mês foi possível observar uma evapotranspiração de 64,5 mm, decorrente da disponibilidade hídrica cedida dos meses anteriores (período chuvoso). Observa-se para os meses de maio e julho houve um acúmulo de água no lisímetro de 71,6 mm e 38,7 mm, respectivamente, considerando-se a evapotranspiração nula nesse período. No mês de outubro observou-se uma evapotranspiração de 169 mm, decorrente da elevação de temperatura e a baixa umidade relativa do ar. Observa-se que métodos teóricos estimam valores de evapotranspiração nesse mês com elevação considerável.

Considerando-se a ligação de disponibilidade hídrica de um mês para o outro, é possível que esse fenômeno ocorra anualmente, visualizando-se um acúmulo de 87,8 mm de água no lisímetro no período em estudo.

Na Figura 59 são apresentados graficamente os valores de evapotranspiração teóricos e reais para o período de estudo. Observou-se que os métodos de Penman e

Thornthwaite superestimaram os dados de evapotranspiração, tanto para o período úmido como para o período seco. Os dados obtidos pelo método de Thornthwaite apresentam-se mais próximos dos dados reais, principalmente no período de seca.

Figura 59: Dados de evapotranspiração potencial e real

Observou-se que, no período seco do ano, não ocorre evapotranspiração considerável, devido à baixa disponibilidade hídrica e à baixa temperatura. Com base na análise da umidade disponível no solo, constatou-se acúmulo de água no lisímetro nos meses de maio e julho. No mês de maio, obteve-se um acúmulo de 71,6 mm e no mês de julho, houve um acúmulo de 38,7 mm de água no lisímetro. No mês de junho, ocorreu uma perda total por evapotranspiração de 32,3 mm.

No período de maio a outubro, a precipitação ocorrida não foi suficiente para umedecer o solo e permitir infiltração até a profundidade do sistema de drenagem. Mesmo a partir de agosto, quando se observa algumas chuvas isoladas, não foi observado acúmulo de água no reservatório de coleta. Essa etapa do ano corresponde, aproximadamente, ao período de primavera. A umidade disponibilizada

pela precipitação é consumida pela evapotranspiração real, decorrente do aumento de temperatura.

Figura 60: Dados acumulados de precipitação, infiltração e evapotranspiração de janeiro a dezembro de 2002

A Figura 60 apresenta os valores acumulados para o período de observação (janeiro a dezembro de 2002). Pode-se observar que a $Et_{\text{potencial}}$ estimada pelo método de Penman (1667,6 mm) supera o volume precipitado no mesmo período (1416,9 mm). Esse valor corresponde a 260% do valor real determinado com o auxílio do lisímetro (651,04 mm). A evapotranspiração de 1169,51 mm, estimada pelo método de Thornthwaite, aproxima-se mais da realidade, no entanto, resulta ainda em 180% da evapotranspiração real.

6 Conclusão

Utilizando-se um lisímetro preenchido com solo da zona de afloramento do Aquífero Guarani (solo arenoso), verificou-se que a taxa de recarga direta potencial foi estimada em 788,40 mm, correspondendo a 55,6% da precipitação de 1416,90 mm registrada em 2002.

Devido à característica do solo arenoso de alta permeabilidade (baixa capacidade de retenção de água), a infiltração de excedentes de precipitação processa-se rapidamente. A vegetação de cobertura, caracterizado por gramíneas de sistema radicular de pequena penetração (aproximadamente 30cm) consegue extrair água somente da camada superficial. O movimento ascendente de água por capilaridade não ocorre, devido à presença de poros relativamente grandes do material arenoso. Esse fato é evidenciado pelos altos valores de umidade observados no lisímetro, devido à presença de uma barreira capilar sobre o sistema de drenagem.

Estudos do comportamento da água no solo demonstraram que a recarga em aquíferos subterrâneos ocorre somente em períodos de chuva, principalmente de dezembro a fevereiro, representando 90% do total infiltrado. Para o período seco as precipitações esparsas não são suficientes para suprir o déficit de umidade do solo, até a profundidade de 1,10 m. Apesar da baixa precipitação nesse período, as perdas por evapotranspiração são pequenas. Isso ocorre devido à deficiência hídrica natural e às baixas temperaturas médias do ar. Nesse período não se observa um crescimento da vegetação de cobertura.

Pelos métodos de Penman e Thornthwaite foram estimados valores de evapotranspiração, para o caso em estudo, de 1667,6 mm e 1169,5 mm, respectivamente. Esses valores aproximam-se da precipitação total do período (1416,9 mm). No caso do método de Penman até a superaram sendo, portanto, muito elevados. Em contrapartida, a evapotranspiração real medida com auxílio de um lisímetro atingiu apenas 651 mm, em função da limitada disponibilidade hídrica no período seco do ano.

Com vistas à realização de um balanço hídrico, os métodos de Penman e Thornthwaite para estimar a evapotranspiração não apresentaram resultados compatíveis para o caso estudado. De uma forma geral, os métodos teóricos não se

adaptam ao solo arenoso (com baixa capacidade de retenção de água) e à cobertura vegetal caracterizada por gramíneas de raízes pouco profundas (aproximadamente 30 cm). Esses métodos pressupõem disponibilidade hídrica constante no solo e não levam em consideração, dados de precipitação. Portanto não devem ser utilizados em locais de clima com verão quente e úmido e inverno frio e seco, características de boa parte da superfície brasileira.

O monitoramento da umidade no solo, através da operação de tensiômetros em diferentes profundidades, mostrou-se, ao mesmo tempo interessante e problemática. Interessante no sentido que permitiu a observação de alguns fenômenos relevantes para a interpretação dos resultados obtidos:

- o comportamento da água em campo e no lisímetro são diferentes, em função da profundidade limitada do lisímetro e da presença involuntária de uma barreira capilar. O efeito da barreira capilar, caracterizado pela manutenção de valores altos de umidade próximo ao sistema de drenagem foi detectado somente pela análise dos valores medidos no tensiômetro.
- o fenômeno de ascensão capilar é praticamente inexistente, em função da granulometria relativamente uniforme do material arenoso. Conseqüentemente os poros têm dimensões grandes, resultando em valores baixos de tensão capilar.

Por outro lado, a operação dos tensiômetros mostrou-se extremamente problemática. As principais dificuldades encontradas foram: erros sistemáticos de leitura, devido ao mau funcionamento de alguns tensiômetros; perda de dados, devido à interferência de animais (bovinos).

ANEXOS

Tabela A.1: Dados de precipitação e infiltração (janeiro de 2002)

janeiro		
	Precipitação	Infiltração
Dia	mm	mm
1	0,0	
2	12,5	
3	0,0	
4	0,0	
5	1,7	
6	0,0	
7	28,6	1,6
8	26,3	9,6
9	96,6	22,1
10	0,2	26,6
11	7,8	9,0
12	1,5	0,0
13	58,7	0,0
14	20,0	75,1
15	9,5	0,0
16	0,4	35,0
17	0,0	0,0
18	0,0	0,0
19	0,0	0,0
20	45,2	0,0
21	8,2	35,7
22	0,9	12,1
23	33,3	21,1
24	0,0	20,4
25	0,3	5,5
26	2,8	0,0
27	1,1	0,0
28	4,8	9,7
29	47,1	22,4
30	0,0	18,7
31	23,7	9,9

Tabela A.2: Dados de precipitação e infiltração (fevereiro de 2002)

fevereiro		
	Precipitação	Infiltração
Dia	mm	mm
1	4,5	10,7
2	67,7	0,0
3	0,0	0,0
4	0,0	93,2
5	0,0	10,2
6	0,0	2,9
7	4,5	1,6
8	12,6	1,6
9	30,3	0,0
10	22,4	0,0
11	17,4	0,0
12	0,0	0,0
13	11,1	59,1
14	22,0	1,6
15	20,3	20,6
16	0,0	0,0
17	5,5	0,0
18	0,0	20,4
19	0,0	2,2
20	0,0	1,4
21	8,3	1,9
22	23,2	0,9
23	6,7	0,0
24	33,7	0,0
25	0,0	51,4
26	0,0	4,7
27	0,8	3,6
28	0,6	0,7

Tabela A.3: Dados de precipitação e infiltração (março de 2002)

março		
Dia	Precipitação	Infiltração
	mm	mm
1	0,1	2,9
2	0,1	0,0
3	5,9	0,0
4	0,7	3,4
5	9,3	1,2
6	0,0	0,0
7	0,0	0,0
8	0,0	1,7
9	0,4	0,0
10	0,0	0,0
11	0,0	0,9
12	0,0	0,9
13	0,0	0,9
14	12,3	0,9
15	8,6	0,9
16	0,0	0,0
17	0,0	1,0
18	0,0	0,9
19	0,1	0,9
20	0,0	0,0
21	0,0	0,0
22	0,0	0,0
23	0,0	0,0
24	7,1	0,0
25	13,4	0,0
26	1,1	0,0
27	0,0	0,0
28	44,9	0,0
29	0,0	0,0
30	0,0	0,0
31	0,0	0,0

Tabela A.4: Dados de precipitação e infiltração (abril de 2002)

abril		
Dia	Precipitação	Infiltração
	mm	mm
1	0,0	22,4
2	0,0	13,0
3	0,0	0,0
4	0,3	0,0
5	0,0	2,1
6	8,3	0,0
7	0,0	0,0
8	0,0	0,5
9	0,0	0,0
10	0,0	0,0
11	0,0	0,0
12	0,0	0,0
13	0,0	0,0
14	0,0	0,0
15	0,0	0,0
16	0,0	0,0
17	0,0	0,0
18	0,0	0,0
19	0,0	0,0
20	0,0	0,0
21	0,0	0,0
22	0,0	0,0
23	0,0	0,0
24	0,0	0,0
25	0,0	0,0
26	0,0	0,0
27	0,0	0,0
28	0,0	0,0
29	0,0	0,0
30	0,0	0,0

Tabela A.5: Dados de precipitação e infiltração (maio de 2002)

maio		
Dia	Precipitação	Infiltração
	mm	mm
1	0,0	0,0
2	0,0	0,0
3	3,4	0,0
4	3,3	0,0
5	0,0	0,0
6	0,7	0,0
7	0,3	0,0
8	0,0	0,0
9	0,0	0,0
10	0,0	0,0
11	0,0	0,0
12	0,0	0,0
13	0,0	0,0
14	0,0	0,0
15	0,0	0,0
16	0,0	0,0
17	4,7	0,0
18	0,0	0,0
19	0,0	0,0
20	23,8	0,0
21	19,9	0,0
22	2,2	0,0
23	0,0	0,0
24	0,0	0,0
25	0,0	0,0
26	0,0	0,0
27	0,0	0,0
28	0,0	0,0
29	0,0	0,0
30	0,0	0,0
31	0,0	0,0

Tabela A.6: Dados de precipitação e infiltração (junho de 2002)

junho		
Dia	Precipitação	Infiltração
	mm	mm
1	0,0	0,0
2	0,0	0,0
3	0,0	0,0
4	0,0	0,0
5	0,0	0,0
6	0,0	0,0
7	0,0	0,0
8	0,0	0,0
9	0,0	0,0
10	0,0	0,0
11	0,0	0,0
12	0,0	0,0
13	0,0	0,0
14	0,0	0,0
15	0,0	0,0
16	0,0	0,0
17	0,0	0,0
18	0,0	0,0
19	0,0	0,0
20	0,0	0,0
21	0,0	0,0
22	0,0	0,0
23	0,0	0,0
24	0,0	0,0
25	0,0	0,0
26	0,0	0,0
27	0,0	0,0
28	0,0	0,0
29	0,0	0,0
30	0,0	0,0

Tabela A.7: Dados de precipitação e infiltração (julho de 2002)

julho		
Dia	Precipitação	Infiltração
	mm	mm
1	0,0	0,0
2	0,0	0,0
3	0,0	0,0
4	0,0	0,0
5	0,0	0,0
6	0,0	0,0
7	0,0	0,0
8	0,0	0,0
9	0,0	0,0
10	0,0	0,0
11	0,0	0,0
12	1,8	0,0
13	0,2	0,0
14	0,0	0,0
15	0,0	0,0
16	0,0	0,0
17	0,0	0,0
18	0,0	0,0
19	0,0	0,0
20	0,0	0,0
21	0,5	0,0
22	0,8	0,0
23	0,0	0,0
24	0,0	0,0
25	0,0	0,0
26	0,0	0,0
27	0,0	0,0
28	0,0	0,0
29	0,0	0,0
30	0,0	0,0
31	0,0	0,0

Tabela A.8: Dados de precipitação e infiltração (agosto de 2002)

agosto		
Dia	Precipitação	Infiltração
	mm	mm
1	18,0	0,0
2	20,0	0,0
3	25,0	0,0
4	0,0	0,0
5	0,0	0,0
6	0,0	0,0
7	21,7	0,0
8	0,0	0,0
9	0,0	0,0
10	0,0	0,0
11	0,0	0,0
12	0,0	0,0
13	0,0	0,0
14	0,0	0,0
15	0,0	0,0
16	0,0	0,0
17	0,0	0,0
18	0,0	0,0
19	0,0	0,0
20	0,0	0,0
21	0,0	0,0
22	0,0	0,0
23	0,0	0,0
24	0,0	0,0
25	0,0	0,0
26	0,0	0,0
27	0,0	0,0
28	0,0	0,0
29	0,0	0,0
30	12,8	0,0
31	0,0	0,0

Tabela A.9: Dados de precipitação e infiltração (setembro de 2002)

setembro		
Dia	Precipitação	Infiltração
	mm	mm
1	14,0	0,0
2	0,0	0,0
3	0,0	0,0
4	0,0	0,0
5	0,0	0,0
6	0,0	0,0
7	6,2	0,0
8	0,0	0,0
9	0,0	0,0
10	0,0	0,0
11	0,0	0,0
12	0,0	0,0
13	0,0	0,0
14	0,0	0,0
15	0,9	0,0
16	0,3	0,0
17	1,2	0,0
18	0,0	0,0
19	0,0	0,0
20	0,0	0,0
21	13,8	0,0
22	1,3	0,0
23	1,5	0,0
24	2,3	0,0
25	0,0	0,0
26	0,0	0,0
27	0,0	0,0
28	0,0	0,0
29	0,0	0,0
30	0,0	0,0

Tabela A.10: Dados de precipitação e infiltração (outubro de 2002)

outubro		
Dia	Precipitação	Infiltração
	mm	mm
1	0,0	0,0
2	9,1	0,0
3	0,0	0,0
4	0,0	0,0
5	0,0	0,0
6	0,0	0,0
7	1,1	0,0
8	0,0	0,0
9	0,0	0,0
10	0,0	0,0
11	0,0	0,0
12	0,0	0,0
13	0,5	0,0
14	0,0	0,0
15	0,0	0,0
16	0,0	0,0
17	0,0	0,0
18	0,0	0,0
19	0,0	0,0
20	0,0	0,0
21	0,0	0,0
22	5,2	0,0
23	0,0	0,0
24	0,0	0,0
25	0,4	0,0
26	13,4	0,0
27	0,0	0,0
28	0,0	0,0
29	0,0	0,0
30	35,7	0,0
31	0,0	0,0

Tabela A.11: Dados de precipitação e infiltração (novembro de 2002)

novembro		
	Precipitação	Infiltração
Dia	mm	mm
1	0,0	0,0
2	0,0	0,0
3	0,0	0,0
4	0,0	0,0
5	2,0	0,0
6	0,0	0,0
7	0,0	0,0
8	0,0	0,0
9	0,0	0,0
10	0,0	0,0
11	4,1	0,0
12	7,3	0,0
13	8,2	0,0
14	0,3	0,0
15	27,1	0,0
16	7,2	0,0
17	0,0	0,0
18	0,0	0,0
19	79,0	0,0
20	0,0	11,0
21	1,0	5,5
22	1,2	3,4
23	0,0	2,1
24	3,2	0,9
25	0,0	0,3
26	30,8	0,5
27	2,2	0,3
28	0,0	0,0
29	0,0	1,2
30	11,2	3,1

Tabela A.12: Dados de precipitação e infiltração (dezembro de 2002)

dezembro		
	Precipitação	Infiltração
Dia	mm	mm
1	1,3	1,7
2	7,5	0,9
3	0,0	1,4
4	0,0	1,7
5	7,5	0,7
6	0,0	0,9
7	0,0	1,0
8	1,5	0,5
9	3,8	0,3
10	0,0	0,2
11	2,3	0,0
12	0,2	1,0
13	0,0	0,0
14	19,0	0,3
15	0,3	0,7
16	63,5	1,4
17	6,0	41,3
18	0,0	1,7
19	0,0	17,2
20	0,0	3,4
21	6,2	2,6
22	4,0	1,7
23	6,4	0,9
24	0,7	0,0
25	0,0	0,0
26	0,0	0,0
27	0,0	0,9
28	0,0	0,0
29	0,5	0,0
30	0,0	0,0
31	0,0	0,0

Tabela A.13: Dados de potencial mátrico e umidade (janeiro)

janeiro								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
4	0,40	0,81	0,51	0,19	0,91	0,77	0,75	0,36
7	0,21	0,83	0,43	0,20	0,37	...	0,80	0,98
8	0,46	0,62	0,33	0,17	0,67	0,20	0,39	0,17
9	0,37	0,57	0,30	0,12	0,47	...	0,40	0,18
10	0,53	0,72	0,41	0,17	0,69	0,25	0,24	1,12
11	0,43	0,76	0,43	0,19	0,58	0,26	0,65	0,30
14	0,38	0,70	0,33	0,19	0,52	0,14	0,46	0,29
16	0,35	0,76	0,41	0,20	0,72	0,22	0,63	0,35
18	0,21	0,80	0,46	0,21	0,83	0,22	0,63	0,13
21	0,36	0,70	0,37	0,21	0,56	0,12	0,45	0,30
23	0,35	0,66	0,28	0,19	0,49	0,09	0,42	0,46
25	0,40	0,77	0,42	0,22	0,75	0,21	0,49	0,34
28	0,36	0,83	0,47	0,24	0,80	0,38	0,61	0,40
30	0,26	0,71	0,36	0,21	0,66	0,24	0,44	0,31

dia	<i>umidade (%)</i>							
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
4	19,71	8,38	14,82	36,65	7,22	8,99	9,20	21,68
7	34,57	8,06	17,82	35,31	21,32	...	8,47	6,57
8	16,75	11,70	23,50	38,02	10,65	35,37	20,20	38,26
9	21,13	12,98	26,31	43,33	16,36	...	19,52	36,89
10	14,02	9,70	19,03	38,02	10,17	30,30	31,64	5,53
11	17,84	9,10	17,82	36,65	12,66	29,14	11,02	26,09
14	20,40	10,15	23,50	36,65	14,53	42,12	16,60	27,10
16	22,70	9,10	19,03	35,31	9,72	32,76	11,57	22,48
18	34,57	8,55	16,72	33,98	8,07	32,76	11,57	42,29
21	21,89	10,15	21,09	33,98	13,36	43,39	17,13	26,09
23	22,70	10,88	27,34	36,65	15,40	46,69	18,26	16,61
25	19,71	8,91	18,41	32,70	9,31	34,05	15,61	23,31
28	21,89	8,06	16,21	31,45	8,57	20,84	11,86	19,53
30	29,60	9,92	21,86	33,98	10,90	31,51	17,68	25,11

Tabela A.14: Dados de potencial mátrico e umidade (fevereiro)

fevereiro								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
1	0,38	0,75	0,36	0,21	0,54	0,15	0,46	0,36
4	0,29	0,73	0,38	0,17	0,73	0,33	0,51	0,13
6	0,24	0,82	0,45	0,22	1,09	0,85	0,88	0,64
8	0,24	0,85	0,51	0,25	0,63	0,63	0,68	0,26
13	0,55	0,73	0,38	0,19	0,75	0,49	0,59	0,30
15	0,33	0,62	0,28	0,17	0,56	0,35	0,36	0,06
18	0,56	0,73	0,41	0,19	0,71	0,55	0,68	0,40
20	0,66	0,76	0,42	0,19	0,82	0,59	0,75	0,35
22	0,31	0,80	0,45	0,21	0,35	0,25	0,83	0,29
25	0,48	0,66	0,33	0,17	0,67	0,45	0,56	0,27
27	0,62	0,68	0,41	0,19	0,83	0,59	0,71	0,55

dia	umidade (%)							
1	20,40	9,29	21,86	33,98	13,73	40,80	16,60	21,68
4	26,36	9,49	20,37	38,02	9,51	24,08	14,72	42,29
6	30,77	8,22	17,26	32,70	5,74	7,82	7,55	11,29
8	30,77	7,91	14,82	30,25	11,44	11,54	10,51	29,29
13	13,64	9,49	20,37	36,65	9,31	15,56	12,49	26,09
15	23,54	11,70	27,34	38,02	13,36	22,37	21,67	48,34
18	13,27	9,49	19,03	36,65	9,94	13,49	10,51	19,53
20	10,83	9,10	18,41	36,65	8,23	12,45	9,20	22,48
22	25,37	8,55	17,26	33,98	22,09	30,30	8,15	27,10
25	15,75	10,88	23,50	38,02	10,65	17,07	13,17	28,17
27	11,65	10,38	19,03	36,65	8,07	12,45	9,82	13,54

Tabela A.15: Dados de potencial mátrico e umidade (março)

março								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
1	0,62	0,76	0,42	0,19	0,81	0,58	0,73	0,22
4	0,79	0,78	0,46	0,19	0,95	0,63	0,88	0,20
6	0,57	0,80	0,47	0,20	0,63	0,58	0,98	0,51
8	0,75	0,80	0,47	0,20	0,75	0,53	0,95	0,73
11	1,11	0,80	0,47	0,19	1,14	0,61	1,02	0,73
13	1,48	0,82	0,48	0,20	1,67	0,85	0,99	0,83
15	0,55	0,82	0,48	0,20	0,96	1,30	1,14	0,89
18	0,67	0,82	0,50	0,21	0,85	1,42	1,17	0,74
20	1,04	0,83	0,50	0,21	1,59	1,98	1,37	1,13
22	1,38	0,83	0,50	0,21	2,21	2,20	0,71	0,41
25	1,03	0,85	0,51	0,22	1,25	3,13	0,89	0,30
29	0,53	0,65	0,31	0,19	0,66	0,38	0,39	0,21

dia	<i>umidade (%)</i>							
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
1	11,65	9,10	18,41	36,65	8,40	12,78	9,61	32,92
4	8,70	8,73	16,72	36,65	6,85	11,54	7,55	35,54
6	12,92	8,55	16,21	35,31	11,44	12,78	6,56	14,73
8	9,26	8,55	16,21	35,31	9,31	14,26	6,79	9,61
11	5,55	8,55	16,21	36,65	5,41	11,83	6,25	9,61
13	3,83	8,22	15,73	35,31	3,27	7,82	6,46	8,15
15	13,64	8,22	15,73	35,31	6,74	4,56	5,37	7,42
18	10,58	8,22	15,26	33,98	7,92	4,03	5,22	9,40
20	6,08	8,06	15,26	33,98	3,48	2,61	4,23	5,45
22	4,20	8,06	15,26	33,98	2,26	2,26	9,82	18,89
25	6,18	7,91	14,82	32,70	4,78	1,42	7,42	26,09
29	14,02	11,14	25,33	36,65	10,90	20,84	20,20	34,21

Tabela A.16: Dados de potencial mátrico e umidade (abril)

abril								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
1	0,64	0,73	0,42	0,19	0,77	0,55	0,61	0,10
3	0,74	0,77	0,45	0,20	0,96	0,61	0,65	0,24
5	0,87	0,78	0,45	0,20	1,16	0,78	0,73	0,16
8	1,09	0,80	0,46	0,20	1,68	0,82	0,56	0,08
10	1,27	0,81	0,48	0,21	1,87	0,93	0,58	0,10
12	1,63	0,82	0,50	0,21	2,47	1,17	0,70	0,10
15	3,14	0,83	0,50	0,20	4,40	3,69	1,14	0,55
17	5,05	0,85	0,51	0,21	4,68	3,42	1,18	0,20
19	5,84	0,87	0,53	0,22	5,51	3,68	1,34	1,33
22	6,15	0,90	0,55	0,24	5,36	3,59	1,52	1,66
24	6,48	0,91	0,57	0,25	5,10	4,32	1,50	1,81
26	6,61	0,94	0,57	0,19	6,05	3,58	1,77	1,97
29	6,63	0,96	0,62	0,21	2,71	3,84	2,55	1,27

<i>umidade (%)</i>								
dia								
1	11,37	9,49	18,41	36,65	8,92	13,49	11,86	45,83
3	9,46	8,91	17,26	35,31	6,74	11,83	11,02	31,66
5	7,59	8,73	17,26	35,31	5,26	8,81	9,61	39,62
8	5,72	8,55	16,72	35,31	3,24	8,29	13,17	46,80
10	4,70	8,38	15,73	33,98	2,82	7,01	12,82	45,83
12	3,37	8,22	15,26	33,98	1,94	5,21	10,04	45,83
15	1,42	8,06	15,26	35,31	0,91	1,15	5,37	13,54
17	0,76	7,91	14,82	33,98	0,84	1,26	5,14	35,54
19	0,63	7,62	14,00	32,70	0,68	1,15	4,34	4,39
22	0,59	7,34	13,62	31,45	0,70	1,19	3,69	3,29
24	0,55	7,21	12,90	30,25	0,75	0,93	3,77	2,93
26	0,54	6,96	12,90	36,65	0,60	1,19	3,01	2,61
29	0,53	6,73	11,64	33,98	1,72	1,09	1,86	4,68

Tabela A.17: Dados de potencial mátrico e umidade (maio)

maio								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
1	7,11	0,97	0,64	0,25	4,45	3,13	3,40	2,52
3	7,19	1,02	0,67	0,28	3,61	3,29	3,95	2,61
6	6,48	0,97	0,62	0,21	3,83	3,26	3,35	2,35
8	6,34	0,97	0,61	0,21	4,49	3,13	3,25	2,35
10	6,24	0,97	0,61	0,28	4,98	3,21	3,57	2,21
13	5,78	0,83	0,27	0,21	...	3,29	4,85	2,42
15	6,41	1,72	0,31	0,24	3,15	3,17	5,54	2,53
17	6,59	1,79	0,31	0,26	0,87	3,89	5,83	2,65
20	0,47	1,05	0,31	0,21	0,56	1,65	4,41	1,75
22	0,53	0,67	0,21	0,20	0,57	0,35	4,12	1,67
24	0,66	0,76	0,22	0,15	0,71	0,46	0,68	1,00
27	0,79	0,83	0,26	0,15	0,96	0,68	0,70	0,83
29	0,86	0,86	0,27	0,17	1,12	0,75	0,78	1,33
31	0,90	0,78	0,23	0,29	1,11	0,69	0,73	0,00

dia	<i>umidade (%)</i>							
1	0,49	6,61	11,36	30,25	0,90	1,42	1,28	1,89
3	0,48	6,20	10,57	27,98	1,18	1,33	1,05	1,81
6	0,55	6,61	11,64	33,98	1,09	1,35	1,30	2,08
8	0,56	6,61	11,93	33,98	0,89	1,42	1,36	2,08
10	0,58	6,61	11,93	27,98	0,77	1,38	1,19	2,26
13	0,64	8,06	28,42	33,98	...	1,33	0,80	2,00
15	0,56	3,14	25,33	31,45	1,41	1,40	0,67	1,88
17	0,54	2,97	25,33	29,09	7,63	1,07	0,63	1,77
20	16,24	6,00	25,33	33,98	13,36	3,32	0,91	3,06
22	14,02	10,63	34,50	35,31	13,00	22,37	0,99	3,27
24	10,83	9,10	33,20	40,74	9,94	16,54	10,51	6,41
27	8,70	8,06	29,54	40,74	6,74	10,48	10,04	8,07
29	7,74	7,76	28,42	38,02	5,49	9,18	8,83	4,42
31	7,32	8,73	31,94	26,92	5,57	10,25	9,61	49,62

Tabela A.18: Dados de potencial mátrico e umidade (junho)

junho								
Potencial Mátrico								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
3	0,95	0,92	0,36	0,20	1,24	0,92	1,00	1,65
5	1,16	0,92	0,31	0,21	1,51	1,03	0,93	1,70
7	1,16	0,90	0,30	0,20	1,64	1,12	1,03	1,65
10	1,50	1,11	0,45	0,24	0,14	1,48	1,34	2,08
12	1,72	1,10	0,41	0,24	...	1,72	1,29	2,31
14	1,49	0,83	0,30	0,20	...	1,95	1,22	2,40
17	1,92	1,05	0,30	0,22	...	2,33	1,47	2,06
19	2,07	0,86	0,26	0,20	1,92	2,64	...	1,65
25	3,19	1,11	0,50	0,20	3,78	2,69	1,55	0,90
27	3,91	1,60	0,35	0,24	3,63	2,68	1,71	1,99

dia	umidade (%)							
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
3	6,82	7,09	21,86	35,31	4,84	7,14	6,35	3,31
5	5,24	7,09	25,33	33,98	3,71	6,14	7,03	3,18
7	5,24	7,34	26,31	35,31	3,34	5,52	6,15	3,31
10	3,74	5,56	17,26	31,45	41,66	3,81	4,34	2,44
12	3,14	5,65	19,03	31,45	...	3,13	4,56	2,13
14	3,78	8,06	26,31	35,31	...	2,66	4,94	2,02
17	2,71	6,00	26,31	32,70	...	2,10	3,86	2,48
19	2,45	7,76	29,54	35,31	2,72	1,78	...	3,31
25	1,39	5,56	15,26	35,31	1,11	1,73	3,61	7,35
27	1,06	3,44	22,66	31,45	1,17	1,74	3,16	2,58

Tabela A.19: Dados de potencial mátrico e umidade (julho)

julho								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
1	3,51	1,11	0,48	0,30	2,40	2,29	2,15	1,64
3	4,23	1,60	0,35	0,25	2,45	2,58	2,39	2,33
5	4,99	0,92	0,32	0,25	...	2,62	3,22	2,52
9	2,98	1,23	0,43	0,17	0,28	1,17	1,53	0,58
11	4,30	2,36	0,74	0,24	1,38	2,25	3,36	1,69
18	4,05	2,17	0,51	0,30	4,42	2,08	3,90	1,98
30	4,14	2,07	0,36	0,24	...	1,79	5,92	2,04

<i>umidade (%)</i>								
dia								
1	1,22	5,56	15,73	25,91	2,02	2,15	2,33	3,34
3	0,96	3,44	22,66	30,25	1,97	1,84	2,03	2,10
5	0,77	7,09	24,39	30,25	...	1,80	1,37	1,89
9	1,52	4,90	17,82	38,02	27,66	5,21	3,65	12,66
11	0,94	2,07	9,45	31,45	4,21	2,20	1,30	3,21
18	1,01	2,31	14,82	25,91	0,90	2,45	1,06	2,60
30	0,99	2,46	21,86	31,45	...	2,98	0,62	2,50

Tabela A.20: Dados de potencial mátrico e umidade (agosto)

agosto								
Potencial Mátrico								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
1	0,60	3,83	1,45	0,41	0,35	1,36	6,62	3,85
6	0,62	0,77	0,35	0,14	0,43	0,34	0,68	2,65
8	0,61	0,76	0,27	0,16	0,67	0,38	0,50	1,78
13	0,76	0,88	0,45	0,16	0,52	0,67	0,71	0,80
15	0,85	0,96	0,47	0,20	0,80	0,80	0,79	1,02
20	0,99	1,02	0,51	0,19	0,58	1,14	1,03	1,01
22	1,08	1,14	0,55	0,21	0,73	1,26	0,99	1,26
27	1,16	1,02	0,55	0,19	0,71	2,81	1,16	1,53
29	1,45	1,33	0,56	0,21	1,38	2,83	1,37	1,53

dia	umidade (%)							
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
1	12,26	1,09	3,91	18,78	22,09	4,28	0,53	1,09
6	11,65	8,91	22,66	42,06	17,99	23,20	10,51	1,77
8	11,95	9,10	28,42	39,38	10,65	20,84	15,16	3,00
13	9,06	7,48	17,26	39,38	14,53	10,73	9,82	8,56
15	7,88	6,73	16,21	35,31	8,57	8,46	8,65	6,20
20	6,49	6,20	14,82	36,65	12,66	5,36	6,15	6,30
22	5,80	5,40	13,62	33,98	9,51	4,74	6,46	4,71
27	5,24	6,20	13,62	36,65	9,94	1,64	5,29	3,67
29	3,91	4,42	13,25	33,98	4,21	1,62	4,23	3,67

Tabela A.21: Dados de potencial mátrico e umidade (setembro)

setembro								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
3	0,60	0,76	0,47	0,11	0,67	0,96	1,00	0,48
5	0,71	0,86	0,52	0,24	0,86	1,35	1,29	1,25
10	0,71	0,87	0,45	0,24	0,49	1,38	1,48	1,64
12	0,72	0,87	0,45	0,22	0,69	1,62	1,63	1,61
17	0,94	0,94	0,50	0,20	0,82	2,15	1,43	1,94
19	0,99	1,07	0,50	0,21	...	2,24	1,72	2,04
24	0,51	1,00	0,56	0,22	...	2,92	1,63	1,19
26	0,58	0,91	0,51	0,22	...	2,20	1,55	...

dia	<i>umidade (%)</i>							
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
3	12,26	9,10	16,21	44,53	10,65	6,78	6,35	15,86
5	9,88	7,76	14,40	31,45	7,77	4,33	4,56	4,78
10	9,88	7,62	17,26	31,45	15,40	4,18	3,81	3,34
12	9,67	7,62	17,26	32,70	10,17	3,39	3,36	3,41
17	6,94	6,96	15,26	35,31	8,23	2,33	3,99	2,67
19	6,49	5,82	15,26	33,98	...	2,21	3,13	2,50
24	14,84	6,40	13,25	32,70	...	1,56	3,36	5,11
26	12,58	7,21	14,82	32,70	...	2,26	3,61	...

Tabela A.22: Dados de potencial mátrico e umidade (outubro)

outubro								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
4	0,72	1,00	0,51	0,22	0,19	3,63	2,20	1,72
8	0,80	0,97	0,46	0,20	0,14	3,53	...	1,94
10	1,16	0,55	0,50	0,22	0,14	3,02	2,57	1,89
16	3,41	2,33	0,65	0,24	0,08	3,94	4,31	2,52
18	5,40	3,00	1,28	0,33	1,79	3,55	4,99	2,81
21	2,08	1,54	1,67	0,30	2,46	3,54	5,79	2,90
23	6,71	4,10	1,64	0,36	0,51	4,04	6,12	3,40
25	6,38	4,84	1,86	0,38	0,25	4,23	5,77	3,15
28	1,35	3,53	2,40	0,44	0,44	3,00	6,06	3,40
30	0,38	2,89	3,02	0,51	0,20	0,65	6,22	3,59
31	1,15	0,31	1,48	0,40	0,37	0,55	6,04	2,55

dia	<i>umidade (%)</i>							
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
4	9,67	6,40	14,82	32,70	36,24	1,17	2,26	3,15
8	8,52	6,61	16,72	35,31	41,66	1,22	...	2,67
10	5,24	13,68	15,26	32,70	41,66	1,49	1,85	2,77
16	1,27	2,09	11,08	31,45	47,26	1,05	0,94	1,89
18	0,70	1,50	4,63	24,03	2,97	1,21	0,77	1,64
21	2,43	3,63	3,26	25,91	1,96	1,21	0,64	1,57
23	0,53	1,00	3,33	21,55	14,95	1,02	0,59	1,27
25	0,56	0,80	2,83	20,80	29,89	0,96	0,64	1,41
28	4,30	1,21	2,02	17,59	17,42	1,51	0,60	1,27
30	20,40	1,58	1,49	14,65	34,90	10,99	0,58	1,19
31	5,31	25,48	3,82	19,42	21,32	13,49	0,60	1,87

Tabela A.23: Dados de potencial mátrico e umidade (novembro)

novembro								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
5	0,82	0,60	0,53	0,50	0,44	0,74	4,75	3,72
6	0,89	0,56	0,46	0,34	0,52	0,84	5,73	3,39
8	0,84	0,61	0,53	0,31	0,46	0,88	3,23	2,32
11	1,15	1,09	0,88	0,54	0,34	1,59	5,01	3,95
13	0,50	0,97	0,80	0,50	0,25	1,67	4,61	3,42
15	0,33	0,27	0,53	0,50	0,20	0,17	4,18	2,47
18	0,62	0,46	0,36	0,30	0,43	0,45	1,51	3,22
20	0,57	0,48	0,28	0,25	0,46	0,46	0,47	0,54
22	0,66	0,58	0,41	0,10	0,38	0,58	0,69	0,67
25	0,79	0,68	0,47	0,24	0,34	0,78	0,85	0,81
27	0,47	0,38	0,46	0,24	0,34	0,58	0,85	0,81
29	0,58	0,48	0,37	0,22	0,34	0,49	0,84	1,04

dia	<i>umidade (%)</i>							
5	8,19	12,29	14,00	15,09	17,42	9,38	0,82	1,13
6	7,45	13,31	16,72	23,16	14,53	7,97	0,64	1,28
8	8,03	11,98	14,00	24,95	16,88	7,54	1,36	2,11
11	5,31	5,73	7,59	13,85	22,91	3,49	0,77	1,05
13	15,29	6,61	8,52	15,09	29,89	3,25	0,86	1,27
15	23,54	28,59	14,00	15,09	34,90	38,08	0,97	1,94
18	11,65	16,80	21,86	25,91	17,99	17,07	3,73	1,37
20	12,92	15,80	27,34	30,25	16,88	16,54	16,09	13,73
22	10,83	12,62	19,03	45,64	20,58	12,78	10,27	10,64
25	8,70	10,37	16,21	31,45	22,91	8,81	7,84	8,39
27	16,24	20,48	16,72	31,45	22,91	12,78	7,84	8,39
29	12,58	15,80	21,09	32,70	22,91	15,56	7,99	6,10

Tabela A.24: Dados de potencial mátrico e umidade (dezembro)

dezembro								
<i>Potencial Mátrico</i>								
dia	lisímetro				campo			
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
2	0,50	0,50	0,38	0,28	0,30	0,43	0,76	1,02
4	0,58	0,48	0,38	0,22	0,42	0,43	0,66	0,75
6	0,55	0,57	0,36	0,24	0,35	0,48	0,75	0,75
9	0,64	0,60	0,30	0,22	0,37	0,61	0,78	0,88
11	0,74	0,66	0,45	0,24	0,49	0,77	0,87	0,93
13	0,77	0,68	0,38	0,25	0,38	0,72	0,93	1,05
16	0,27	0,22	0,13	0,19	0,09	0,09	0,39	1,11
18	0,56	0,47	0,35	0,24	0,46	0,48	0,60	0,49
20	0,65	0,57	0,36	0,24	0,34	0,59	0,71	0,06
23	0,47	0,63	0,41	0,28	0,27	0,84	0,89	0,70
27	0,55	0,60	0,30	0,25	0,29	0,77	0,89	0,34
30	0,71	0,68	0,38	0,26	0,34	0,89	0,97	0,43

dia	<i>umidade (%)</i>							
	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m	0,20 m	0,50 m	0,80 m	1,10 m
2	15,29	15,34	20,37	27,98	25,62	18,20	9,01	6,20
4	12,58	15,80	20,37	32,70	18,59	18,20	10,76	9,31
6	13,64	12,96	21,86	31,45	22,09	16,04	9,20	9,31
9	11,37	12,29	26,31	32,70	21,32	11,83	8,83	7,49
11	9,46	10,86	17,26	31,45	15,40	8,99	7,69	6,97
13	8,88	10,37	20,37	30,25	20,58	9,80	7,03	6,01
16	28,47	33,41	42,57	36,65	46,35	46,69	20,20	5,57
18	13,27	16,29	22,66	31,45	16,88	16,04	12,17	15,39
20	11,10	12,96	21,86	31,45	22,91	12,45	9,82	48,02
23	16,24	11,40	19,03	27,98	28,75	7,97	7,42	10,16
27	13,64	12,29	26,31	30,25	26,61	8,99	7,42	22,90
30	9,88	10,37	20,37	29,09	22,91	7,40	6,68	17,98

Tabela A.25: Dados meteorológicos (janeiro)

Janeiro de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	21,5	2,24	0,0	0:42	69,2
2	23,8	3,63	12,5	10:42	63,6
3	25,1	2,48	0,0	11:48	54,6
4	25,4	2,80	0,0	7:48	65,0
5	25,4	3,04	1,7	6:42	64,8
6	25,4	4,56	0,0	9:30	61,2
7	20,9	1,73	28,6	0:24	72,0
8	23,2	4,51	26,3	3:06	70,4
9	22,5	3,39	96,6	1:48	69,4
10	23,0	3,28	0,2	0:12	70,6
11	23,0	7,72	7,8	1:06	71,8
12	22,9	3,36	1,5	1:12	71,6
13	21,3	4,69	58,7	0:12	72,0
14	20,9	3,61	20,0	0:30	73,6
15	22,0	7,23	9,5	3:12	72,4
16	19,3	11,66	0,4	4:30	68,4
17	21,0	10,58	0,0	2:48	59,0
18	21,5	8,94	0,0	11:18	67,8
19	22,0	2,93	0,0	12:18	71,2
20	22,3	0,85	45,2	1:06	73,6
21	24,0	1,30	8,2	8:12	67,2
22	25,9	3,53	0,9	9:42	65,0
23	25,0	1,99	33,3	2:54	67,4
24	26,2	3,76	0,0	10:18	66,6
25	24,3	3,75	0,3	7:06	68,8
26	25,7	3,28	2,8	8:48	67,4
27	25,5	3,54	1,1	7:36	67,6
28	24,9	3,82	4,8	7:42	69,6
29	25,0	1,80	47,1	4:00	73,6
30	24,1	1,67	0,0	3:18	73,2
31	25,8	4,25	23,7	8:42	71,8

Tabela A.26: Dados meteorológicos (fevereiro)

Fevereiro de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	20,7	3,46	4,5	4:30	73,6
2	20,4	5,99	67,7	7:28	71,0
3	18,9	9,10	0,0	10:30	64,8
4	22,1	2,06	0,0	11:00	61,4
5	23,8	2,62	0,0	12:12	61,2
6	24,4	3,02	0,0	8:18	65,0
7	21,4	0,80	4,5	0:24	73,6
8	22,4	1,64	12,6	1:06	73,6
9	21,0	0,82	30,3	1:18	73,6
10	21,9	0,93	22,4	6:36	73,6
11	24,2	2,07	17,4	12:00	68,2
12	24,7	3,26	0,0	9:36	66,6
13	23,5	3,25	11,1	5:36	72,6
14	19,7	0,30	22,0	0:54	73,6
15	23,4	1,04	20,3	8:36	69,0
16	23,1	2,96	0,0	3:00	73,6
17	23,5	6,03	5,5	5:24	69,2
18	23,0	6,38	0,0	9:06	68,4
19	23,1	4,95	0,0	6:12	70,8
20	22,4	1,32	0,0	0:36	73,6
21	22,6	6,22	8,3	2:12	73,6
22	22,7	6,70	23,2	1:30	73,6
23	59,9	2,21	6,7	5:42	73,6
24	23,8	4,43	33,7	8:48	65,0
25	22,7	5,38	0,0	11:00	66,2
26	23,5	3,63	0,0	4:36	70,8
27	20,5	0,40	0,8	0:00	73,6
28	21,5	2,36	0,6	3:42	73,6
29	-	-	-	-	-
30	-	-	-	-	-
31	-	-	-	-	-

Tabela A.27: Dados meteorológicos (março)

Março de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	22,3	1,67	0,1	7:42	72,8
2	22,5	2,12	0,1	3:30	73,6
3	23,6	2,65	5,9	6:30	66,4
4	24,3	2,43	0,7	8:30	63,8
5	25,3	2,04	9,3	11:42	60,8
6	25,7	2,87	0,0	11:30	61,2
7	25,5	2,14	0,0	9:12	64,2
8	24,1	1,69	0,0	5:30	73,6
9	26,4	1,85	0,4	9:12	65,2
10	26,6	2,07	0,0	9:24	61,4
11	26,0	3,00	0,0	10:42	59,6
12	25,9	2,10	0,0	10:10	58,8
13	26,1	3,90	0,0	10:48	63,4
14	23,4	2,86	12,3	4:54	65,8
15	69,8	1,33	8,6	10:36	65,0
16	25,0	2,08	0,0	7:18	72,0
17	23,7	1,94	0,0	5:00	73,6
18	25,2	1,91	0,0	8:00	67,6
19	25,6	4,49	0,1	9:54	65,4
20	25,0	4,03	0,0	7:42	67,6
21	22,2	10,80	0,0	5:30	71,4
22	23,5	2,91	0,0	7:36	64,6
23	23,8	5,08	0,0	8:24	64,2
24	22,1	5,98	7,1	0:42	73,6
25	22,7	3,30	13,4	6:36	69,2
26	23,8	0,85	1,1	8:18	72,8
27	22,5	2,82	0,0	5:06	72,8
28	24,1	1,99	44,9	9:12	66,6
29	24,9	2,89	0,0	8:30	64,8
30	23,9	3,75	0,0	11:00	55,2
31	24,1	2,50	0,0	8:18	60,2

Tabela A.28: Dados meteorológicos (abril)

Abril de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	25,6	2,78	0,0	10:24	60,8
2	25,4	3,30	0,0	9:24	63,2
3	24,5	3,77	0,0	6:06	73,6
4	23,8	3,97	0,3	7:56	64,0
5	22,2	3,80	0,0	10:24	66,2
6	22,8	2,67	8,3	8:24	66,2
7	22,5	3,98	0,0	8:06	65,2
8	22,9	4,59	0,0	10:00	65,2
9	22,3	2,94	0,0	9:24	67,2
10	23,1	3,71	0,0	11:00	57,6
11	23,2	4,07	0,0	7:56	58,2
12	25,7	3,38	0,0	10:12	53,4
13	24,6	7,19	0,0	10:12	61,8
14	24,6	2,98	0,0	7:42	55,8
15	24,9	2,88	0,0	8:30	63,2
16	24,4	3,22	0,0	9:42	60,6
17	24,2	2,68	0,0	10:48	58,8
18	24,7	3,94	0,0	9:36	63,4
19	24,4	3,41	0,0	9:18	63,4
20	24,0	4,85	0,0	10:18	57,2
21	23,8	6,00	0,0	10:12	59,2
22	23,2	3,52	0,0	10:00	63,8
23	22,9	4,38	0,0	10:30	60,2
24	22,5	3,31	0,0	9:24	58,8
25	22,3	2,53	0,0	10:06	57,0
26	23,5	3,32	0,0	8:54	57,6
27	23,5	6,86	0,0	10:18	55,0
28	24,0	3,09	0,0	8:00	55,4
29	25,2	5,89	0,0	9:27	52,6
30	23,9	3,95	0,0	8:18	64,2
31	-	-	-	-	-

Tabela A.29: Dados meteorológicos (maio)

Maio de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	21,5	2,73	0,0	7:12	66,2
2	23,3	2,90	0,0	8:00	59,2
3	23,2	2,00	3,4	5:54	67,2
4	21,3	0,28	3,3	0:00	71,2
5	22,5	2,19	0,0	5:24	64,2
6	22,0	2,24	0,7	5:48	65,2
7	21,4	2,51	0,3	7:36	64,2
8	21,5	2,76	0,0	6:12	64,4
9	20,2	2,44	0,0	1:30	70,4
10	22,1	3,12	0,0	8:48	61,8
11	22,0	2,70	0,0	6:24	62,2
12	22,1	3,12	0,0	7:24	65,2
13	23,0	3,00	0,0	10:00	60,8
14	23,3	4,22	0,0	10:00	53,4
15	22,2	4,80	0,0	9:36	50,2
16	21,2	4,05	0,0	3:00	68,8
17	22,5	1,34	4,7	9:54	64,0
18	23,0	3,78	0,0	6:00	61,6
19	17,5	0,82	0,0	1:00	73,6
20	20,0	4,04	23,8	3:00	73,6
21	19,5	6,30	19,9	1:42	73,6
22	17,4	11,20	2,2	1:12	73,6
23	17,8	10,20	0,0	10:12	50,0
24	16,6	7,20	0,0	11:12	61,2
25	16,7	2,49	0,0	8:00	61,0
26	16,9	3,71	0,0	09:30	60,2
27	17,7	2,79	0,0	9:30	59,2
28	18,3	3,10	0,0	9:00	60,6
29	16,0	2,95	0,0	6:30	62,2
30	18,9	2,92	0,0	9:12	60,8
31	20,6	3,01	0,0	5:00	62,8

Tabela A.30: Dados meteorológicos (junho)

Junho de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	21,9	2,73	0,0	8:12	62,2
2	19,7	4,64	0,0	9:48	63,2
3	21,1	2,54	0,0	7:32	51,8
4	17,8	1,53	0,0	9:48	59,8
5	20,6	3,05	0,0	9:00	60,6
6	19,6	2,30	0,0	7:18	60,0
7	19,7	3,64	0,0	9:24	59,8
8	20,6	2,76	0,0	9:24	60,0
9	21,3	2,19	0,0	6:42	59,8
10	23,0	2,86	0,0	5:18	63,2
11	21,5	2,60	0,0	8:18	60,2
12	22,2	1,23	0,0	9:12	61,2
13	21,2	2,68	0,0	9:12	60,2
14	22,6	3,22	0,0	9:00	59,2
15	20,6	6,12	0,0	7:21	67,0
16	20,3	3,23	0,0	8:12	62,2
17	17,8	3,49	0,0	8:30	60,2
18	19,1	4,04	0,0	8:54	59,2
19	20,4	1,78	0,0	9:30	57,6
20	18,9	3,43	0,0	9:24	50,6
21	18,5	2,88	0,0	8:30	57,2
22	18,2	6,73	0,0	8:00	66,0
23	17,1	4,27	0,0	7:54	65,2
24	17,5	1,90	0,0	6:18	60,4
25	18,1	5,05	0,0	7:54	63,8
26	18,1	3,42	0,0	6:18	62,4
27	20,4	2,21	0,0	8:36	54,0
28	20,6	3,97	0,0	8:30	58,4
29	19,7	2,86	0,0	9:54	58,2
30	19,8	2,77	0,0	7:54	58,8
31	-	-	-	-	-

Tabela A.31: Dados meteorológicos (julho)

Julho de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	20,7	3,52	0,0	8:42	52,8
2	19,0	3,86	0,0	9:30	58,2
3	20,3	3,87	0,0	9:00	52,4
4	20,7	3,55	0,0	7:00	53,6
5	20,3	2,03	0,0	5:06	60,6
6	18,0	3,43	0,0	3:54	58,8
7	14,6	5,01	0,0	2:18	67,2
8	11,5	3,18	0,0	9:30	59,8
9	13,1	4,41	0,0	7:30	59,1
10	15,7	2,49	0,0	5:12	59,2
11	15,0	3,14	0,0	0:00	72,6
12	17,0	0,95	1,8	0:12	72,2
13	15,2	2,89	0,2	6:30	63,8
14	14,3	2,68	0,0	8:00	61,2
15	15,6	2,48	0,0	9:54	52,6
16	16,2	3,20	0,0	9:12	50,5
17	15,1	9,72	0,0	10:00	47,0
18	16,0	2,24	0,0	7:42	59,2
19	18,8	3,40	0,0	7:36	61,4
20	20,5	4,41	0,0	10:04	62,2
21	18,1	2,69	0,5	0:00	67,6
22	16,5	7,44	0,8	1:24	73,6
23	18,2	1,55	0,0	9:12	62,4
24	19,3	2,98	0,0	10:18	56,6
25	20,5	2,74	0,0	10:12	48,4
26	19,7	3,65	0,0	9:48	40,6
27	21,0	5,74	0,0	8:06	40,0
28	17,3	3,72	0,0	7:24	58,4
29	12,5	5,21	0,0	8:42	39,6
30	23,2	5,37	0,0	9:12	38,4
31	24,2	5,56	0,0	7:28	50,4

Tabela A.32: Dados meteorológicos (agosto)

Agosto de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	20,4	2,18	18,0	0:00	73,2
2	18,9	1,91	20,0	1:48	73,6
3	17,8	1,85	25,0	2:06	73,6
4	21,7	2,02	0,0	9:00	61,8
5	23,5	3,38	0,0	9:48	58,8
6	21,7	1,28	0,0	6:06	62,2
7	63,2	2,48	21,7	11:06	58,8
8	24,2	4,27	0,0	10:12	51,4
9	23,4	5,70	0,0	10:12	42,4
10	22,3	3,58	0,0	10:00	52,8
11	21,5	2,90	0,0	7:12	58,8
12	22,1	1,83	0,0	7:54	57,2
13	22,5	3,59	0,0	7:36	50,6
14	22,5	1,13	0,0	9:12	54,4
15	22,6	2,96	0,0	8:30	64,2
16	22,3	4,38	0,0	10:42	57,2
17	22,3	7,16	0,0	10:36	58,8
18	22,5	5,69	0,0	8:42	58,8
19	22,7	7,79	0,0	10:36	50,6
20	21,9	7,71	0,0	10:24	44,8
21	22,1	4,90	0,0	7:36	54,4
22	21,7	3,65	0,0	6:30	56,0
23	22,5	3,20	0,0	10:48	60,2
24	22,1	3,48	0,0	10:54	51,4
25	21,9	2,56	0,0	8:24	51,6
26	20,8	5,38	0,0	10:42	54,6
27	20,1	4,54	0,0	11:12	56,8
28	21,8	6,84	0,0	8:42	39,2
29	19,8	6,62	0,0	2:24	64,0
30	19,6	2,08	12,8	5:42	70,2
31	17,9	3,32	0,0	1:48	73,6

Tabela A.33: Dados meteorológicos (setembro)

Setembro de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	14,9	4,82	14,0	9:54	43,0
2	11,7	4,61	0,0	8:24	49,6
3	15,8	2,67	0,0	10:30	44,8
4	19,5	5,14	0,0	10:18	42,6
5	21,1	2,05	0,0	1:48	64,4
6	26,1	10,50	0,0	7:06	49,8
7	19,7	7,22	6,2	3:30	70,2
8	17,5	6,69	0,0	3:06	70,0
9	21,8	3,62	0,0	6:42	68,6
10	23,0	2,79	0,0	10:24	63,8
11	23,5	5,10	0,0	9:48	59,8
12	24,6	5,83	0,0	9:30	56,4
13	22,7	2,57	0,0	0:00	64,8
14	21,6	4,19	0,0	2:12	72,4
15	21,8	6,68	0,9	7:00	64,2
16	18,4	1,02	0,3	1:30	73,6
17	23,6	3,59	1,2	11:18	57,4
18	23,8	3,80	0,0	7:00	56,8
19	25,7	7,54	0,0	7:18	55,6
20	21,5	3,33	0,0	0:00	70,4
21	15,8	6,36	13,8	0:00	73,6
22	16,1	1,14	1,3	1:36	73,6
23	18,0	4,09	1,5	1:06	73,6
24	15,4	10,86	2,3	1:48	73,6
25	19,3	4,14	0,0	9:54	64,8
26	20,5	3,40	0,0	9:54	62,0
27	22,0	5,36	0,0	10:24	61,8
28	22,6	3,08	0,0	10:12	58,8
29	24,2	4,04	0,0	8:54	48,6
30	20,9	5,52	0,0	6:42	73,2
31	-	-	-	-	-

Tabela A.34: Dados meteorológicos (outubro)

Outubro de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	20,3	7,66	0,0	3:30	91,5
2	21,7	4,63	9,1	9:12	64,4
3	26,0	4,31	0,0	4:36	60,8
4	26,2	3,58	0,0	9:48	63,8
5	26,7	3,04	0,0	9:30	50,8
6	26,7	4,15	0,0	6:42	60,8
7	26,0	4,13	1,1	10:18	52,4
8	25,6	3,50	0,0	10:24	45,6
9	27,6	3,10	0,0	9:00	47,4
10	26,7	3,55	0,0	10:18	39,8
11	27,3	3,73	0,0	11:18	49,4
12	27,4	7,05	0,0	10:00	57,8
13	28,3	14,97	0,5	7:48	51,8
14	27,5	3,94	0,0	9:06	34,8
15	27,3	3,76	0,0	9:12	39,2
16	28,6	3,83	0,0	8:48	27,2
17	25,3	13,87	0,0	7:00	66,6
18	25,9	7,01	0,0	7:30	64,8
19	25,5	3,89	0,0	3:12	59,4
20	28,0	3,53	0,0	7:30	51,4
21	27,6	7,80	0,0	5:30	56,0
22	22,9	13,35	5,2	11:00	67,8
23	22,4	8,88	0,0	11:18	67,8
24	26,2	3,00	0,0	10:48	50,6
25	26,6	6,55	0,4	7:18	59,0
26	26,1	5,02	13,4	8:06	67,2
27	25,9	3,71	0,0	8:24	54,2
28	27,7	4,11	0,0	10:30	59,4
29	23,0	7,16	0,0	7:12	56,4
30	23,3	7,06	35,7	2:12	73,6
31		6,56	0,0	06:18	70,4

Tabela A.35: Dados meteorológicos (novembro)

Novembro de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	24,6	7,49	0,0	8:18	83,3
2	25,2	5,06	0,0	12:00	62,0
3	26,2	2,54	0,0	8:00	46,2
4	24,5	5,47	0,0	0:54	73,6
5	20,5	17,07	2,0	2:12	73,6
6	19,1	18,70	0,0	9:00	69,8
7	20,0	12,20	0,0	10:42	65,8
8	21,6	4,13	0,0	12:00	54,8
9	26,6	6,21	0,0	10:12	53,4
10	25,2	8,02	0,0	2:48	64,2
11	22,1	3,48	4,1	2:30	73,6
12	22,3	5,81	7,3	1:24	73,2
13	17,9	5,53	8,2	0:00	72,2
14	24,9	6,89	0,3	5:48	63,4
15	24,9	4,18	27,1	6:00	73,0
16	25,2	3,58	7,2	6:42	65,2
17	26,9	3,97	0,0	8:06	61,8
18	62,0	6,65	0,0	7:54	80,5
19	25,3	3,37	79,0	10:48	85,0
20	26,4	2,29	0,0	7:06	92,0
21	28,1	8,66	1,0	8:00	72,0
22	24,7	13,72	1,2	7:30	86,5
23	26,5	3,81	0,0	7:54	87,3
24	25,5	3,47	3,2	4:12	91,5
25	26,9	5,52	0,0	7:42	85,3
26	22,4	4,05	30,8	0:06	92,0
27	25,6	3,25	2,2	5:24	88,5
28	27,4	3,34	0,0	8:12	77,3
29	26,6	3,73	0,0	0:48	90,8
30	24,9	1,33	11,2	2:24	79,0
31	-	-	-	-	-

Tabela A.36: Dados meteorológicos (dezembro)

Dezembro de 2002					
dia	temperatura do ar	velocidade do vento (2 m)	Chuva	Insolação	Umidade Relativa
	°C	km/h	mm	h/sol	%
1	26,5	3,95	1,3	5:24	82,3
2	24,9	5,68	7,5	2:06	91,5
3	25,4	6,96	0,0	2:36	91,8
4	27,2	5,59	0,0	7:48	77,3
5	27,4	1,11	7,5	6:12	82,0
6	26,8	1,84	0,0	3:36	89,0
7	25,3	2,44	0,0	1:30	83,3
8	23,3	8,43	1,5	1:30	92,0
9	22,6	14,93	3,8	3:48	92,0
10	23,1	10,45	0,0	4:18	90,0
11	22,6	2,57	2,3	0:06	92,0
12	25,1	2,97	0,2	6:00	92,0
13	24,1	3,61	0,0	4:36	89,0
14	24,9	5,89	19,0	6:36	88,0
15	23,2	4,48	0,3	2:06	92,0
16	22,3	3,09	63,5	5:00	92,0
17	26,1	5,10	6,0	9:54	86,0
18	24,8	5,16	0,0	11:30	85,8
19	27,2	4,91	0,0	10:12	82,8
20	27,1	5,15	0,0	9:24	87,0
21	23,1	2,80	6,2	6:54	92,0
22	26,7	1,86	4,0	6:24	83,3
23	27,1	4,23	6,4	7:30	84,0
24	26,5	4,15	0,7	6:36	85,8
25	24,6	9,88	0,0	4:00	92,0
26	23,3	9,27	0,0	9:54	89,3
27	24,8	4,13	0,0	10:42	84,5
28	26,2	2,08	0,0	9:36	74,0
29	26,3	2,80	0,5	8:24	80,5
30	27,3	3,39	0,0	8:18	82,8
31	26,6	2,63	0,0	8:30	84,0

7 Referências Bibliográficas

- ANDO, YOSIHISA; MUSIAKE, KAYUMI; RAKAHASI, YUTAKA (1983). *Modelling of hydrologic processes in a small natural hillshope basin, based on the synthesis of partial hydrological relationships*. Journal of Hydrology, 64 (1/4): 311-337.
- ARAÚJO, L.M., FRANÇA, A.B., POTTER, P.E., (1995). *Aqüífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai: mapas hidrogeológicos das formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó*. UFPR/Petrobrás, 16p.
- ASSIS, F. N.; VILLA NOVA, N. A. (1980). *Adaptação do evapotranspirômetro de Thornthwaite para o registro da evapotranspiração*. Agros, Pelotas, 15 (1): 1-7.
- BEAR, JACOB. (1972). *"Dynamics of Fluids in Porous Media"*. American Elsevier Publishing Company, inc. 764p.
- CAMARGO, A. P. DE; CAMARGO, M. B. P. DE (2000). *Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial*. Bragantia, Campinas, 59(2), 125-137.
- CARRICA, JORGE C.; LEXOW, CLAUDIO (2002). *Estimación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del Arroyo Napostá Grande, Argentina*. In: XXXII IAH & VI Alhsud Congress, Mar Del Plata, Argentina. Groundwater and Human Development. Anais.p 130.
- CHANG, H. K. (2001). *Uso atual e Potencial do Aqüífero Guarani – Brasil atividade 3b*. Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Aqüífero Guarani.
<http://www.aquiferoguarani.hpg.ig.com.br/index.htm>

- CHAPMAN, T.G.; MALONE, R.W. (2002). *Comparison of models for estimation of groundwater recharge, using data from a deep weighting lysimeter*. Mathematics and Computers in Simulation 59: 03-17.
- CHEN, ZHUOHENG; GRASBY, STEPHEN E.; OSADETZ KIRK G. (2002). *Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model*. Journal of Hydrology 260 102-117.
- CONTIN, DANTE NETO (1988). *Balanço Hídrico em Bacia Hidrográfica situada em região de Recarga do Aquífero Botucatu*. São Carlos. Tese de Doutorado – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 130p.
- FERRARI, LUIZ C. K. M.; HIRATA, RICARDO C. A.; MONDIN, MARCOS; SUHOGUSOFF, ALEXANDRA V. (2002). *Mecanismos de controle da recarga em aquíferos sedimentares livres. Estudo de ocorrência na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, São Paulo (Brasil)*. In: XXXII IAH & VI Alhsud Congress, Mar Del Plata, Argentina. Groundwater and Human Development. Anais.p 85.
- FIPAI (1996). *Relatório técnico do projeto de gestão da quantidade de águas subterrâneas – resultados*. Relatório técnico para o departamento de Água e Esgotos de Ribeirão Preto (daerp).
- GRINDLEY, J. (1979). *The calculation of actual evaporation and soil moisture deficits over specified catchment areas*. “apud” RUSTON, K. R. & WARD, CATHERINE. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 41 (3/4): 345-361.
- JAMES, L. G. (1988). *Irrigation requirements and scheduling*. IN: JAMES, L. G. *Principles of farm irrigation system design*. New York, John Wiley. Cap. 1. p. 1-50.

- JOCSON, J. M. U.; JENSON, J. W.; CONTRACTOR, D. N. (2002). *Recharge and aquifer response: Northern Guam Lens Aquifer, Guam, Mariana Islands*. Journal of Hydrology, 260, 231-254.
- KITCHING, R. SHEARER, T. R. e SHEDLOCK, S. L. (1979) *Lysimeter installations in sandstone at Stirrup, Notting-Hamshire*. "apud" RUSTON, K. R. & WARD, CATHERINE. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 41 (3/4): 345-361.
- LIBARDI, PAULO LEONEL. (1995). *Dinâmica da água no solo*. Departamento de Física e Meteorologia ESALQ/USP, Piracicaba, 497p.
- MACHADO, RONALTON EVANDRO. (1996). *Desenvolvimento e Utilização de um Lisímetro para a Determinação da Evapotranspiração de Referência*. São Carlos. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 93p.
- MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. (2001). *Descrição do Aquífero Guarani*. <http://www.aquiferguarani.hpg.com.br> (11 jul).
- OTTO, ROLAND (2001). *Estimating groundwater recharge rates in the southeastern Holstein region, northern Germany*. Hydrogeology Journal 9:498-511.
- PENMAN, H. L. (1956). *Evaporation: an introductory survey*. Netherlands. Journal of Agricultural Science, Cambridge, v.4, p.9-29.
- POMPÊO, CÉSAR AUGUSTO. (1990). *Balanço Hídrico da Zona Não-saturada do Solo na Bacia do Ribeirão da Onça (SP)*. São Carlos. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo. 177p.

- PONCE, V. M. (1989). *Engineering Hydrology: Principles and Practices*. Prentice-Hall. New Jersey. 640 p.
- REBOUÇAS, A.C., (1976). *Recursos hídricos da Bacia do Paraná*. São Paulo, SP. Tese de Livre Docência. Igc/USP, 143p.
- REBOUÇAS, A.C., (2001). *Outorga de Direito e Cobrança do uso da água subterrânea*. ABAS Informa, Janeiro – nº 110, p.3.
- RIGHETTO, ANTONIO MAROZZI. (1998). *Hidrologia e Recursos Hídricos*. São Carlos, EESC/USP. EDUSP, 819p.
- ROCHA, G., (1997). *O grande manancial do Cone Sul*. Estudos Avançados, USP. Vol.30, p.191-212.
- SCOZZAFAVA, M.; TALLINI, M. (2001). *Net infiltration in the Gran Sasso Massif of central Italy using the Thornthwaite water budget and curve-number method*. Hydrogeology Journal 9:461-475.
- THORNTWHAITE, C. W. (1948). *An approach toward a rational classification of climate*. Geographical Review, New York, v. 38, n.1, p. 55-94.
- TRIPOLI, R. (2001). *Gestão Ambiental do Aquífero Guarani*.
http://www.ambiente.sp.gov.br/aquifero/principal_aquifero.htm.
- VAN BAVEL, C. H. M. (1958). *The Three-Phase Domain in Hydrology*. “apud” POMPEO, CÉSAR AUGUSTO. (1990). *Balanço Hídrico da Zona Não-saturada do Solo na Bacia do Ribeirão da Onça (SP)*. São Carlos. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- VAN GENUCHTEN, M. Th. (1980). *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil*. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 894-898.

- VAN LIER Q. J. e DOURADO NETO. D. (1991). *Programa CURVARET versão 2.16*. Departamento de Física e Meteorologia, Departamento de Agricultura ESALQ-USP.
- VISWANATHAN, M.N. (1984) *Recharge characteristics of an unconfined aquifer from the rainfall-water table relationship*. Journal of Hydrology, 70 (1/4): 233-250.
- VRIES, JACOBUS J.; SIMMERS, IAN. (2002) *Groundwater recharge: an overview of processes and challenges*. Hydrogeology Journal, 10: 5-17.
- WEINZETTEL, PABLO A.; USUNOFF, EDUARDO J.; VIVES, LUIS (2002) *Groundwater Recharge Estimations From Studies Of The Unsaturated Zone*. In: XXXII IAH & VI Alhsud Congress, Mar Del Plata, Argentina. Groundwater and Human Development. Anais.p 92.

8 Bibliografia Complementar

BEAR, JACOB. (1979). *"Hydraulic of groundwater", Water Resources and Environmental Engineering*. London; New York: McGraw-Hill Internacional Book. 567p.

CATHERINE (1979). *The estimation of groundwater recharge*. Journal of Hydrology, 41 (3/4): 345-361.

FOTH, HENRY D. (1978). *Fundamentals of Soil Science*. United States of America. 435 p.

KITCHING, R. SHEARER, T. R. (1982) *Construction and operation of a large undisturbed lysimeter to measure recharge to the Chalk aquifer, England*. Journal of Hydrology, 58 (3/4): 267-278.

LEMOS, R.C. & SANTOS, R.D. (1996). *Manual de Descrição e Coleta de Solo no campo*. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 45p.

PENMAN, H. L. (1979) *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. "apud" RUSTON, K. R. & WARD, CATHERINE. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 41 (3/4): 345-361.

PENMAN, H. L. (1979) *The dependence of transpiration on weather and soil conditions*. "apud" RUSTON, K. R. & WARD, CATHERINE. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 41 (3/4): 345-361.

PENMAN, H. L. (1979) *The water balance of the stour catchment area*. "apud" RUSTON, K. R. & WARD, CATHERINE. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 41 (3/4): 345-361.

WENDLAND, EDSON CEZAR. (1991). *Simulação de Infiltração em Meios Porosos por Diferença Finita*. Porto Alegre. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.