

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

ANÁLISE DE PROCESSOS HIDROLÓGICOS EM
BACIAS DE RIOS INTERMITENTES NO
SEMIÁRIDO MINEIRO

Roberto César de Almeida Monte-Mor

Belo Horizonte

2012

**ANÁLISE DE PROCESSOS HIDROLÓGICOS EM
BACIAS DE RIOS INTERMITENTES NO
SEMIÁRIDO MINEIRO**

Roberto César de Almeida Monte-Mor

Roberto César de Almeida Monte-Mor

ANÁLISE DE PROCESSOS HIDROLÓGICOS EM BACIAS DE RIOS INTERMITENTES NO SEMIÁRIDO MINEIRO

Trabalho apresentado ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Modelagem Hidrológica

Orientador: Luiz Rafael Palmier

Belo Horizonte
Escola de Engenharia da UFMG
2012



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Escola de Engenharia

Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos

Avenida Antônio Carlos, 6627 - 4º andar - 31270-901 - Belo Horizonte - BRASIL

Telefax: 55 (31) 3409-1882 - posgrad@desa.ufmg.br

<http://www.smarh.eng.ufmg.br>

FOLHA DE APROVAÇÃO

Análise de Processos Hidrológicos em Bacias de
Rios Intermitentes no Semiárido Mineiro

ROBERTO CEZAR DE ALMEIDA MONTE-MOR

Tese defendida e aprovada pela banca examinadora constituída pelos Senhores:


Prof. LUIZ RAFAEL PALMIER


Prof. MAURO DA CUNHA NAGHETTINI


Prof. EBER JOSÉ DE ANDRADE PINTO


Prof. SERGIO KOIDE


Prof. VAJAPEYAM SRIRANGACHAR SRINIVASAN

Aprovada pelo Colegiado do PG SMARH

Versão Final aprovada por

Profa. Mônica Maria Diniz Leão
Coordenadora

Prof. Luiz Rafael Palmier
Orientador

Belo Horizonte, 12 de julho de 2012.

AGRADECIMENTOS

A DEUS, por tudo o que tem feito em minha vida e por todas as graças recebidas. Porque é d'Ele esta vitória em minha vida.

Agradeço a todos que colaboraram na elaboração deste trabalho, especialmente:

Ao meu orientador, Prof. Luiz Rafael Palmier, pela orientação dada durante todo o trabalho, pelas críticas e sugestões que contribuíram para o desenvolvimento da minha pesquisa.

Aos meus pais, Divino e Maria José, e aos meus irmãos Patrícia e Juliano, pela torcida e pelos incentivos constantes na realização do meu trabalho.

À Joana e Davi, pelo incentivo constante à minha pesquisa, pelas discussões técnicas produtivas e por toda a ajuda dispensada.

Aos Professores Mauro Naghettini, Wilson Fernandes e Eber José, que sempre se mostraram disponíveis para me ajudar em quaisquer dificuldades.

À Rosângela Paranhos, ao Marcílio e ao Claudinei, por todo apoio e amizade dispensados durante a execução deste trabalho, sempre prontos a me ajudar no que fosse possível. Ao Engº Ronaldo Medeiros, pelo auxílio no uso dos equipamentos da Delta-T. Ao Engº e doutorando Francisco Eustáquio, pelo auxílio na etapa de modelagem, e ao José do Espírito Santo, pelo auxílio e orientações dadas nas atividades de campo. Ao Bob, pelos incentivos e ao apoio prestado sempre com muita atenção.

A todos que me ajudaram na realização dos experimentos em campo, em especial à Lidiane, ao André, ao Lídio e à Rafa. Não tenho palavras para agradecer a essa família, a qual sou muito grato.

Aos meus grandes amigos, Fábio e Giordano, pelo apoio e por sempre me incentivarem no desenvolvimento de minha pesquisa. Em especial, agradeço ao meu amigo Arthur, que num momento de grande dificuldade me auxiliou e não me deixou desanimar. Não poderia deixar de dizer o meu muito obrigado ao Amilton, ao Juninho, ao Antoninni e à Marina.

À FINEP, à CAPES/CNPq e à CPRM, pelo apoio à realização desta pesquisa.

RESUMO

O entendimento do comportamento hidrológico da região semiárida brasileira, em geral, e da região semiárida mineira, em particular, é de fundamental importância. A carência de dados hidrológicos em pequenas bacias brasileiras gera incertezas que podem comprometer o gerenciamento dos recursos hídricos e a avaliação da disponibilidade hídrica, limitando o seu aproveitamento. Nas bacias de rios intermitentes do semiárido mineiro, dispõe-se de poucas informações hidrometeorológicas e as limitações encontradas para a adequada gestão de recursos hídricos ocorrem em função da ausência de observações de alta qualidade, dos recursos econômicos relativamente escassos e da ocorrência de variações climáticas. Neste trabalho são analisados os dados do monitoramento hidrológico que foi realizado durante 30 meses com o objetivo de adquirir e ampliar o conhecimento sobre o comportamento espacial e temporal de processos na bacia representativa do córrego Teixeira, afluente do rio Jequitinhonha. Os dados adquiridos possibilitaram avaliar o comportamento dos fenômenos hidrológicos monitorados, sendo obtidos os seguintes valores médios anuais: precipitação de 725,52 mm; evapotranspiração potencial de 1976,92 mm e real de 1032,19 mm; perdas por interceptação de 16,6% da precipitação total. Os coeficientes de escoamento superficial obtidos foram de 6,30% (ano de 2009/2010) e 3,72% (2010/2011). Também foram realizados ensaios de infiltração e medições da água no solo. Foram realizadas análises da variabilidade espacial e temporal da umidade do solo em duas subáreas, o que permitiu determinar seus pontos representativos da umidade média, além de seus pontos mais úmidos e mais secos. Os dados hidrológicos coletados subsidiaram a utilização de dois modelos chuva-vazão (Rio Grande adaptado e MORECS). Foram apresentadas questões relativas a incertezas nos valores observados de vazão. O modelo Rio Grande apresentou resultados adequados para o coeficiente de Nash-Sutcliffe para o período de calibração, apenas razoáveis quando considerado o período completo monitoramento e satisfatórios na simulação realizada em uma bacia intermitente vizinha (bacia do Teixeira). O modelo MORECS apresentou resultados adequados de umidade do solo da bacia do Teixeira, mas os valores de vazão encontrados foram muito superiores aos observados. Concluiu-se que a realização do monitoramento possibilitou um melhor conhecimento das condições hidrológicas da bacia do Teixeira, principalmente aquele referente à água no solo. Recomenda-se o levantamento de novos pontos das curvas-chave dos córregos Teixeira e Teixeira, o monitoramento do fluxo subterrâneo nas suas aluviões e a verificação do desempenho de um modelo hidrológico que incorpore a formulação do modelo MORECS na estrutura do modelo Rio Grande adaptado.

ABSTRACT

The understanding of the hydrological behaviour of the Brazilian semiarid region, in general, and of the Minas Gerais semiarid region, in particular, is of fundamental importance. The lack of hydrological data of small Brazilian basins generates uncertainties that may affect the management of water resources and the water availability assessment, limiting its uses. In the intermittent basins of the Minas Gerais semiarid area there are few hydrometeorological information and the limitations for a proper water resources management are due to the lack of high quality observations, the relatively scarce economic resources and the infrequent occurrence of climatic events. In this study data from a hydrological monitoring that was conducted for 30 months are analyzed in order to acquire and expand the knowledge about the spatial and temporal behaviour of processes in the representative watershed named Teixeira, a tributary of the Jequitinhonha River. The acquired data subsidize the evaluation of the hydrological phenomena monitored, and the following annual averages were obtained: rainfall of 725.52 mm, potential evapotranspiration of 1976.92 mm and actual evapotranspiration of 1032.19 mm; interception losses of 16.6% from the total precipitation. The runoff coefficients obtained were 6.30% (2009/2010) and 3.72% (2010/2011). Infiltration tests and soil water monitoring have been also carried out. Analysis of the soil moisture spatial and temporal variability were performed in two subareas, which allowed the determination of their representative points considering minimum, average and maximum soil moisture. The collected hydrological data supported the use of two rainfall-runoff models (adapted Rio Grande and MORECS). There were presented issues related to uncertainties in the observed discharge values. The values of the Nash-Sutcliffe coefficient related to the Rio Grande model simulations are adequate for the calibration period, only reasonable when considering the whole monitoring period and satisfactory to simulate flows in a neighbour intermittent watershed (Teixeirinha). The MORECS model integrated soil moisture results are adequate, but the discharge values were much higher than those observed. It is concluded that the implementation of the mentioned monitoring system enabled a better understanding of the hydrological conditions of the Teixeira watershed, especially the related to soil moisture behaviour. It is recommended to get additional points of the stage-discharge relationship of the Teixeira and Teixeira water courses, to monitor the groundwater flow in their alluviums and to verify the performance of a hydrological model that incorporates the formulation of the MORECS model in the structure of the adapted Rio Grande model.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	vi
LISTA DE TABELAS.....	xiv
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS.....	xvii
LISTA DE NOTAÇÕES.....	xxi
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	5
2.1 OBJETIVO GERAL.....	5
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	5
2.3 JUSTIFICATIVAS.....	5
3 REVISÃO DA LITERATURA.....	8
3.1 BACIAS HIDROGRÁFICAS EM REGIÕES SEMIÁRIDAS.....	8
3.1.1 <i>Características de bacias em regiões semiáridas</i>	8
3.1.2 <i>Bacias representativas e experimentais</i>	14
3.2 PROCESSOS HIDROLÓGICOS EM REGIÕES SEMIÁRIDAS.....	19
3.2.1 <i>Precipitação</i>	20
3.2.2 <i>Evapotranspiração</i>	25
3.2.3 <i>Intercepção</i>	32
3.2.4 <i>Infiltração</i>	34
3.2.5 <i>Escoamento superficial</i>	36
3.2.6 <i>Água no solo</i>	39
3.3 MONITORAMENTO EM REGIÕES SEMIÁRIDAS.....	51
3.3.1 <i>Histórico</i>	52
3.3.2 <i>Contexto mundial</i>	55
3.3.3 <i>Contexto nacional</i>	69
3.4 MODELOS HIDROLÓGICOS.....	78
4 MATERIAL E MÉTODOS.....	86
4.1 ÁREA DE ESTUDO.....	86
4.1.1 <i>Vale do Jequitinhonha</i>	86
4.1.2 <i>Localização e características fisiográficas</i>	88
4.1.3 <i>Clima</i>	95
4.1.4 <i>Geologia e hidrogeologia</i>	103
4.1.5 <i>Mapa de cobertura vegetal e de uso e ocupação do solo</i>	108
4.2 MONITORAMENTO DE VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS.....	111
4.2.1 <i>Precipitação</i>	111
4.2.2 <i>Evapotranspiração</i>	113
4.2.3 <i>Intercepção</i>	115
4.2.4 <i>Caracterização física do solo</i>	118
4.2.5 <i>Infiltração</i>	119
4.2.6 <i>Escoamento superficial</i>	122
4.2.7 <i>Água no solo</i>	126
4.3 ESTABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DA UMIDADE.....	143
4.4 MODELAGEM.....	144
4.4.1 <i>Modelo Rio Grande</i>	144

4.4.2	<i>Modelo MORECS</i>	145
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	146
5.1	ANÁLISE DOS DADOS HIDROLÓGICOS MONITORADOS.....	146
5.1.1	<i>Precipitação</i>	146
5.1.2	<i>Evapotranspiração</i>	152
5.1.3	<i>Intercepção</i>	159
5.1.4	<i>Análise granulométrica do solo</i>	161
5.1.5	<i>Infiltração</i>	162
5.1.6	<i>Escoamento superficial</i>	167
5.1.7	<i>Água no solo</i>	169
5.2	ANÁLISE DA ESTABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DA UMIDADE..	211
5.3	BALANÇO HÍDRICO	223
5.4	MODELAGEM HIDROLÓGICA	224
5.4.1	<i>Modelo Rio Grande</i>	224
5.4.2	<i>Modelo MORECS</i>	232
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	246
	REFERÊNCIAS	250
	ANEXOS	267
	A1 - MODELO RIO GRANDE	267
	A2 - MODELO MORECS	279

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Representação esquemática dos componentes dos processos hidrológicos ..	20
Figura 3.2 - Os três meses mais chuvosos no Brasil	22
Figura 3.3 - Os três meses mais secos no Brasil	23
Figura 3.4 - Fatores que afetam a evapotranspiração.....	25
Figura 3.5 - Conceitos de evapotranspiração	26
Figura 3.6 - Comparação das taxas de interceptação para coníferas e folhosas.....	33
Figura 3.7 - Modelo de distribuição da água no solo em relação à profundidade.....	40
Figura 3.8 - Comportamento da frente de saturação com o tempo para três fases.....	41
Figura 3.9 - Curva de retenção da água no solo	42
Figura 3.10 - Procedimento simplificado para modelagem chuva-vazão.....	82
Figura 4.1 - Localização dos municípios de Araçuaí e Itinga em Minas Gerais.....	88
Figura 4.2 - Mapa topográfico das bacias dos córregos Teixeiraão e Teixeiraíha	89
Figura 4.3 - Modelo digital do terreno.....	90
Figura 4.4 - Curvas hipsométricas	91
Figura 4.5 - Mapa de declividades (%).....	92
Figura 4.6 - Perfis longitudinais do córrego Teixeiraão.....	93
Figura 4.7 - Declividades do córrego Teixeiraão	93
Figura 4.8 - Perfis longitudinais do córrego Teixeiraíha	94
Figura 4.9 - Declividades do córrego Teixeiraíha.....	94
Figura 4.10 - Pressão atmosférica e precipitação em Araçuaí	96
Figura 4.11 - Pressão atmosférica e temperatura média em Araçuaí.....	97
Figura 4.12 - Evaporação e umidade relativa em Araçuaí	97
Figura 4.13 - Insolação e nebulosidade em Araçuaí.....	98
Figura 4.14 - Climatograma de Araçuaí (1970-1990).....	99
Figura 4.15 - Temperaturas de Araçuaí (1970-1990)	99
Figura 4.16 - Hietogramas por ano hidrológico de Itinga (77/78 a 06/07).....	100
Figura 4.17 - Frequência relativa acumulada de Itinga (77/78 a 06/07).....	101
Figura 4.18 - Precipitação mensal de Itinga (77/78 a 06/07).....	101
Figura 4.19 - Números de dias chuvosos de Itinga (77/78 a 05/06)	102
Figura 4.20 - Precipitação e evapotranspiração potencial (Thornthwaite) médias mensais	103
Figura 4.21 - Mapa geológico simplificado das bacias em estudo	104
Figura 4.22 - Mapa de sistemas aquíferos das bacias em estudo	105

Figura 4.23 - Modelo hidrogeológico predominante na região, em áreas de ocorrência de coberturas detríticas.....	106
Figura 4.24 - Mapa de solos	108
Figura 4.25 - Mapa de uso do solo e cobertura vegetal.....	109
Figura 4.26 - Mapa com a localização das estações pluviométricas.....	112
Figura 4.27 - Estações evaporimétricas localizadas na bacia do Teixeiraõ.....	113
Figura 4.28 - Mapa com a localização do monitoramento da perda por interceptão....	115
Figura 4.29 - Esquema mostrando a distribuição dos baldes na área delimitada.....	116
Figura 4.30 - Baldes utilizados no monitoramento da interceptão.....	116
Figura 4.31 - Vegetação da área selecionada	117
Figura 4.32 - Pluviômetros utilizados	117
Figura 4.33 - Esquema mostrando a localização dos pluviômetros na área delimitada	118
Figura 4.34 - Localização dos pontos do experimento da infiltração	120
Figura 4.35 - Infiltrômetro instalado em campo.....	121
Figura 4.36 - Mapa com a localização das seções fluviométricas.....	122
Figura 4.37 - Curva-chave do córrego Teixeiraõ.....	123
Figura 4.38 - Curva-chave do córrego Teixeirainha	123
Figura 4.39 - Seção transversal do córrego Teixeiraõ levantada logo a jusante da ponte BR-367	124
Figura 4.40 - Seção transversal do córrego Teixeiraõ levantada na ponte BR-367.....	124
Figura 4.41 - Seção transversal do córrego Teixeirainha levantada logo a jusante da ponte BR-367	125
Figura 4.42 - Nova seção transversal de medição do córrego Teixeirainha levantada 20 metros a jusante da Figura 4.41	125
Figura 4.43 - Seção transversal do córrego Teixeirainha levantada na ponte BR-367....	125
Figura 4.44 - Esquema de funcionamento da Sonda Delta-T	127
Figura 4.45 - Localização dos pontos de monitoramento de umidade do solo.....	128
Figura 4.46 - Localização do ponto de monitoramento de umidade na Chácara São Vicente	129
Figura 4.47 - Localização do ponto de monitoramento de umidade na Fazenda do Tuta	130
Figura 4.48 - Localização dos pontos de monitoramento de umidade na Barragem do Clóvis	130
Figura 4.49 - Localização dos pontos de monitoramento de umidade na Fazenda Laranjeiras.....	130
Figura 4.50 - Localização dos pontos de monitoramento na Fazenda Laranjeiras/Barragem	131
Figura 4.51 - Localização do ponto de monitoramento na Fazenda do Juvenal	131

Figura 4.52 - Localização dos pontos de monitoramento de umidade na Foz do córrego Teixeiraão	131
Figura 4.53 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso CHA1 (Chácara São Vicente - área de pasto sujo)	132
Figura 4.54 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso T1, T2, T3 e T4 (Fazenda do Tuta - área de pasto sujo).....	132
Figura 4.55 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso C1 e C2 (Barragem do Clóvis - C1: área de plantio; C2:área de pasto sujo)	132
Figura 4.56 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso L1, L2, L3, L4, L5 e L6 (Fazenda Laranjeiras - L1: área vegetada; L2 a L5: pasto sujo; L6: área vegetada)	132
Figura 4.57 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso LB1, LB2, LB3, LB4, LB5, LB6 e LB7 (Fazenda Laranjeiras/Barragem - área de pasto sujo)	133
Figura 4.58 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso J1, J2, J3, J4 e J5 (Fazenda do Juvenal)	133
Figura 4.59 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso F1 e F2 (Foz do córrego Teixeiraão - área de pasto sujo)	134
Figura 4.60 - Tensiômetro.....	135
Figura 4.61 - Esquema de localização dos poços piezométricos da Fazenda Laranjeiras	136
Figura 4.62 - Localização dos poços piezométricos rasos	136
Figura 4.63 - Poço tubular para observação do nível d'água.....	137
Figura 4.64 - Poços piezométricos rasos localizados na margem direita.....	138
Figura 4.65 - Poços piezométricos rasos localizados na margem esquerda	138
Figura 4.66 - Dados do poço piezométrico P1	139
Figura 4.67 - Dados do poço piezométrico P2	139
Figura 4.68 - Dados do poço piezométrico P3	139
Figura 4.69 - Dados do poço piezométrico P4.....	140
Figura 4.70 - Mapa de localização dos piezômetros	141
Figura 4.71 - Perfil do piezômetro da Fazenda do Juvenal jusante.....	142
Figura 4.72 - Perfil do piezômetro da Barragem do Clóvis montante.....	142
Figura 4.73 - Perfil do piezômetro da Barragem do Clóvis jusante.....	142
Figura 4.74 - Perfil do piezômetro da Fazenda do Tuta	143
Figura 4.75 - Perfil do piezômetro da Chácara São Vicente	143
Figura 5.1 - Precipitação mensal da bacia do córrego Teixeiraão	148
Figura 5.2 - Precipitação diária na bacia do Teixeiraão	148
Figura 5.3 - Precipitações médias mensais na estação de Itinga e na bacia do córrego Teixeiraão	151

Figura 5.4 - Curva de dupla massa das estações pluviométricas	152
Figura 5.5 - Evapotranspiração média mensal nas estações climatológicas monitoradas	155
Figura 5.6 - Evapotranspiração acumulada para as estações climatológicas da Barragem do Clóvis e a da Fazenda Laranjeiras.....	156
Figura 5.7 - Curva dupla-massa entre os valores de evapotranspiração das estações climatológicas da Barragem do Clóvis e da Fazenda Laranjeiras.....	157
Figura 5.8 - Comparação dos valores da evapotranspiração média de referência calculados para a Barragem do Clóvis	158
Figura 5.9 - Médias mensais de evapotranspiração de referência	158
Figura 5.10 - Intercepção na área monitorada	159
Figura 5.11 - Infiltração em Fazenda Laranjeiras	163
Figura 5.12 - Infiltração na Fazenda do Juvenal 1.....	164
Figura 5.13 - Infiltração na Fazenda do Juvenal 2.....	165
Figura 5.14 - Infiltração na Fazenda do Tuta.....	166
Figura 5.15 - Vazão do córrego Teixeiraõ	167
Figura 5.16 - Vazão do córrego Teixeiraõha	168
Figura 5.17 - Umidade do solo na Chácara São Vicente (período total de monitoramento)	171
Figura 5.18 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm na Fazenda do Tuta	172
Figura 5.19 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta.....	172
Figura 5.20 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm na Fazenda do Tuta	173
Figura 5.21 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta.....	173
Figura 5.22 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm na Fazenda do Tuta	174
Figura 5.23 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta.....	174
Figura 5.24 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm na Fazenda do Tuta	175
Figura 5.25 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta.....	175
Figura 5.26 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm na Fazenda do Tuta	176
Figura 5.27 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta.....	176
Figura 5.28 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm na Fazenda do Tuta	177
Figura 5.29 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta	177
Figura 5.30 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm na Barragem do Clóvis ...	178

Figura 5.31 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis	179
Figura 5.32 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm na Barragem do Clóvis ...	179
Figura 5.33 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis	180
Figura 5.34 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm na Barragem do Clóvis ...	180
Figura 5.35 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis	181
Figura 5.36 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm na Barragem do Clóvis ...	181
Figura 5.37 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis	182
Figura 5.38 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm na Barragem do Clóvis ...	182
Figura 5.39 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis	183
Figura 5.40 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm na Barragem do Clóvis .	183
Figura 5.41 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis	184
Figura 5.42 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm em Fazenda Laranjeiras.	185
Figura 5.43 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras	186
Figura 5.44 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm em Fazenda Laranjeiras.	186
Figura 5.45 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras	187
Figura 5.46 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm em Fazenda Laranjeiras.	187
Figura 5.47 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras	188
Figura 5.48 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm em Fazenda Laranjeiras.	188
Figura 5.49 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras	189
Figura 5.50 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm em Fazenda Laranjeiras.	189
Figura 5.51 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras	190
Figura 5.52 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm em Fazenda Laranjeiras	190
Figura 5.53 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras	191
Figura 5.54 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem	192

Figura 5.55 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem	193
Figura 5.56 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem	193
Figura 5.57 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem	194
Figura 5.58 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem	194
Figura 5.59 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem	195
Figura 5.60 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm na Fazenda do Juvenal ...	196
Figura 5.61 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal.....	196
Figura 5.62 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm na Fazenda do Juvenal ...	197
Figura 5.63 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal.....	197
Figura 5.64 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm na Fazenda do Juvenal ...	198
Figura 5.65 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal.....	198
Figura 5.66 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm na Fazenda do Juvenal ...	199
Figura 5.67 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal.....	199
Figura 5.68 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm na Fazenda do Juvenal ...	200
Figura 5.69 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal.....	200
Figura 5.70 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm na Fazenda do Juvenal .	201
Figura 5.71 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal	201
Figura 5.72 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm na Foz do Teixeiraõ.....	202
Figura 5.73 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm na Foz do Teixeiraõ.....	203
Figura 5.74 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm na Foz do Teixeiraõ.....	203
Figura 5.75 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm na Foz do Teixeiraõ.....	204
Figura 5.76 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm na Foz do Teixeiraõ.....	204
Figura 5.77 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm na Foz do Teixeiraõ.....	205
Figura 5.78 - Potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) na profundidade de 100 mm	206
Figura 5.79 - Potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) na profundidade de 200 mm	207

Figura 5.80 - Potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) na profundidade de 300 mm	207
Figura 5.81 - Potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) na profundidade de 400, 600 e 1000 mm	208
Figura 5.82 - Monitoramento do nível d'água nos poços piezométricos localizados em Fazenda Laranjeiras	210
Figura 5.83 - Monitoramento do nível estático em relação à superfície do selo sanitário	210
Figura 5.84 - Umidade do solo no ponto monitorado na Chácara São Vicente.....	212
Figura 5.85 - Umidade do solo nos pontos monitorados na Fazenda do Tuta.....	213
Figura 5.86 - Umidade do solo nos pontos monitorados na Barragem do Clóvis.....	214
Figura 5.87 - Umidade do solo nos pontos monitorados na Fazenda Laranjeiras	216
Figura 5.88 - Umidade do solo nos pontos monitorados na Fazenda Laranjeiras/Barragem	219
Figura 5.89 - Umidade do solo nos pontos monitorados	220
Figura 5.90 - Umidade do solo nos pontos monitorados	222
Figura 5.91 - Vazão calibrada versus vazão observada para bacia do córrego Teixeiraõ	228
Figura 5.92 - Vazão simulada versus vazão observada para bacia do córrego Teixeiraõ	228
Figura 5.93 - Vazão simulada versus vazão observada para bacia do córrego Teixeirainha	229
Figura 5.94 - Umidade obtida no modelo versus umidade observada no ponto Laranjeiras 4.....	231
Figura 5.95 - Simulação realizada para o ponto localizado na Chácara São Vicente....	234
Figura 5.96 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda do Tuta 3.....	235
Figura 5.97 - Simulação realizada para o ponto localizado na Barragem do Clóvis 2 ..	235
Figura 5.98 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 4.	236
Figura 5.99 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 1.	236
Figura 5.100 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 1 com interceptão	237
Figura 5.101 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras/Barragem 3	237
Figura 5.102 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda do Juvenal 3.	238
Figura 5.103 - Simulação realizada para o ponto localizado na Foz do córrego Teixeiraõ 2	238
Figura 5.104 - Simulação realizada para o ponto localizado na Chácara São Vicente..	241
Figura 5.105 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda do Tuta 3.....	241
Figura 5.106 - Simulação realizada para o ponto localizado na Barragem do Clóvis 2	242

Figura 5.107 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 4	242
Figura 5.108 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 1	243
Figura 5.109 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 1 com interceptão	243
Figura 5.110 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras/Barragem 3	244
Figura 5.111 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda do Juvenal 3.	244
Figura 5.112 - Simulação realizada para o ponto localizado na Foz do córrego Teixeira 2	245
Figura A.1 - Esquematização do módulo de produção	267
Figura A.2 - Distribuição espacial da capacidade de tensão capilar da água do solo	271
Figura A.3 - Distribuição espacial da capacidade de água livre	274
Figura A.4 - Esquematização do MORECS	280

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Classificação das regiões áridas e semiáridas no mundo	9
Tabela 3.2 - <i>Polígono das Secas</i>	11
Tabela 3.3 - Região semiárida brasileira	12
Tabela 3.4 - Variáveis hidrológicas de bacias hidrográficas do Nordeste.....	14
Tabela 3.5 - Bacias experimentais nos estudos americanos do Arizona e Novo México..	56
Tabela 3.6 - Estudos realizados de monitoramento de processos hidrológicos.....	59
Tabela 4.1 - Características fisiográficas das bacias	90
Tabela 4.2 - Percentual da área da bacia correspondente à classe de declividade.....	91
Tabela 4.3 - Poços tubulares cadastrados e piezômetros instalados	107
Tabela 4.4 - Localização dos tubos de acesso	129
Tabela 5.1 - Precipitação mensal na estação da Barragem do Clóvis (mm)	146
Tabela 5.2 - Precipitação mensal na estação de Itinga (mm)	146
Tabela 5.3 - Precipitação mensal na estação da Fazenda Laranjeiras (mm).....	146
Tabela 5.4 - Precipitação mensal na estação da Chácara São Vicente (mm).....	147
Tabela 5.5 - Peso de cada estação pluviométrica	147
Tabela 5.6 - Precipitação média da bacia do Teixeiraõ	147
Tabela 5.7 - Compilação dos dados de precipitação da Fazenda Laranjeiras.....	149
Tabela 5.8 - Compilação dos dados de precipitação da Barragem do Clóvis	149
Tabela 5.9 - Compilação dos dados de precipitação da Chácara São Vicente.....	149
Tabela 5.10 - Compilação dos dados de precipitação de Itinga	150
Tabela 5.11 - Comparação da precipitação de 2011/2012 com os outros anos monitorados.....	150
Tabela 5.12 - Precipitações médias mensais na estação de Itinga e na bacia do córrego Teixeiraõ	150
Tabela 5.13 - Evapotranspiração do tanque “Classe A” medida na Barragem do Clóvis (mm).....	153
Tabela 5.14 - Evapotranspiração de referência (ET _o) obtida na estação Fazenda Laranjeiras (mm).....	153
Tabela 5.15 - Evapotranspiração de referência (ET _o) obtida na estação Chácara São Vicente (mm).....	153
Tabela 5.16 - Evapotranspiração média mensal na estação climatológica da Barragem do Clóvis	154
Tabela 5.17 - Evapotranspiração média mensal das estações climatológicas	154
Tabela 5.18 - Índice de Aridez da bacia do córrego Teixeiraõ	159
Tabela 5.19 - Intercepção na área de estudo da Fazenda Laranjeiras	160

Tabela 5.20 - Composição granulométrica do solo da bacia do Teixeiraõ	162
Tabela 5.21 - Infiltração em Fazenda Laranjeiras	163
Tabela 5.22 - Infiltração na Fazenda do Juvenal.....	163
Tabela 5.23 - Infiltração na Fazenda do Juvenal 2.....	164
Tabela 5.24 - Infiltração na Fazenda do Tuta.....	165
Tabela 5.25 - Valores dos coeficientes da fórmula proposta por Horton	166
Tabela 5.26 - Vazão no Teixeiraõ (m³/s).....	167
Tabela 5.27 - Vazão no Teixeiraõ (m³/s)	167
Tabela 5.28 - Monitoramento do lençol raso na Fazenda Laranjeiras (cm).....	209
Tabela 5.29 - Variação do volume de água armazenado na Chácara São Vicente	212
Tabela 5.30 - Variação do volume de água armazenado na Fazenda do Tuta	213
Tabela 5.31 - Variação do volume de água armazenado na Barragem do Clóvis	214
Tabela 5.32 - Variabilidade espacial da umidade do solo em Fazenda Laranjeiras	215
Tabela 5.33 - Valores do coeficiente de Spearman	217
Tabela 5.34 - Variação do volume de água armazenado na Fazenda Laranjeiras.....	217
Tabela 5.35 - Variabilidade espacial da umidade do solo em Fazenda Laranjeiras/Barragem	218
Tabela 5.36 - Valores do coeficiente de Spearman	219
Tabela 5.37 - Variação do volume de água armazenado na Fazenda Laranjeiras/Barragem	220
Tabela 5.38 - Variação do volume de água armazenado	221
Tabela 5.39 - Variação do volume de água armazenado	222
Tabela 5.40 - Balanço Hídrico no córrego Teixeiraõ.....	223
Tabela 5.41 - Balanço Hídrico no córrego Teixeiraõ	223
Tabela 5.42 - Resultados estatísticos obtidos para as calibrações realizadas.....	225
Tabela 5.43 - Parâmetros obtidos nas calibrações realizadas	225
Tabela 5.44 - Resultados obtidos para a simulação realizada no córrego Teixeiraõ com o melhor conjunto de parâmetros do ano hidrológico 06/07	226
Tabela 5.45 - Resultados obtidos para a simulação realizada no córrego Teixeiraõ com o melhor conjunto de parâmetros do ano hidrológico 06/07	227
Tabela 5.46 - Balanço hídrico obtido por meio da simulação realizada.....	231
Tabela 5.47 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Chácara São Vicente	232
Tabela 5.48 - Resultados obtidos para a simulação realizada em na Fazenda do Tuta 3	232
Tabela 5.49 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Barragem do Clóvis 2	233

Tabela 5.50 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Fazenda Laranjeiras 4	233
Tabela 5.51 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Fazenda Laranjeiras 1	233
Tabela 5.52 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Fazenda Laranjeiras 1 com dados da interceptação	233
Tabela 5.53 - Resultados obtidos para a simulação na Fazenda Laranjeiras/Barragem 3	234
Tabela 5.54 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Fazenda do Juvenal 3	234
Tabela 5.55 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Foz do córrego Teixeira 2	234
Tabela 5.56 - Balanço hídrico com os resultados obtidos com o MORECS.....	245
Tabela 5.57 - Comparação do deflúvio simulado com os observados.....	245

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas

AESA - Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba

ANA - Agência Nacional de Águas

ANEEL - Agência Nacional de Energia Elétrica

ASAS - Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

BEER - Bacias Experimentais e Representativas de Hidrologia do Semiárido

BHE - Bacias Hidrográficas Experimentais

BHR - Bacias Hidrográficas Representativas

CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CPRM - Serviço Geológico do Brasil

CNRS - *Centre National de la Recherche Scientifique* - Centro Nacional de Pesquisa Científica

DISPAB-SA - Disponibilidade hídrica em pequenos açudes e pequenas bacias hidrográficas da região semiárida do Brasil

DNAE - Departamento Nacional de Águas e Energia

DNAEE - Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica

DNOCS - Departamento Nacional de Obras Contra as Secas

DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral

EE-UFMG - Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais

ENOS - El Niño/Oscilação Sul

EUA - Estados Unidos da América

FAO - *Food and Agriculture Organization* - Organização para a Agricultura e Alimentação

FINEP - Financiadora de Estudos e Projetos

GEVJ - Grupo de Estudo Vale do Jaguaribe

GTI - Grupo de Trabalho Interministerial

IAHS - *International Association of Hydrological Sciences* - Associação Internacional de Ciências Hidrológicas

IBESA - Implantação de Bacias Experimentais no Semiárido

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INRA - *Institut National de La Recherche Agronomique* - Instituto Nacional de Pesquisa Agronômica

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

MAE - Ministério das Relações Exteriores da França

MCT - Ministério da Ciência e Tecnologia

MI - Ministério da Integração Nacional

MISA - Medida e Modelagem da Interceptação no Semiárido

MMA - Ministério do Meio Ambiente

MME - Ministério das Minas e Energia

MORECS - *Met Office Rainfall and Evaporation Calculation System*

NWS - *National Weather Service* - Serviço Nacional de Meteorologia dos Estados Unidos

ORSTOM - *Office de La Recherche Scientifique et Technique outre-Mer*

PROSED - Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido

PUB - *Prediction in Ungauged Basins* - Predição em Bacias não-monitoradas

REHISA - Rede de Hidrologia do Semiárido

SCC - Sistemas de Classificações Climáticas

SIG - Sistema de Informação Geográfica

SUDENE - Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste

TAPI - Tecnologias Apropriadas para a Pequena Irrigação

TDR - *Time Domain Reflectometry* - Reflectometria no Domínio do Tempo

TDS - Total de sólidos dissolvidos

TSM - Temperatura da superfície do mar

UFAL - Universidade Federal de Alagoas

UFBA - Universidade Federal da Bahia

UFC - Universidade Federal do Ceará

UFCG - Universidade Federal de Campina Grande

UFPB - Universidade Federal da Paraíba

UFPE - Universidade Federal de Pernambuco

UFRN - Universidade Federal do Rio Grande do Norte

UFRPE - Universidade Federal Rural de Pernambuco

UNESCO - *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* - Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura

UPPA - Utilização Produtiva de Pequenos Açudes

ZCAS - Zona de convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de convergência intertropical

LISTA DE NOTAÇÕES

A - Área da bacia hidrográfica (km²)

C - Parcela que escoar pelo tronco das árvores

DE - Deflúvio (mm)

ET_o - Evapotranspiração de referência da cultura (mm)

ET_c - Evapotranspiração da cultura sob condições padrão (mm)

ET_c adj - Evapotranspiração da cultura sob condições fora do padrão (mm)

ET_p - Evapotranspiração potencial média anual (mm)

f_p - taxa de infiltração no tempo t (mm/h)

f_c - taxa de infiltração mínima (mm/h)

f_0 - taxa de infiltração inicial (mm/h)

I - Infiltração (mm/h)

IA - Índice de Aridez

k - constante da exponencial da fórmula de Horton (/h)

kc - coeficiente de correção da cultura

kp - coeficientes de correção do tanque

P - Precipitação média anual (mm)

Q - Vazão ou escoamento (m³/s)

R_{ij} - posição ordenada da variável θ_{ij} observada no tempo j no ponto i

r_s - coeficiente de correlação de Spearman

S_i - Precipitação interceptada (mm)

t - tempo do intervalo (h)

T - Precipitação interna que atravessa a vegetação (mm)

ΔS - Volume armazenado (mm)

Δ_{ij} - diferença entre uma medição individual de θ_{ij} no local i e no tempo j

δ_{ij} - diferença relativa

$\bar{\delta}_i$ - média temporal da diferença relativa

θ - umidade do solo (mm)

$\sigma(\bar{\delta}_i)$ - desvio padrão

ψ - potencial da água no solo (kPa)

1 INTRODUÇÃO

A gestão e o planejamento dos recursos hídricos dependem de uma adequada quantificação da disponibilidade hídrica. A gestão racional da água deve ser fundamentada sobre uma profunda compreensão da disponibilidade de água em movimento na atmosfera, a qual é uma questão complexa e crucial para o desenvolvimento de uma região. O conhecimento detalhado das variáveis que compõem o ciclo hidrológico é o subsídio para uma gestão eficiente.

O aumento avassalador da demanda hídrica para os mais variados fins vem ocasionando e intensificando os conflitos locais, nacionais e até internacionais pelo direito de utilizar os recursos hídricos. Em muitos países situados em regiões áridas e semiáridas, a disponibilidade per capita de água apresenta-se inferior àquela necessária para permitir o abastecimento de suas populações e de suas indústrias, para produzir alimentos e energia. Em particular, a escassez de água constitui uma das grandes limitações para o desenvolvimento socioeconômico de regiões áridas e semiáridas do mundo.

As regiões áridas e semiáridas ocupam um terço da superfície da Terra. Essas regiões enfrentam grandes desafios na gestão dos escassos recursos hídricos, quando analisados os fatores de crescimento populacional, poluição, uso da terra e mudanças climáticas. Novos conceitos de manejo de água em regiões áridas e semiáridas para mitigar escassez vêm sendo propostos, baseados na aplicação de técnicas alternativas de aproveitamento de água de precipitações reduzidas e vazões em cursos d'água intermitentes.

No Brasil, em termos gerais a água é abundante, mas sua distribuição é irregular no tempo e no espaço, com a ocorrência de uma região semiárida na qual se observa a situação mais crítica no que se refere à escassez hídrica. Não se considera que há áreas de clima árido no Brasil. No entanto, tem-se no país uma das maiores regiões semiáridas do mundo, compreendida por grande parte da região Nordeste, além de uma pequena parte da região Sudeste. A história do semiárido brasileiro está intimamente relacionada às secas, cujos efeitos se apresentam na forma de desemprego rural, fome, pobreza etc.

Atualmente, 11,4% da superfície terrestre brasileira é classificada como área semiárida, e nessa região vivem aproximadamente 20,8 milhões de pessoas (SUDENE, 2010). A principal característica climática do semiárido brasileiro é a baixa quantidade e irregularidade da

precipitação. A maioria dos cursos d'água na região semiárida brasileira é intermitente e possui no seu leito uma grande camada de areia que fica exposta no período seco.

A experiência brasileira estabelecida em décadas passadas nas regiões de escassez hídrica indica que não basta o desenvolvimento de planos para construção de infraestruturas hídricas. Para Cirilo *et al.* (2010), o fortalecimento da infraestrutura hídrica do Nordeste como política de convivência com as secas tem sido praticado desde os tempos do Império, muito já foi construído e não se tem mais a vulnerabilidade do início do século passado.

Diante da grande extensão territorial brasileira, a medição de variáveis hidroclimatológicas em todas as bacias hidrográficas do país é economicamente difícil e fisicamente impraticável, existindo uma grande carência de dados hidrológicos nas pequenas bacias. O monitoramento hidrológico no Brasil surgiu da necessidade de se dispor de dados e informações da hidrografia brasileira, com o propósito de estudar e levantar os aproveitamentos da energia hidráulica para geração de eletricidade. As estações de monitoramento de dados hidrológicos foram implantadas na tentativa de monitorar as grandes bacias do país, sendo verificados poucos estudos em pequenas bacias. Apesar dos pequenos avanços nas últimas décadas, a rede de monitoramento existente para as bacias de menor porte ainda é precária e bastante deficiente.

O monitoramento de pequenas bacias é de fundamental importância para a complementação da rede de informações hidrológicas, além de permitir o estudo dos processos físicos atuantes no ciclo hidrológico e dar suporte à gestão de recursos hídricos e à conservação do solo.

As bacias hidrográficas localizadas em áreas de difícil acesso em regiões semiáridas ou as de pequenas áreas de drenagem não contam, geralmente, com uma rede adequada de coleta de informações hidrológicas. Para solucionar essa situação, a realização de um projeto de monitoramento é de suma importância para aprofundar os conhecimentos das características físicas, econômicas e sociais próprias de uma dada bacia.

A estimativa do comportamento hidrológico de uma bacia não-monitorada é uma tarefa frequente em projetos de aproveitamento de recursos hídricos. Há duas alternativas disponíveis para atingir esse objetivo: a regionalização hidrológica, que utiliza informações hidroclimatológicas disponíveis e informações fisiográficas de bacias da região para sintetizar uma informação hidrológica para locais não-monitorados; e a simulação chuva-vazão da bacia

não-monitorada, com parâmetros transferidos de modelos chuva-vazão ajustados em bacias próximas.

A simulação de bacias não-monitoradas (ou pouco monitoradas) envolve, em maior ou menor grau, algum tipo de extrapolação do que é observado ou inferido em uma bacia monitorada. Independentemente dos métodos utilizados, as simulações em bacias pouco monitoradas apresentam incertezas (nos dados e na calibração dos parâmetros) que são inerentes à abordagem do problema, pois os resultados não podem ser avaliados ou verificados com absoluta confiança.

A realização de estudos em bacias experimentais permite caracterizar com maior precisão as relações entre solo, água, vegetação e atmosfera, e transportar esse conhecimento para regiões hidroclimatológicas semelhantes sem monitoramento. Com a utilização do monitoramento contínuo das variáveis hidrológicas é possível realizar, por meio de modelagem, o diagnóstico da bacia hidrográfica e estabelecer, por exemplo, técnicas de controle de erosão e conservação da água e solo. Para tanto, essas bacias, quando densamente monitoradas, configuram laboratórios em campo que subsidiam estudos detalhados de processos físicos do ciclo hidrológico. Dessa forma, com base em estudos realizados com a implantação de bacias experimentais, podem ser elaboradas diretrizes de gestão para aplicação em locais desprovidos de informações.

Poucas foram as iniciativas de se estabelecer bacias experimentais no semiárido brasileiro até o final do século passado, sendo exceção o trabalho de Cadier (1994), no qual são apresentadas sínteses hidrológicas de diversas bacias do semiárido nordestino.

Para uma melhor compreensão e gerenciamento dos recursos hídricos na região semiárida brasileira, um grupo de universidades e outras entidades da região Nordeste do Brasil se reuniu em um projeto de pesquisa denominado Rede de Hidrologia do Semiárido (REHISA). Na última década, em especial, esse grupo de pesquisa tem se dedicado a projetos em bacias experimentais e representativas.

No semiárido mineiro, especificamente na região do médio Jequitinhonha, não foram encontrados registros de instalação e operação sistemática de bacias representativas. Nessa região, dispõe-se de poucas informações hidrometeorológicas, principalmente fluviométricas, de bacias de rios intermitentes, dificultando a estimativa das disponibilidades hídricas.

Adicionalmente, observa-se que pouco tem se investido em pesquisas para melhorar o conhecimento dos processos hidrológicos nessa região. Procura-se superar problemas relacionados à escassez de dados hidrológicos por meio da aplicação de dados regionalizados.

Neste contexto, o presente trabalho se propõe a utilizar como área de pesquisa as bacias representativas dos córregos Teixeira e Teixeira, localizadas no vale do Jequitinhonha no semiárido mineiro. A bacia do Teixeira foi instrumentada com estações climatológicas, pluviográficas e fluviográficas. Adicionalmente, foram instalados pluviômetros para estimar as perdas por interceptação, poços piezométricos para avaliar o comportamento de águas subterrâneas, tubos de acesso para medição da umidade do solo e tensiômetros para medição do potencial da água no solo. Na bacia não-monitorada do córrego intermitente Teixeira foi somente realizado um monitoramento fluviométrico na foz do curso d'água. No desenvolvimento desta pesquisa procurou-se analisar processos hidrológicos na bacia do córrego Teixeira, calibrar e verificar a aplicabilidade de modelos chuva-vazão e comparar seus fluviogramas com aqueles do córrego Teixeira.

No Capítulo 2 são apresentados os objetivos da tese e as justificativas de desenvolvimento da pesquisa sobre processos hidrológicos em bacias intermitentes e não-monitoradas no semiárido mineiro. No Capítulo 3 a revisão bibliográfica é apresentada por meio de considerações sobre bacias hidrográficas em regiões semiáridas e a importância dos processos hidrológicos que ocorrem no semiárido (precipitação, evapotranspiração, interceptação, infiltração, escoamento superficial, e escoamento subterrâneo). Apresenta-se um histórico das atividades de monitoramento realizadas nas regiões semiáridas considerando um contexto mundial e o nacional. Também, apresenta-se a importância e os conceitos necessários para a execução das atividades de modelagem hidrológica na região. No Capítulo 4 é apresentada a metodologia para o desenvolvimento do trabalho, com a caracterização da região de estudo e das atividades de monitoramento que foram realizadas. No Capítulo 5 apresentam-se os resultados do monitoramento realizado, com consideração de cada processo hidrológico estudado e com análise dos resultados obtidos nas simulações realizados com os modelos chuva-vazão utilizados. No Capítulo 6 são apresentadas as conclusões e recomendações das atividades de monitoramento dos processos monitorados realizados e dos resultados de modelagem obtidos para a região semiárida mineira.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

O objetivo deste trabalho é avaliar o comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica representativa localizada no semiárido mineiro e inferir a adequabilidade de extrapolar os resultados a bacias não-monitoradas localizadas na mesma região.

2.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos são:

- a) investigar e monitorar processos hidrológicos em uma bacia hidrológica representativa na região semiárida mineira de outubro de 2009 a março de 2012;
- b) avaliar a variabilidade espacial e temporal da umidade do solo na bacia hidrográfica representativa do Teixeira, localizada na região semiárida mineira;
- c) analisar o desempenho de dos modelos chuva-vazão (Rio Grande e MORECS) de diferentes graus de complexidade para simular a umidade do solo e a vazão em uma bacia monitorada; e
- d) avaliar a possibilidade de se utilizar modelos chuva-vazão para estimar as vazões em uma bacia não-monitorada a partir de parâmetros obtidos de calibrações realizadas em uma bacia monitorada.

2.3 Justificativas

A água, como recurso natural, tem papel de destaque no cenário atual de desenvolvimento, tornando-se essencial por apresentar oferta limitada, com elevada variabilidade espacial e temporal.

A implantação de bacias representativas ou experimentais permite ampliar o conhecimento dos processos hidrológicos de biomas específicos, como, por exemplo, o cerrado ou a caatinga. O monitoramento contínuo do comportamento hidrológico nessas bacias, em diferentes escalas, é uma alternativa para o entendimento dos fenômenos hidrológicos. As bacias representativas representam um ganho para o conhecimento hidrológico, principalmente em áreas pouco monitoradas, como é o caso da região Nordeste do estado de

Minas Gerais. É notória a necessidade de se dispor de séries longas de dados hidrológicos para se aumentar a confiança nas extrapolações, principalmente em bacias do semiárido.

Após a realização do monitoramento, modelos hidrológicos podem ser utilizados para melhorar a compreensão da dinâmica da bacia hidrográfica. Os modelos podem ser calibrados, permitindo, por exemplo, a geração de séries sintéticas e também a obtenção de dados em bacias não-monitoradas.

A associação entre o aprimoramento dos métodos de modelagem e o maior conhecimento dos processos hidrológicos, em diferentes escalas, pode resultar em menores incertezas na predição de variáveis hidrológicas em bacias pouco monitoradas. Esse é um desafio que está sendo enfrentado pela comunidade hidrológica internacional por meio do programa *Prediction in Ungauged Basins*, de iniciativa da *International Association of Hydrological Sciences* (IAHS).

Com o objetivo de ampliar o conhecimento de processos hidrológicos no semiárido de Minas Gerais, em outubro de 2005, foi iniciado um projeto de pesquisa no âmbito do edital de Bacias Representativas da FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos). Optou-se pela implantação do monitoramento na bacia representativa do córrego Teixeira, na região do médio Jequitinhonha, pois essa é uma bacia com um curso d'água intermitente, que apresenta características de uma região de transição entre o Cerrado e a Caatinga.

Anteriormente, a bacia do Teixeira foi objeto de uma pesquisa financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e executada em parceria pela Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais (EE-UFMG) e pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), com o objetivo principal de avaliar a eficiência de técnicas de captação de água de chuva, como barragens subterrâneas e estruturas de micro-captação (VIANA, 2006; HERNADEZ-BERNAL, 2007). Em 2004 e 2005, no âmbito desse projeto, foram instaladas nessa bacia estações pluviográficas e evaporimétricas e uma estação pluviográfica próxima à foz, com uma área de drenagem de 142 km².

Além da implantação e da ampliação de estações hidrométricas nas bacias representativas, também foram fabricadas e instaladas réguas de máximo *crest-stage* (Pinto *et al.*, 2007). A régua de máximos é um equipamento simples que permite a materialização do nível máximo alcançado por um curso d'água durante o intervalo de tempo entre duas visitas de equipes de

campo. Em 2007, utilizou-se um modelo chuva-vazão adaptado para simulação de bacias com rios intermitentes do semiárido (Oliveira e Silva *et al.*, 2007). O modelo é concentrado, contínuo, de simulação em intervalo de tempo diário e horário, composto de dois módulos: produção e concentração. Entretanto, os resultados obtidos não foram satisfatórios, principalmente porque o modelo é uma adaptação do modelo Xinanjiang, normalmente utilizado em bacias úmidas.

O vale do Jequitinhonha é uma região do Brasil que se apresenta com problemas sociais e econômicos graves, e sua população depende muito das atividades agropastoris para subsistência. Para Schwartzman (2007), a escassez hídrica na região semiárida mineira está de alguma forma relacionada ao mau aproveitamento dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos existentes. Para o mesmo autor, a gestão dos recursos naturais tem se mostrado historicamente vulnerável, com a predominância de tecnologias ou formas de utilização ambientalmente predatórias na agricultura e nas atividades minerárias, contribuindo, progressivamente, para a degradação dos recursos hídricos.

Neste contexto, este trabalho busca inferir e ampliar o conhecimento do comportamento das variáveis hidrológicas em uma bacia representativa localizada no semiárido mineiro. A hipótese explorada neste estudo é a de que o conhecimento dos processos hidrológicos de uma bacia hidrográfica localizada no semiárido mineiro permitirá extrapolar os resultados a bacias não-monitoradas e com as mesmas características localizadas na região.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 *Bacias hidrográficas em regiões semiáridas*

3.1.1 Características de bacias em regiões semiáridas

O clima semiárido brasileiro é considerado um dos mais complexos do mundo. Principalmente devido a seu sistema de circulação atmosférica, essa região sofre influência dos fenômenos do sistema oceano-atmosfera. Pela sua proximidade à linha do Equador, o padrão climático da região é diferente da maioria das regiões semiáridas. As variáveis climáticas, temperatura e índices pluviométricos interferem significativamente na hidrologia na região. A temperatura apresenta certa homogeneidade espacial e a precipitação pluviométrica sofre grandes oscilações, acarretando períodos de estiagens que podem variar de 9 a 11 meses.

A aridez é um conceito climático de forte *déficit* pluviométrico em relação à evapotranspiração, sendo muitas vezes agravada pela fraca média pluviométrica anual, tendo referência espacial (zonas semiáridas), o que diferencia do conceito de seca, que é temporal.

A FAO (Organização da Agricultura e Alimentação - *Food and Agriculture Organization*) da UNESCO (*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* - Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura), (1979) *apud* Simmers (2003), tem adotado a classificação da região árida baseada na relação entre a precipitação média anual (P em mm) e a evapotranspiração potencial média anual (ETP em mm), conforme apresentado na Tabela 3.1. Essa classificação tem sido adotada como padrão internacional. Assim, a fórmula geral é base da classificação dos diferentes tipos de regiões áridas e semiáridas no mundo.

No Brasil, a região semiárida não constitui um espaço homogêneo, tampouco desértico ou impróprio à vida. Pelo contrário, apresenta alta diversidade ecológica, possuindo ricos recursos naturais.

Tabela 3.1 - Classificação das regiões áridas e semiáridas no mundo

Região	P/ETP	Características
Hiperárida	<0,03	<ul style="list-style-type: none"> - Chuva muito baixa e irregular que pode precipitar em qualquer estação. - Variabilidade interanual da chuva pode atingir 100%. - Não há vegetação perene, excetuando alguns arbustos nos leitos dos rios. - Plantas anuais podem crescer nos anos úmidos. - Agricultura e pecuária são, geralmente, inviáveis.
Árida	0,03<P/ETP<0,2	<ul style="list-style-type: none"> - Precipitação anual de 80-150mm até 200-350mm. - Variabilidade interanual da chuva de 50-100%. - Vegetação esparsa, incluídas as xerófitas, suculentas e arbustos pequenos com espinhos ou sem folhas. - Pode existir pecuária de pastagem, mas não existe agricultura de sequeiro.
Semiárida	0,2<P/ETP<0,5	<ul style="list-style-type: none"> - Precipitação média anual de 300-400 a 700-800mm nos regimes pluviais de verão, e de 200-250 a 450-500mm nos regimes pluviais de inverno. - Variabilidade interanual da chuva de 25-50%. - Regiões de pastos com savanas e vegetação arbustiva tropical. - Algumas dessas regiões permitem as atividades agropastoris, ainda que com flutuações na produção devido à variabilidade das precipitações.
Subúmida	0,5<P/ETP<0,75	<ul style="list-style-type: none"> - Variabilidade interanual da chuva é menor que 25%. - Inclui savana tropical, maquis, arbustos e regiões pastoris. - Atividades agrícolas.

Fonte: Hernandez-Bernal (2004) e UNESCO (1979) *apud* Simmers (2003)

*P: precipitação anual; ETP: Evapotranspiração potencial anual

Nessa região, o bioma Caatinga, originalmente, abrangia uma área de aproximadamente 1 milhão de km², ocupando vastas extensões, mas, atualmente, sua área remanescente é de 734.478 km², sendo que menos de 1% está sob proteção de unidades de conservação (MMA, 2007). O bioma abrange cerca de 7% do território brasileiro, estendendo-se pelos estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Sergipe, Alagoas, Bahia e norte de Minas Gerais.

O termo caatinga é de origem indígena e significa mata clara e aberta. A vegetação natural do bioma Caatinga é bastante diversificada por apresentar vários outros ambientes associados. Pode-se dizer que é uma vegetação xeromórfica com plantas adaptadas ao clima, ou seja, folhas transformadas em espinhos, cutículas altamente impermeáveis e caules suculentos, entre outros mecanismos desenvolvidos para reter, armazenar e diminuir a perda de água nos períodos de estiagem. Nesse bioma há árvores baixas e arbustos que, em geral, perdem as folhas na estação das secas (espécies caducifólias), além de muitas cactáceas. Algumas das espécies mais comuns do bioma são (MMA, 2007): emburana; aroeira; umbu; baraúna; maniçoba; macambira; mandacaru e juazeiro.

A Região Nordeste é uma região de relativa escassez de recursos naturais e, em especial, os recursos hídricos superficiais apresentam uma distribuição geográfico-temporal irregular devido a sua variabilidade climática predominante.

A região do Atlântico Nordeste Oriental tem quase toda a totalidade de sua área pertencente à região do semiárido nordestino, com períodos críticos de longas estiagens, resultado de baixa pluviosidade e alta evapotranspiração. Nessa região, estão localizadas cinco importantes capitais do Nordeste brasileiro.

No Nordeste, em geral, por força do problema das secas, criou-se, ao longo do tempo, certa tradição cultural no uso e conservação da água. Sob o ponto de vista tecnológico, a região foi pioneira, por meio do Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS), em termos de medições pluviométricas, controle de umidade de maciços de barragens, piscicultura extensiva e intensiva e algumas técnicas de aproveitamento hidroagrícola.

Na região semiárida brasileira, localiza-se o *Polígono das Secas*, que representa um dos mais antigos desafios na área de recursos hídricos de nossa história. De acordo com Campos (1997), a ocorrência de secas se verifica desde antes da chegada dos europeus ao continente, sendo observado que, antes da ocupação dos sertões pelos colonizadores, a ocorrência do evento já expulsava os indígenas da região para o litoral.

O *Polígono das Secas* é um território reconhecido pela legislação como sujeito a períodos críticos de prolongadas estiagens. Trata-se de uma divisão regional efetuada em termos político-administrativos e não corresponde à zona semiárida, pois apresenta diferentes zonas geográficas, com distintos índices de aridez, abarcando desde áreas com características estritamente de seca, com paisagem típica de semideserto, a áreas com balanço hídrico positivo. Situa-se, majoritariamente, na região Nordeste, porém estende-se até o Norte de Minas Gerais. Na Tabela 3.2 apresenta-se a área por Estados do *Polígono das Secas*.

Tabela 3.2 - *Polígono das Secas*

<i>Polígono das Secas</i>		
Estados	Nº de municípios	Área (km ²)
Piauí	214	233.746,90
Ceará	180	144.245,70
Rio Grande do Norte	161	51.347,50
Paraíba	223	56.584,70
Pernambuco	145	90.504,50
Alagoas	51	14.782,10
Sergipe	32	13.268,20
Bahia	256	357.820,20
Minas Gerais	86	121.490,90
Total	1.348	1.083.790,70

Fontes: SUDENE (2010) e Área Municipal (IBGE 2010)

Portanto, da área total do *Polígono das Secas* de 1.083.790,70 km², 962.299,80 km² situam-se na região Nordeste. Na área delimitada pela poligonal, ocorrem, periodicamente, secas anômalas que se traduzem na maioria das vezes em grandes calamidades, ocasionando sérios danos à agropecuária nordestina e graves problemas sociais.

A região semiárida oficial brasileira foi criada pela Lei Federal nº 7.827, de 27 de setembro de 1989 (BRASIL, 1989), em substituição ao *Polígono das Secas*. O critério adotado para a delimitação da região árida brasileira foi a precipitação pluviométrica média anual inferior a 800 mm, ficando a cargo da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) a tarefa de definir os limites dessa região (MMA, 2006). Na década de 90, em vários momentos, a SUDENE alterou sua delimitação, muitas vezes por critérios técnicos, mas também por pressões políticas de prefeituras.

Em 2004, foi instituído pelo Ministério da Integração Nacional (MI), pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA) e pelo Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT) um grupo de trabalho interministerial (GTI) com a finalidade específica de apresentar estudos e propostas de critérios para redefinir a região semiárida brasileira, visando, assim, à orientação de políticas públicas de apoio ao desenvolvimento da região.

Para a nova delimitação do semiárido brasileiro, o GTI tomou por base três critérios técnicos (MI, 2005):

- a) precipitação pluviométrica média anual inferior a 800 milímetros;
- b) índice de aridez de até 0,5, calculado pelo balanço hídrico, que relaciona a precipitação e a evapotranspiração potencial, no período entre 1961 e 1990; e
- c) risco de seca maior que 60%, tomando-se por base o período entre 1970 e 1990.

Com essa atualização, a área classificada oficialmente como semiárida brasileira aumentou de 892.309,4 km² para 969.589,4 km². Na Tabela 3.3 apresenta-se a quantidade de municípios pertencentes à região semiárida brasileira, por estado da federação.

Tabela 3.3 - Região semiárida brasileira

Estado	Qtd. municípios na área de atuação da SUDENE	Qtd. municípios dentro do semiárido	Qtd. municípios fora do semiárido
Maranhão	217	0 (0,00%)	217 (100,00%)
Piauí	223	127 (56,95%)	96 (43,05%)
Ceará	184	150 (81,52%)	34 (18,48%)
Rio Grande do Norte	167	147 (88,02%)	20 (11,98%)
Paraíba	223	170 (76,23%)	53 (23,77%)
Pernambuco	185	122 (65,95%)	63 (34,05%)
Alagoas	102	38 (37,25%)	64 (62,75%)
Sergipe	75	29 (38,67%)	46 (61,33%)
Bahia	417	265 (63,55%)	152 (36,45%)
Minas Gerais	168	85 (50,60%)	83 (49,40%)
Espírito Santo	28	0 (0,00%)	28 (100,00%)
Total	1989	1.133 (56,96%)	856 (43,04%)

Fonte: SUDENE (2010)

A população dos 1.133 municípios do semiárido brasileiro é de 20.858.264 milhões de pessoas, com 44% residindo na zona rural (SUDENE, 2010).

A região semiárida brasileira é pobre em volume de escoamento de água dos rios, devido às características da região, que é marcada por um regime pluvial de grandes oscilações, com prolongados períodos de seca alternados por curtos, mas intensos, períodos chuvosos. Quanto às características geológicas, observa-se que existe a predominância de solos rasos baseados sobre rochas cristalinas e, conseqüentemente, baixas trocas de água entre o rio e os solos adjacentes.

Vieira (2003) apresenta algumas especificidades regionais da região semiárida brasileira e do polígono das secas:

- Precipitação pluvial: no nordeste, a precipitação média anual é da ordem de 950 mm, enquanto no *Polígono das Secas* é de apenas 650 mm.
- Escoamento superficial: o deflúvio médio anual no Nordeste é de aproximadamente 160 bilhões de m³, e no *Polígono das Secas* cerca de 90 bilhões de m³.
- Coeficiente de escoamento: o coeficiente de escoamento superficial na região é muito baixo, variando entre 0,06 a 0,26, com média aproximada de 0,12.
- Evapotranspiração potencial: bastante elevada, variando entre 1400 a 2000 mm, como valores médios nas 24 grandes bacias nordestinas, ultrapassando 2000 mm em inúmeros locais.
- Déficit de evapotranspiração potencial: o déficit de evapotranspiração real em relação à evapotranspiração potencial (bom indicador de aridez) varia entre 50 mm até valores superiores a 1.000 mm.
- Intermitência dos rios: todas as grandes bacias que constituem a região Nordeste possuem rios intermitentes, à exceção dos rios São Francisco e Parnaíba.
- Vulnerabilidade natural hídrica das bacias: pode ser definida por meio de dois parâmetros: intermitência dos rios e relação entre o déficit de evapotranspiração potencial e precipitação média.
- Frequência de secas: a estatística das grandes secas ocorridas no Nordeste indica 30% de anos secos no século XVIII, 16% de anos secos no século XIX e 23% de anos secos no século XX.
- Variabilidade de deflúvios: as vazões naturais dos rios possuem elevado coeficiente de variação, com valor médio para o semiárido no entorno de 1,4.
- Rendimento hídrico dos reservatórios: em face do alto grau de evaporação, o rendimento dos reservatórios de acumulação é bastante baixo, com valores próximos a 25%.

- Predominância do cristalino: as áreas de formação cristalina representam cerca de 70% do *Polígono das Secas*, com aquíferos fissurais de potencial restrito (vazões médias no entorno de 4m³/hora).

Na Tabela 3.4 são apresentados valores das variáveis hidrológicas das principais bacias hidrológicas da região Nordeste.

Tabela 3.4 - Variáveis hidrológicas de bacias hidrográficas do Nordeste

U. P. DENOMINAÇÃO	ÁREA (km ²)	PRECIPITAÇÃO		ESCOAMENTO		COEFICIENTE DE ESCOAMENTO ("RUN-OFF")	EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL + INFILTRAÇÃO	
		(mm/ano)	(hm ³ /ano)	(mm/ano)	(hm ³ /ano)		(mm/ano)	(hm ³ /ano)
1 TOCANTINS-MARANHENSE	32900	1500	49350	181	5950	0,121	1319	43400
2 GURUPÍ	50600*	1840	93104	352	17800	0,191	1488	75304
3 MEARIM-GRAJAU-PINDARÉ	97000	1550	150350	181	17570	0,117	1369	132780
4 ITAPECURU	54000	1450	78300	172	9300	0,119	1278	69000
5 MUNIM-BARREIRINHAS	27700	1750	48475	318	8810	0,182	1432	39665
6 PARNAÍBA	330000	1030	339900	122	40120	0,118	908	299780
7 ACARAÚ-COREAÚ	30500	970	29585	173	5270	0,178	797	24315
8 CURU	11500	880	10120	205	2360	0,233	675	7760
9 FORTALEZA	14700	990	14553	154	2270	0,156	836	12283
10 JAGUARIBE	72000	790	56880	58	4150	0,073	732	52730
11 APODI-MOSSORÓ	15900	710	11289	52	820	0,073	658	10469
12 PIRANHAS-AÇU	44100	640	28224	62	2720	0,097	578	25504
13 LESTE POTIGUAR	24440	690	16863,6	69	1680	0,100	621	15183,6
14 ORIENTAL DAPARAÍBA	23760	690	16394,4	92	2190	0,133	598	14204,4
15 ORIENTAL DE PERNAMBUCO	25300	1040	26312	171	4330	0,164	869	21982
16 BACIAS ALAGOANAS	17100	1280	21888	180	3080	0,141	1100	18808
17 SÃO FRANCISCO	487000*	910	443170	84	41100	0,092	826	402070
18 VAZA-BARRIS	22330	760	16970,8	54	1200	0,071	706	15770,8
19 ITAPICURU-REAL	46100	770	35497	45	2080	0,058	725	33417
20 PARAGUAÇU-SALVADOR	81560	930	75850,8	103	8420	0,111	827	67430,8
21 CONTAS-JEQUIÉ	62240	870	54148,8	89	5560	0,102	781	48588,8
22 PARDO-CACHOEIRA	42000	1260	52920	170	7160	0,135	1090	45760
23 JEQUITINHONHA	23200*	1030	23896	269	6250	0,261	761	17646
24 EXTREMO SUL DA BAHIA	27300*	1320	36036	256	6980	0,194	1064	29056

Nota: (*) Área da Unidade de Planejamento dentro do Nordeste da SUDENE

Fonte : SUDENE (1980) *apud* Projeto Áridas (1994).

3.1.2 Bacias representativas e experimentais

Na hidrologia existe uma carência de dados para serem aplicados em modelos hidrológicos que podem ser utilizados no planejamento, aproveitamento e controle de recursos hídricos em regiões que não contam com um adequado monitoramento hidrológico. Em particular, no Brasil observa-se que existe uma grande carência de dados hidrológicos em bacias hidrográficas de pequeno porte, principalmente na região semiárida brasileira.

No Brasil, a disponibilidade de água é abundante, entretanto sua distribuição ocorre de forma irregular, como mostram, por exemplo, os dados do balanço hídrico das regiões hidrográficas

Amazônia e Atlântico Nordeste Oriental, cujos valores de vazão específica são iguais a, respectivamente, 34,2 L/s/km² e 2,81 L/s/km² (MMA, 2000).

O balanço hídrico é um componente crítico da gestão de recursos hídricos em paisagens áridas e semiáridas. O solo desempenha um papel central no controle do ciclo da água terrestre, de uma maneira fortemente não linear, na partição de precipitação entre evapotranspiração, escoamento e infiltração profunda.

Em muitos países situados em regiões áridas e semiáridas, a disponibilidade per capita de água já é inferior àquela necessária para permitir o cultivo de alimentos e para abastecimento local de suas populações. Há o receio do agravamento dos problemas relacionados à disponibilidade hídrica em função de eventuais mudanças climáticas, de ações antrópicas e do aumento da demanda de água.

As secas são um fenômeno natural que se diferenciam nitidamente das demais catástrofes naturais, pois, ao contrário de outras ocorrências naturais que se iniciam e terminam repentinamente e se restringem a uma pequena região, as secas quase sempre têm um início lento, uma longa duração e espalham-se por uma extensa área.

A seca, além de ser um problema climático, é uma situação que gera dificuldades sociais para a população que habita a região. A falta de água torna difícil o desenvolvimento da agricultura e a criação de animais. Entretanto, nos últimos anos, observa-se que esse fenômeno climático tem sido agravado por influências antrópicas, como, por exemplo, o uso de métodos inadequados de agricultura, sobrepastoreio, queimadas, desmatamentos e excessiva exploração das águas subterrâneas.

O enfrentamento do problema da escassez de água de qualidade no semiárido não se soluciona com a adoção de uma estratégia única. Para Bicudo *et al.* (2010), a implantação de infraestruturas hidráulicas, isoladas ou combinadas, constitui ação necessária para mitigar a problemática da água no semiárido. A definição de infraestrutura adequada e de estratégia de ação ou de gestão deve buscar o aumento da disponibilidade pelo aumento da eficiência do uso e controle da demanda e do desperdício, notadamente no que se refere à irrigação. Para Medeiros *et al.* (2011), a infraestrutura de recursos hídricos no semiárido necessita ser implantada, operada e mantida de modo a promover benefícios para a sociedade.

A política de acumulação de água no semiárido brasileiro tem ocorrido com a construção de açudes, infraestrutura típica da região. De acordo com Cirilo *et al.* (2010), esse tipo de obra tem sido construído sob duas formas. A primeira, com grandes reservatórios de capacidade de regularização plurianual, em bacias hidrográficas de maior porte; e a segunda utilizando pequenos reservatórios com capacidade da ordem de poucos milhares de metros cúbicos, os chamados barreiros. Podem ser citados, ainda, outros tipos de obra mais utilizados para o atendimento da população rural difusa, que são os poços e as cisternas rurais.

Para Medeiros *et al.* (2011), os problemas de recursos hídricos no semiárido brasileiro ocorrem em um espaço natural e social heterogêneo, impondo problemas diferentes que exigem soluções específicas. A separação ocorre por aqueles que pertencem e pelos que não pertencem a um sistema de recursos hídricos, sendo que o acesso à água pelas populações rurais difusas continua a ser um problema significativo, não obstante sua redução percentual devido à migração para centros urbanos.

A gestão integrada de recursos hídricos se constitui em uma das prioridades fundamentais das políticas públicas, em todo mundo. Para Vieira (2003), isso ocorre face ao crescimento populacional, ao crescimento da demanda hídrica para os mais variados fins e ao surgimento de conflitos locais, nacionais e internacionais na disputa pelos recursos hídricos limitados. Nas regiões áridas e semiáridas, a questão da gestão hídrica se torna primordial e necessária, devido à escassez das reservas naturais de água e à irregularidade, no tempo e no espaço, das precipitações e escoamentos superficiais.

A gestão de recursos hídricos no Brasil vem experimentando um considerável salto de qualidade nos últimos 30 anos, com um foco de gestão pública eficaz e multiobjetivos (BICUDO *et al.*, 2010). A Lei nº 9.433/1997, da Gestão dos Recursos Hídricos do Brasil, foi o marco dessa nova fase, bem como a criação, em 2000, da Agência Nacional de Águas (ANA).

A alteração dos processos hidrológicos na região semiárida pode significar diferentes tipos de prejuízos para as comunidades que vivem nessas regiões (CIRILO *et al.*, 2010). E para uma gestão e planejamento racional dos recursos hídricos se faz necessário o conhecimento dos dados hidroclimatológicos (precipitação, vazão, evaporação etc.).

Face à vasta extensão de regiões semiáridas e áridas no mundo, é essencial aprofundar o conhecimento dos processos hidrológicos nas mesmas. Porém, de acordo com Pilgrim *et al.* (1988), a falta de dados nessas regiões – situação que ainda persiste nos dias atuais – aumenta as dificuldades e incertezas de estimativas e é o principal obstáculo para a utilização de modelos hidrológicos.

Nas últimas décadas, observa-se que universidades localizadas na região nordeste vêm formando capital humano especializado em recursos hídricos, e os Estados vêm desenvolvendo um processo de capacitação institucional, com a instalação de secretarias próprias e sistemas integrados de gestão hídrica (VIEIRA, 2003).

Na região semiárida, nota-se que, para minimizar as oscilações da disponibilidade da água para atender a população, foi criada uma infraestrutura hídrica baseada na construção de inúmeros açudes, como forma de garantir, no tempo e no espaço, o atendimento às demandas hídricas. Entretanto, para a execução desses projetos é necessário conhecer os processos hidrológicos da região.

Os estudos em bacias hidrográficas são conduzidos para uma grande variedade de propósitos, incluindo a necessidade de compreender o balanço hídrico na bacia, os processos que controlam os movimentos da água e os impactos que as mudanças do uso do solo acarretam na quantidade e na qualidade da água.

A bacia hidrográfica é um sistema dinâmico e complexo, composto de variáveis de estado inter-relacionadas por uma série de funções de transferência, e submetido a entradas para produzir saídas. Em um curto prazo, constantes tidas como invariáveis no tempo, ou parâmetros, regem o comportamento do sistema, mas, em longo prazo, mesmo esses também podem ser variáveis no tempo, introduzindo uma maior complexidade em todas as tentativas para modelar o sistema. Além disso, o impacto das atividades antrópicas, diretas ou indiretas, pode afetar a bacia hidrográfica em uma variedade de maneiras e escalas de tempo.

A mais simples forma de estudo a ser realizada é selecionar uma bacia como sendo típica ou representativa de uma região, em termo de atributos como tipo de vegetação, geologia e declividade. Essas bacias são usadas para investigações intensivas de problemas específicos do ciclo hidrológico (ou parte dele) sobre uma estabilidade relativa das condições naturais.

As bacias representativas devem apresentar mudanças mínimas durante o período de estudo e, se mudanças ocorrerem, elas devem ser cuidadosamente registradas. De acordo com Toebes & Ouryvaev (1970), o tamanho da bacia representativa depende das condições naturais e dos objetivos do estudo, encontrando-se entre 1 e 250 km² e raramente excedendo 1000 km². Se a área da bacia representativa for excessiva, isso pode causar dificuldades na homogeneidade de certas características da bacia e na organização das instrumentações e observações.

A seleção da bacia é a primeira e mais importante parte na organização da pesquisa em bacias representativas. Selecionar uma bacia representativa é muito difícil, sendo as dificuldades causadas pelos requerimentos específicos do tipo de bacia e pela falta de critérios quantitativos claros para a seleção apropriada. Uma seleção incorreta pode reduzir o valor das observações de longo termo obtidas dos instrumentos instalados, e também colocar em dúvida os resultados da pesquisa científica.

O principal requisito para bacias representativas é a representatividade (a correspondência de suas características fisiográficas para aquela região hidrológica). Para Toebes & Ouryvaev (1970), é muito difícil selecionar uma bacia que é representativa e que satisfaça todas as características hidrológicas e todos os outros requisitos (como, por exemplo, geologia, vegetação, e relevo).

O requisito inicial para a seleção de regiões hidrológicas e bacias representativas é um mapa adequado. As necessidades do mapeamento dependem dos objetivos da pesquisa hidrológica. Para a seleção da região hidrológica, devem ser utilizados mapas que possuem informações hidrológicas, climáticas, pedológicas, vegetação e hidrogeológicas.

As bacias experimentais foram criadas para avaliar os efeitos das mudanças do uso e ocupação do solo; ampliar as séries de dados climatológicos; fazer predição hidrológica; e realizar pesquisas fundamentais. Uma bacia experimental pode ser instrumentada para avaliar os efeitos da realização de mudanças no uso e ocupação do solo sobre o comportamento dos processos hidrológicos.

Estudo de bacias emparelhadas pode ser usado para avaliar os efeitos da mudança do uso do solo. Nessa abordagem uma comparação pode ser feita entre duas bacias adjacentes que são consideradas semelhantes em todos os aspectos quanto à cobertura vegetal, com as diferenças entre o escoamento das bacias sendo atribuídas primeiramente ao uso do solo. Quando duas

bacias têm o mesmo uso do solo, uma bacia delas é deixada inalterada para servir como um controle, enquanto a outra tem o uso do solo manipulado após o período de calibração, durante o qual uma relação é estabelecida para o escoamento entre as duas bacias. Essa relação é então usada para fornecer uma comparação com o escoamento observado da bacia experimental após a sua mudança.

A vantagem de se utilizar bacias emparelhadas é que essa abordagem permite realizar uma comparação simples dos processos hidrológicos, antes e após a mudança do uso do solo; também permite que o efeito da variabilidade climática seja reduzido ou eliminado nos estudos.

3.2 *Processos hidrológicos em regiões semiáridas*

A superfície da Terra possui como uma de suas características típicas a heterogeneidade em termos de variabilidade espacial e de parâmetros de controle físico/hidrológico, biológico e outros processos relacionados. Para a modelagem de processos hidrológicos, precisam ser tomadas diferentes formas e graus de heterogeneidade. Na Figura 3.1 apresenta-se uma representação esquemática dos principais processos hidrológicos.

De acordo com Becker e Braun (1999), existem unidades da superfície terrestre diferentes no seu comportamento hidrológico que precisam ser modeladas separadamente, ou seja, com separação de processos específicos dos componentes do modelo ou parâmetros do modelo.

Embora as mesmas leis hidrológicas possam ser aplicadas em regiões áridas (como também semiáridas) e úmidas, suas características físicas são tão diferentes que, muitas vezes, é necessário utilizar cautela no seu emprego (SEN, 2008).

Para Sen (2008), a característica distinta do processo hidrológico em regiões áridas e semiáridas é a sua variabilidade no tempo e no espaço. Em regiões áridas, as oscilações no clima, nos ciclos de longo prazo ou seculares, são importantes. Da mesma forma, a variação acentuada, em regiões de clima semiárido, entre as estações do ano pode exigir segregação de dados de base por estações.

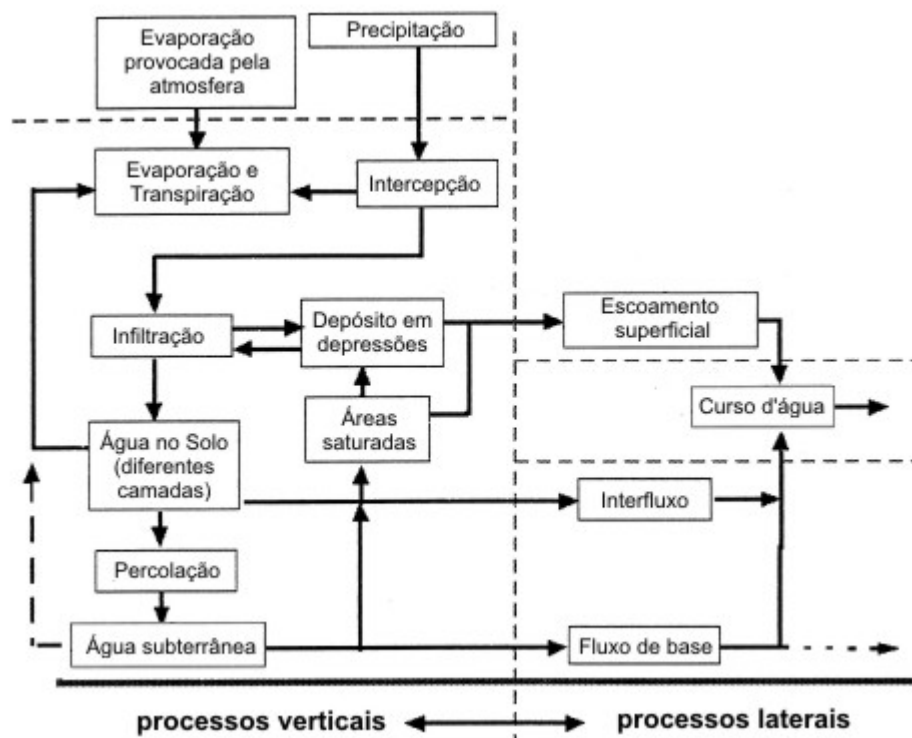


Figura 3.1 - Representação esquemática dos componentes dos processos hidrológicos
 Fonte: Adaptado de Becker e Braun (1999)

3.2.1 Precipitação

As precipitações atmosféricas representam, no ciclo hidrológico, um importante papel de ligação entre os fenômenos meteorológicos e o escoamento superficial, sendo facilmente caracterizadas pela intensidade, duração, e distribuição temporal e espacial (GARCEZ & ALVAREZ, 1988).

As características mais importantes de precipitações em áreas áridas e semiáridas podem ser resumidas a seguir (SEN, 2008):

- a) a precipitação pode ser muito variada e irregular, tanto espacialmente como temporalmente;
- b) os totais de precipitação individuais podem ser muitos altos, sendo que, em muitos casos, uma simples tempestade pode exceder a precipitação média anual;

- c) a intensidade da precipitação pode ser muito alta e a quantidade de sedimentos pode ser aumentada;
- d) a quantidade de escoamento é aumentada pelos efeitos dos impactos da precipitação, os quais acentuam a capacidade de transporte do escoamento; e
- e) devido ao padrão sazonal da precipitação, a erosão e a quantidade de sedimentos seguem um padrão similar, sendo a parte inicial da estação chuvosa o período mais valioso para erosão, pois a vegetação não cresceu suficientemente para proteger a superfície.

Em regiões áridas e semiáridas, observa-se que muitos dos dias possuem registros zeros de chuvas. Na preparação da distribuição de frequência, os zeros devem ser tratados separadamente e somente os dias chuvosos são considerados. Nessa atividade três padrões podem ser identificados (SEN, 2008):

- a) poucos eventos chuvosos indicam condições de seca;
- b) muitos eventos chuvosos indicam a possibilidade de inundações e/ou inundações rápidas; e
- c) número intermediário de eventos chuvosos são importantes para o gerenciamento dos recursos hídricos, como, por exemplo, a construção de estruturas hidráulicas para reduzir o efeito extremo (seca e inundações).

Para Sen (2008), as principais fontes de incertezas nas avaliações de precipitações em regiões áridas ocorrem devido ao tamanho da série histórica de dados e do número escasso de estações pluviométricas.

O Brasil, devido a sua vasta extensão territorial, que vai desde a região equatorial até latitudes subtropicais, possui diferenciados regimes de precipitação. De norte a sul do País, observa-se uma grande variedade de climas com distintas características regionais.

Os mecanismos climáticos que produzem as precipitações no semiárido brasileiro são complexos, sobretudo quando aliados a fatores como orografia da região, sistemas atmosféricos de meso e grande escala e a proximidade do mar. O regime de chuvas na região

pode ser definido pela escassez, irregularidade e concentração das precipitações num curto período de três meses.

Na Figura 3.2 apresentam-se os três meses mais chuvosos observados no Brasil e na Figura 3.3 apresentam-se os três meses mais secos observados.

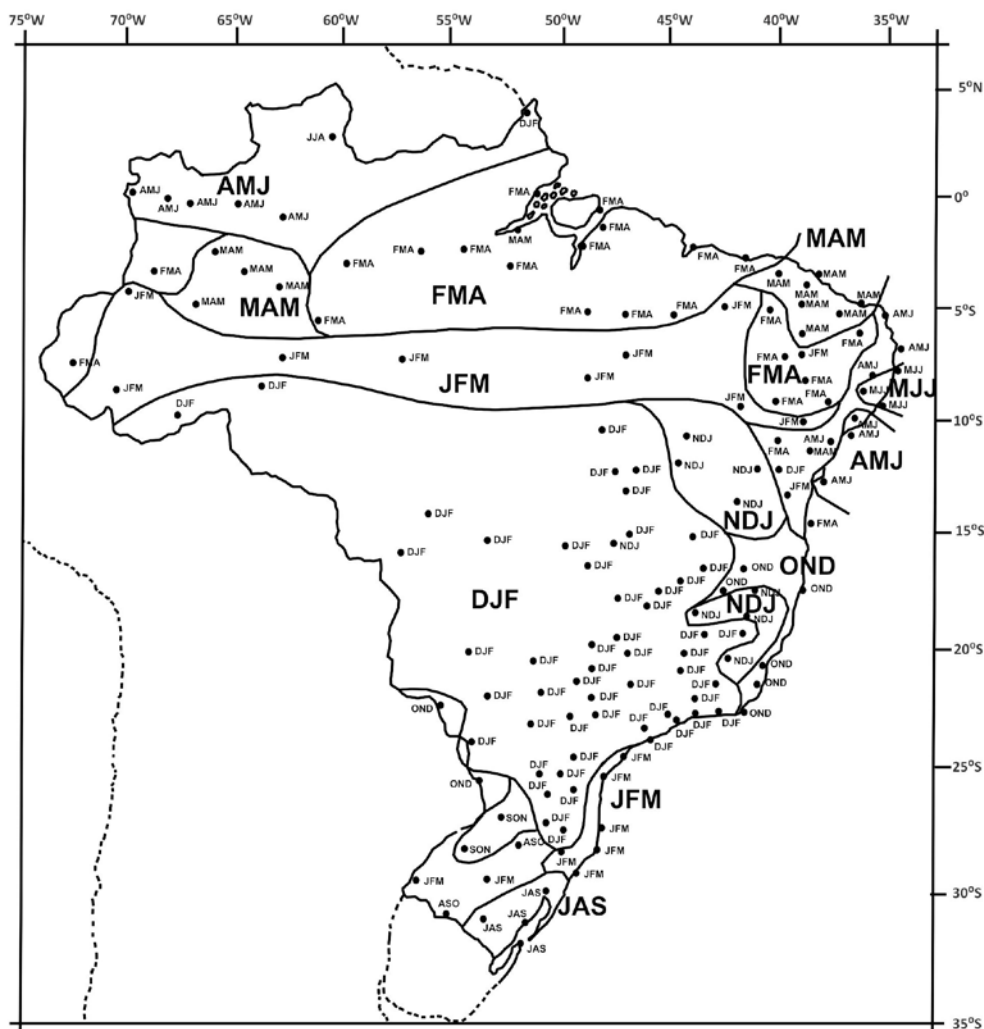


Figura 3.2 - Os três meses mais chuvosos no Brasil

Fonte: Rebouças *et al.* (1999)

Na região Nordeste diferentes regimes de chuvas são identificados, sendo que no norte da Região o trimestre mais chuvoso ocorre de março a maio, e no Sul e Sudeste, as chuvas ocorrem principalmente durante o período de dezembro a fevereiro (REBOUÇAS *et al.* 1999). No Vale do Jequitinhonha, por exemplo, o trimestre mais chuvoso ocorre de novembro a janeiro.

As variabilidades temporais e espaciais das precipitações pluviométricas constituem uma característica marcante do clima da região Nordeste do Brasil, em particular sobre a porção semiárida. Em cada microrregião do semiárido o início do período chuvoso é diferente e essa irregularidade temporal e espacial das chuvas constitui um fator relevante para a agricultura de sequeiro, que depende da manutenção da umidade do solo durante o período de cultivo.

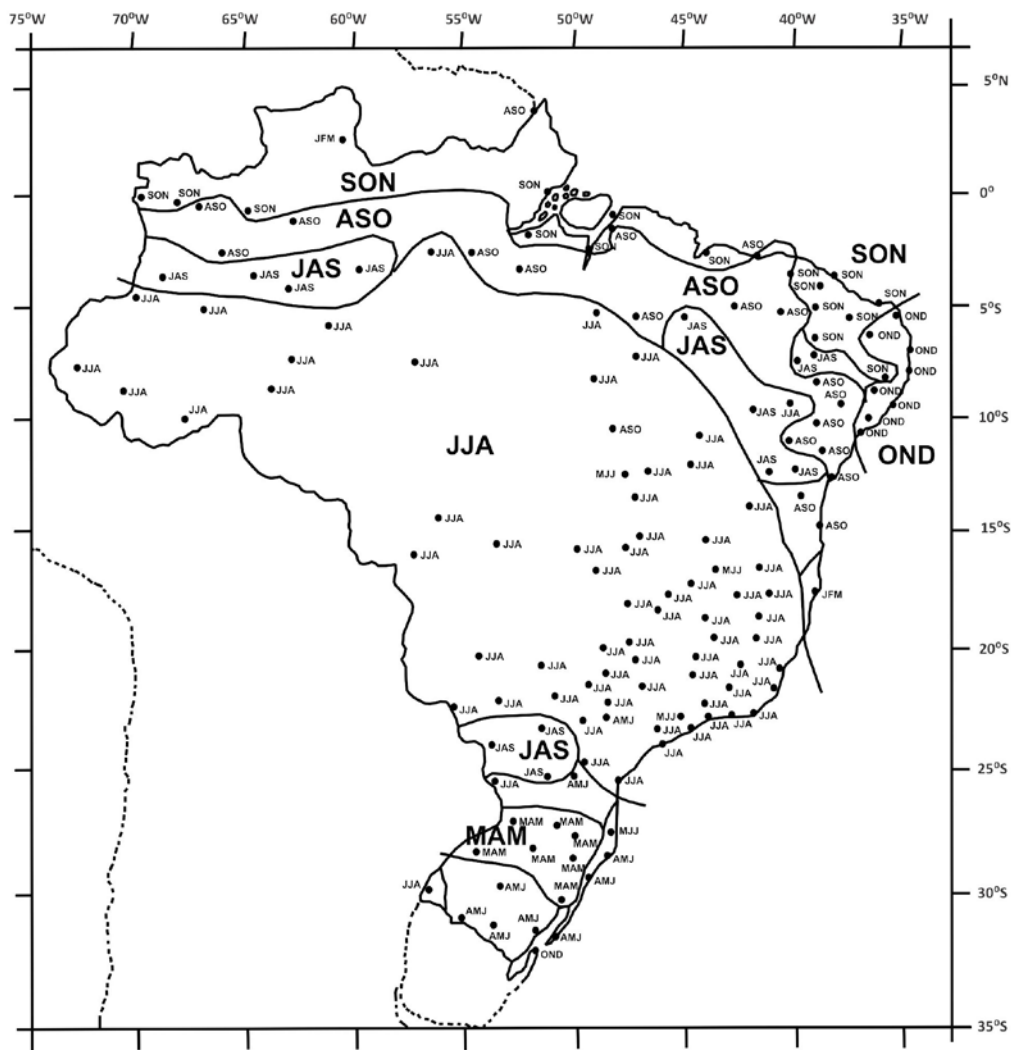


Figura 3.3 - Os três meses mais secos no Brasil

Fonte: Rebouças *et al.* (1999)

O período de estiagem no semiárido brasileiro não ocorre simultaneamente em toda a sua extensão. Considerando a área semiárida dos estados da região Nordeste do Brasil nota-se que o trimestre mais seco é observado no norte da região entre os meses de setembro e novembro, no centro, entre agosto e outubro, e no sul, entre julho e setembro (REBOUÇAS *et al.* 1999). Na região do Vale do Jequitinhonha observa-se que o trimestre mais seco ocorre de junho a agosto.

O clima no semiárido brasileiro tem como principal característica a alta variabilidade espacial e temporal, manifestada em um padrão sazonal, interanual e decenal. O sertão do nordeste do Brasil é uma região de baixos totais pluviométricos. O ciclo anual de precipitação apresenta máximos no verão/outono e mínimos no inverno.

Para Reboita *et al.* (2010), os baixos totais pluviométricos registrados são decorrentes da atuação de movimentos subsidentes na região. De acordo com Marengo *et al.* (2011), dentre os principais fatores que determinam a variabilidade do clima na região, encontram-se a posição geográfica, o relevo, as características da superfície e os sistemas de tempo atuantes na região.

De acordo com Souza *et al.* (1998), os mecanismos físicos responsáveis pela grande variabilidade pluviométrica (ocorrência de secas e enchentes) observada sobre o semiárido nordestino estão fortemente relacionados aos padrões atmosféricos e oceânicos de grande escala que se processam (conjuntamente ou não) sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais.

Para Marengo *et al.* (2011), a variabilidade sazonal e intrassazonal do clima na região Nordeste está associada à zona de convergência intertropical (ZCIT), que atua durante todo o ano, oscilando na faixa equatorial, e influenciando o regime de chuvas do Nordeste do Brasil.

Para Souza *et al.* (1998) e Marengo *et al.* (2011), os dois modos de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala que “modulam” a variabilidade interanual da estação chuvosa no semiárido nordestino são: o fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS), no Pacífico; e o Padrão de Dipolo, no Atlântico.

A grande dependência das atividades agrícolas em relação às chuvas, na região nordeste do Brasil, vem tornando a precipitação pluviométrica uma das variáveis mais estudadas, de tal forma que atualmente já são conhecidos alguns dos fatores e fenômenos meteorológicos que controlam as chuvas.

3.2.2 Evapotranspiração

A evaporação ocorre quando a água líquida é convertida em vapor d'água, sendo liberada para a atmosfera. Esse processo ocorre naturalmente quando existe energia no sistema (sol), na atmosfera (vento) ou em ambos. Suas grandezas características são: perdas por evaporação ou por transpiração e intensidade de evaporação ou de transpiração.

Evapotranspiração (ET) é o processo pelo qual a água, no seu estado líquido, evapora a partir dos solos e das superfícies de plantas para a atmosfera, sendo um processo importante no ciclo hidrológico. Na Figura 3.4 são apresentados os fatores que podem afetar esse processo.

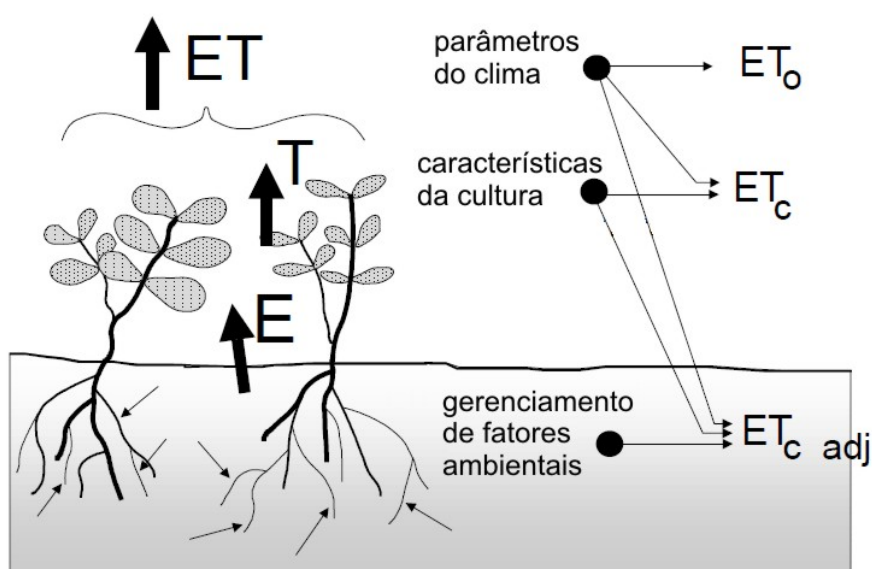


Figura 3.4 - Fatores que afetam a evapotranspiração
Fonte: Allen *et al.* (1998)

Três termos são normalmente utilizados na descrição da evaporação e da evapotranspiração: (1) o termo evaporação de água livre (E) é usado para a quantidade de evaporação perdida a partir de uma superfície de água aberta; (2) o termo evapotranspiração real (ETa) descreve todos os processos pelos quais a água líquida perto ou na superfície da Terra torna-se vapor de água atmosférico sob condições naturais; e (3) o termo evapotranspiração potencial (ETp) é a perda de água que irá ocorrer se não houver deficiência de água no solo para utilização pela vegetação, a qualquer momento.

Na Figura 3.5 são apresentadas as distinções que devem ser feitas entre a evapotranspiração de referência da cultura (ETo) e a evapotranspiração da cultura sob condições padrão (ETc) e evapotranspiração da cultura sob condições fora do padrão (ETc adj). A ETo é um parâmetro

climático que expressa o poder de evaporação da atmosfera; a ET_c refere-se à evapotranspiração de um grande campo bem irrigado e gerido, de forma a alcançar a produção total sob as condições climáticas dadas.

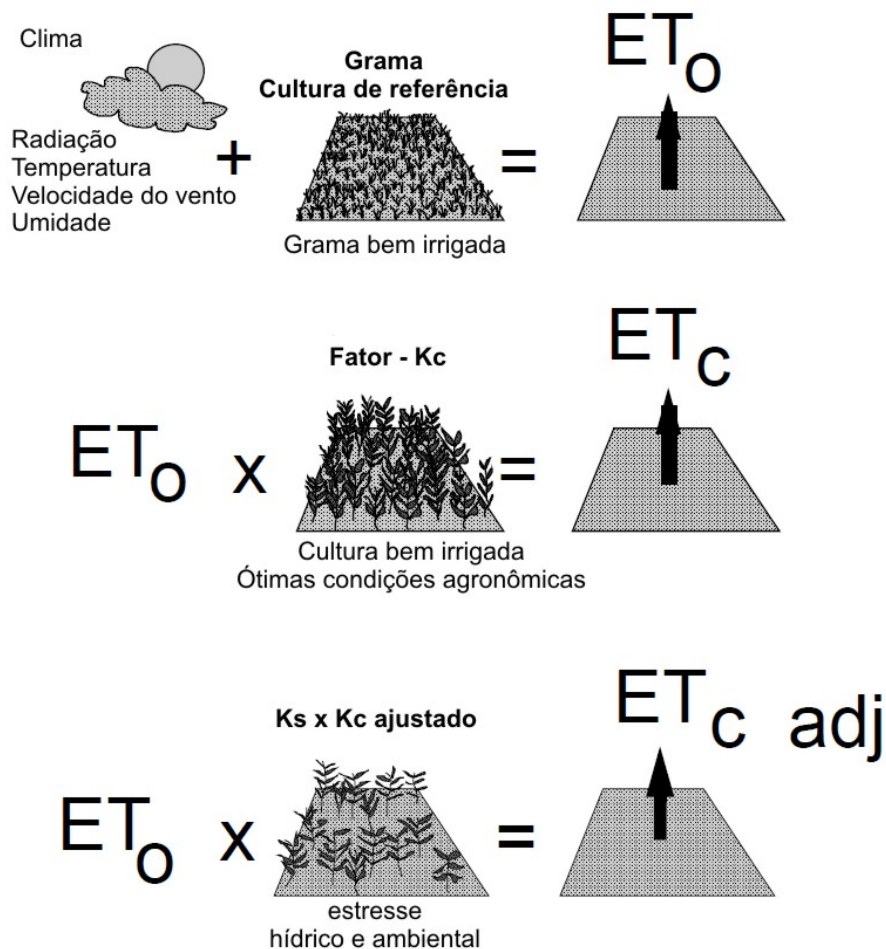


Figura 3.5 - Conceitos de evapotranspiração
Fonte: Allen *et al.* (1998)

Em relação à produção agrícola, a medição da evapotranspiração é muito importante em regiões áridas e semiáridas, sendo essencial para se determinar a demanda hídrica da cultura. Os métodos de medição da evapotranspiração devem ser divididos em diferentes categorias, uma vez que eles foram desenvolvidos para cumprir objetivos muito distintos. De acordo com Rana e Katerji (2000), existem métodos destinados a quantificar a evaporação durante um longo período, como semanas, meses e estações de crescimento. Também existem outros conjuntos de métodos desenvolvidos para entender o processo que regula a transferência de matéria e energia entre a superfície e a atmosfera.

A medida direta da evapotranspiração é extremamente difícil e onerosa. É difícil devido às exigências de instalações e equipamentos especiais, e onerosas porque tais estruturas são de alto custo. Burman *et al.* (1983) *apud* Lima Junior (2008) revisaram vários métodos de determinação da evapotranspiração, adotados em diversas partes do mundo, e classificaram os métodos em dois grandes grupos: o primeiro grupo inclui os métodos nos quais a evapotranspiração potencial pode ser determinada a partir de medidas diretas como lisímetros, balanço hídrico e controle de umidade, enquanto que no segundo grupo estão os métodos dependentes de dados climáticos, também chamados de métodos indiretos, nos quais a evaporação ou evapotranspiração de referência são avaliadas por fórmulas empíricas e racionais.

Os métodos razoavelmente precisos de medição de evaporação e evapotranspiração são disponíveis para tanques, pequenos corpos d'água e solo, mas medições diretas dessas variáveis em grandes corpos d'água ou superfícies de terra não estão disponíveis no momento.

Em virtude de problemas encontrados nas medições diretas de evaporação de lagos e reservatórios, vários métodos indiretos de estimativa dessa variável foram desenvolvidos, tais como tanques evaporimétricos e lisímetros utilizados em rede, com os quais são obtidos resultados aceitáveis de evaporação e evapotranspiração.

O tanque “Classe A” foi desenvolvido pelo Serviço Nacional de Meteorologia dos Estados Unidos (*National Weather Service - NWS*) e é baseado no princípio de que a água contida no seu interior não deve oferecer nenhum impedimento ao processo evaporativo (DINGMAN, 2002). A evaporação obtida nesse tanque será sempre maior em relação à perda efetiva de uma cultura, mesmo estando ela em condições ótimas de suprimento de água. De acordo com Allen *et al.* (1998), a determinação da evapotranspiração de referência pelo método do tanque “Classe A” depende de dois coeficientes de correção, o do tanque (K_p), que é função da velocidade do vento, da umidade relativa do ar e do tamanho da bordadura que o circunda, e o da cultura (K_c), que envolve características físicas do solo e a fisiologia da planta.

Para reservatórios existentes e pequenas bacias hidrográficas, estimativas podem ser feitas utilizando balanço hídrico, balanço de energia, abordagens aerodinâmicas e outros métodos disponíveis.

O evaporímetro de Piche, desenvolvido por Albert Piche em 1872, é constituído por um tubo de vidro graduado, aberto numa das extremidades e fechado na outra. Enche-se o tubo com água e coloca-se um disco poroso sobre a extremidade aberta e em seguida inverte-se o tubo. O disco poroso mantém-se úmido enquanto houver água no tubo e a evaporação é medida anotando a descida do nível de água no tubo graduado.

O evaporímetro de Piche é colocado em um abrigo meteorológico, reagindo à umidade relativa e às variações da velocidade do ar que passa através do abrigo, não reagindo diretamente às variações da quantidade da radiação solar. A evaporação é calculada pela diminuição do nível da água no tubo. Nos dias em que não se acrescenta água, apenas é necessário se fazer uma leitura; nos outros dias, é necessário efetuar duas leituras, uma antes e outra depois de se acrescentar água. Se não se acrescentar água no tubo, a evaporação é o resultado da diferença entre a leitura do dia e a última leitura do dia anterior (que pode ser a única). Caso se acrescentar água a evaporação é dada pela diferença entre a primeira leitura do dia e a última do dia anterior.

A seleção do método de estimativa da evapotranspiração deve basear-se na escala temporal de utilização dos dados, no local de instalação, nos custos, na operação e na manutenção dos equipamentos, e em requisitos de qualidade dos dados meteorológicos disponíveis, bem como a necessária simplicidade dos cálculos (LIMA JUNIOR, 2008).

Thornthwaite, em 1948, propôs um modelo simples para estimar a evapotranspiração potencial (ETp), baseado em dados de temperatura média do ar e do fotoperíodo de áreas secas dos Estados Unidos. De acordo com Amorim *et al.* (1999), esse modelo apresenta fortes aplicações geográficas, sendo de grande valor prático na estimativa da evapotranspiração em áreas onde não há disponibilidade de outros dados além dos de temperatura.

A utilização de estações meteorológicas automatizadas auxilia na determinação da evapotranspiração de referência (ET_o); quando programadas, as estações podem utilizar o método Penman-Monteith. Medeiros (2002) observa que o método de Penman-Monteith-FAO é uma referência internacional que usa uma cultura hipotética a qual permite a obtenção de resultados confiáveis do potencial de evapotranspiração de um local.

A fórmula combinada de Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998) tem como base a original fórmula de Penman, indicada a seguir:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (3.1)$$

sendo:

ET_o - evapotranspiração referência [mm/dia];

R_n - radiação líquida na superfície da cultura [MJ/m²dia];

G - densidade do fluxo de calor do solo [MJ/m²dia];

T - temperatura diária média do ar medida a 2 m do solo [°C];

u_2 - velocidade do vento medida a 2 m do solo [m/s];

e_s - pressão de vapor de saturação [kPa];

e_a - pressão de vapor real [kPa];

Δ - declividade da curva da pressão de vapor [kPa/°C]; e

γ - constante psicrométrica [kPa/°C].

A equação de Penman-Monteith-FAO é uma representação simples dos fatores físicos e fisiológicos que governam o processo de evapotranspiração, sendo mais precisa quando usada em base horária, com a soma de valores para se obter uma estimativa diária de ET_o . As principais variáveis climáticas que proporcionam energia para vaporização e remoção de vapor de água a partir de superfícies evaporantes são (ALLEN *et al.*, 1998; MEDEIROS, 2002 e LIMA JUNIOR, 2008):

- radiação solar: é a fonte primária de todos os fenômenos atmosféricos e de processos físicos, químicos e biológicos observados nos ecossistemas, sendo determinada pelo local e época do ano, devido às diferentes posições do sol. A radiação potencial é diferente nas várias latitudes e nas diferentes estações. A quantidade de radiação solar que chega à superfície evaporante depende do estado da atmosfera e da presença de nuvens que refletem e absorvem parte dessa

radiação. Entretanto, é preciso avaliar que nem toda energia disponível é usada na vaporização da água.

- densidade do fluxo de calor do solo: é a energia utilizada no aquecimento do solo, considerada positiva no aquecimento e negativa no resfriamento. O fluxo de calor do solo apresenta-se pequeno em comparação com a radiação líquida na superfície da cultura, sendo muitas vezes ignorado.

- temperatura do ar: essa variável tem sua importância pelo fato de ser um dos elementos climáticos mais disponíveis nas estações meteorológicas. Na ausência de dados de radiação, esse elemento meteorológico pode ser usado como indicativo de energia no sistema estudado. Em climas ensolarados quentes, a perda de água por meio da evapotranspiração é maior do que em tempo nublado e fresco. A confirmação da atuação da temperatura do ar na demanda evaporativa está ligada à radiação solar absorvida pela atmosfera e ao calor emitido pela superfície cultivada.

- umidade relativa: a energia do solo e do ar é a principal fonte para evaporar a água. Campos bem úmidos em regiões áridas, secas e quentes consomem mais água devido à maior disponibilidade de energia e poder evaporante da atmosfera. Em climas úmidos de regiões tropicais, apesar da elevada quantidade de energia, a alta umidade relativa reduz a evapotranspiração, pois o ar está sempre próximo da saturação.

- velocidade do vento: o processo de remoção do vapor depende em grande parte do vento, removendo a camada de ar acima da superfície evaporante, criando uma condição favorável à formação de um gradiente de pressão de vapor, aumentando, dessa forma, o poder evaporante do local. Em condições áridas, uma pequena variação na velocidade do vento proporciona grande variação na taxa de evapotranspiração.

- déficit de pressão de vapor: é calculado pela diferença entre a pressão de vapor saturado e a real, isto é, é a quantidade de vapor necessária para saturar determinado volume de ar. É um indicador da capacidade evaporativa do ar.

- nebulosidade: afeta o valor da temperatura máxima, pois parte da radiação solar é absorvida e refletida pelas nuvens, sendo que uma pequena parte alcança a superfície da Terra.

Allen *et al.* (1998) propuseram a atualização do conceito de evapotranspiração de referência (ET_o), como sendo a evapotranspiração de uma cultura hipotética, com altura fixa de 0,12 m, albedo igual a 0,23 e resistência da cultura ao transporte de vapor d'água igual a 70 s.m⁻¹. A cultura hipotética está relacionada a uma superfície gramada, de altura uniforme, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e sem restrição hídrica.

De acordo com Güntner (2002), os principais fatores que regem a evapotranspiração são as condições climáticas dentro e acima da copa (por exemplo, a radiação, *déficit* de pressão de vapor e velocidade do vento); características gerais da copa (por exemplo, a altura, a cobertura vegetal fracionada e o índice de área foliar); características fisiológicas das plantas (por exemplo, a regulação dos estômatos na dependência da disponibilidade de água no solo e temperatura); e características da superfície e do interior do solo (por exemplo, a textura na superfície do solo e a umidade real do solo). No entanto, os dois principais fatores que condicionam o poder evaporante da atmosfera são o grau de umidade relativa do ar e a velocidade do vento.

Em ambientes semiáridos e áridos, a evapotranspiração é uma componente chave do ciclo hidrológico, que consome, respectivamente, mais de 80% e mais de 95% das chuvas no longo prazo (PILGRIM *et al.*, 1988).

Uma das características das áreas semiáridas que afeta a evapotranspiração é a escassez de sua cobertura vegetal. Segundo Günter (2002), dois aspectos típicos da cobertura do solo podem ser distinguidos na avaliação desse fenômeno nas regiões semiáridas: a vegetação ser uniformemente distribuída, ou seja, caracterizada por uma cobertura contínua, mas escassa; e a vegetação ser heterogeneamente distribuída sem cobertura contínua, mas com distintas manchas de vegetação, intercaladas por manchas de solo nu.

Na maioria dos ecossistemas do semiárido, o conteúdo de água no solo é o resultado da diferença entre as entradas e saídas de chuva e a evapotranspiração. De acordo com Ceballos *et al.* (2002), no caso de um solo com cobertura vegetal mínima, as taxas de evapotranspiração são controladas não só pela temperatura do ar e pela umidade, mas também pelas características físicas do solo, especialmente sua textura.

3.2.3 Intercepção

A intercepção da chuva é reconhecida como um processo hidrológico de importância considerável no gerenciamento dos recursos hídricos, mas também no contexto de mudança climática (ARNELL, 2002 *apud* MUZYLO *et al.*, 2009).

De acordo com Maidment (1992), a intercepção é o termo que cobre uma variedade de processos que resulta de um armazenamento temporário da precipitação pela vegetação ou pela cobertura artificial. A intercepção da chuva pode ser ainda definida como o processo pelo qual a precipitação total que cai na superfície vegetativa é subsequentemente redistribuída, ou seja, a chuva que cai na superfície da planta é temporariamente retida e, no final, evapora para a atmosfera (perda por intercepção) ou segue seu caminho para o solo, caindo como gotas ou fluindo abaixo pelo tronco.

A intercepção vegetal depende de vários fatores, tais como: as características da precipitação e condições climáticas, o tipo e densidade de vegetação e o período do ano. Em especial, a capacidade da superfície vegetada para interceptar e armazenar água é de grande importância prática, sendo que o aspecto mais importante diz respeito aos seus efeitos no local e no balanço hídrico da bacia hidrográfica (VAN DIJK e BRUIJNZELL, 2001).

A fração de chuva interceptada e evaporada é muito variável no tempo (Figura 3.6). Sabe-se que sua quantidade na floresta varia de 10 a 50%, sendo considerada uma percentagem mais alta do que o total de água usada pela floresta (KLAASSEN *et al.*, 1998). Estudos realizados no Reino Unido indicam que entre 25 e 45% da precipitação anual é normalmente perdido por intercepção pelas coníferas, em comparação com 10-25% para as plantas folhosas (CALDER *et al.*, 2003 *apud* NISBET, 2005).

Van Dijk & Bruijnzell (2001) observaram que é bastante documentado que a taxa de evaporação de cobertura vegetal em condições úmidas é maior do que sobre condições secas.

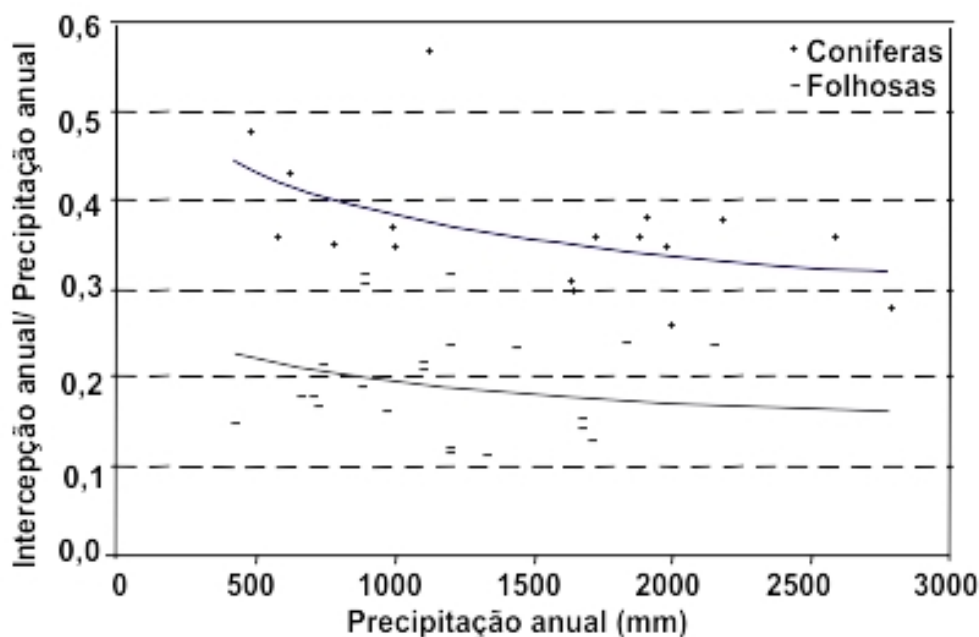


Figura 3.6 - Comparação das taxas de intercepção para coníferas e folhosas
 Fonte: Adaptado de Calder *et al.* (2003) *apud* Nisbet (2005)

Segundo Klaassen *et al.*, (1998) e Zeng *et al.* (2000), diante da baixa capacidade da cobertura vegetal em armazenar água, uma tempestade típica pode ocasionar sua saturação rapidamente. Portanto, chuviscos tendem a produzir maior perda por intercepção quando comparados com chuvas intensas com o mesmo volume precipitado. Da mesma forma, a quantidade da água interceptada que será evaporada após uma tempestade dependerá do intervalo de tempo entre as tempestades.

Diversas características do regime de precipitação podem ter um grande impacto sobre a perda por intercepção calculada (ZENG *et al.*, 2000). Assim sendo, há necessidade de identificar claramente essas características importantes. Crockford & Richardson (2000) observaram que o tipo de floresta, a cobertura do solo e o clima podem determinar a quantidade de precipitação que alcança o solo. Dunkerley (2007) observa que a intercepção da chuva na folhagem permanece menos pesquisada em ecossistemas áridos do que em ecossistemas úmidos.

De acordo com Vieira & Palmier (2006), no Brasil, são poucos os trabalhos experimentais que se dedicam à análise das perdas por intercepção e em menor número são as tentativas de modelagem desse fenômeno. Estudos realizados em áreas florestadas experimentais mostram que as perdas por intercepção representam uma importante variável adicional no cálculo do balanço hídrico de uma região.

3.2.4 Infiltração

A capacidade de infiltração é a quantidade de água máxima que um solo pode absorver por unidade de superfície horizontal, durante um dado intervalo de tempo. Esse conceito é aplicado no estudo da infiltração para diferenciar o potencial que o solo tem de absorver água pela superfície, em termos de lâmina por tempo. O processo de infiltração constitui a base para a transferência de quantidades limitadas de precipitação para o sistema de solo disponível para as raízes das plantas.

A importância dos padrões de compreensão de infiltração não pode ser superestimada, considerando sua relevância para a disponibilidade de água no solo, onde a precipitação é muitas vezes a única fonte de abastecimento de água. A infiltração desempenha um papel fundamental no ciclo hidrológico pela divisão da chuva em componentes de superfície e subsuperfície. O processo de infiltração é muito complexo e propriedades hidráulicas do solo, a intensidade da precipitação, e a umidade inicial (antecedente) do solo são alguns dos fatores que governam o processo.

Estudos realizados em campo mostram um elevado grau de variabilidade espacial de infiltração e existem vários fatores que afetam as suas taxas (DINGMAN, 2002), tais como: textura; crosta; compactação; agregação e estrutura; umidade; matéria orgânica; e poros.

De acordo com Dong *et al.* (2003), a cobertura vegetal pode modificar o escoamento superficial da água, a infiltração e a evaporação. A cobertura vegetal tem um efeito profundo sobre a infiltração em zonas áridas por: (1) reduzir o impacto de chuvas, reduzindo armazenamento, impermeabilização e encrostamento; (2) redistribuir a precipitação na superfície do solo em certo padrão, com tamanhos de gotas diferentes e diferentes níveis de energia, e (3) alterar a taxa de secagem da superfície do solo.

O processo de infiltração pode ser descrito pela equação de Horton (MAIDMENT, 1992), que apresenta uma taxa de infiltração decrescente em função do tempo. A relação proposta por Horton é mostrada na equação 3.2:

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (3.2)$$

sendo:

f_p - taxa de infiltração no tempo t (mm/h);

f_c - taxa de infiltração mínima (mm/h);

f_0 - taxa de infiltração inicial (mm/h);

k - constante da exponencial (/h), obtida experimentalmente; e

t - tempo desde o início do evento chuvoso (h).

Tomaz (2002) observou que o valor de f_0 pode ser de 3 a 5 vezes o valor de f_c e que os valores de k variam de 0,67/h até 49/h.

De acordo com Dingman (2002) e Tucci (2002), soluções matemáticas para as teorias de base física de infiltração foram desenvolvidas por Green-Ampt e Phillip.

Nos ambientes semiáridos, a capacidade de infiltração é geralmente baixa, porque o solo é compactado e coberto por uma crosta (GÜNTNER, 2002; SIMMERS, 2003). Uma das principais razões é a cobertura vegetal esparsa, típicas desses ambientes, que pode proteger apenas parcialmente a superfície do solo contra a compactação devido à energia cinética das gotas da chuva.

Yair & Lavee (1981) *apud* Berndtsson & Larson (1987) concluíram que as características da infiltração e formação de escoamento são mais complexas em áreas áridas e semiáridas quando comparadas a algumas áreas úmidas. Nessas últimas as diferenças espaciais nas taxas de infiltração são governadas principalmente pela distribuição espacial da umidade do solo. Em áreas semiáridas e áridas, fatores como a extensão de afloramentos de leitos rochosos, a extensão da cobertura do solo, áreas de encosta, e diferenças na compactação do material constituinte entre o canal e áreas interfluviais parecem controlar a variabilidade espacial da infiltração e a formação do escoamento.

Wheater (2007) observou que em zonas áridas e semiáridas, a infiltração que ocorre nos cursos d'água corresponde a uma “perda de transmissão” para os fluxos de superfície, podendo ser uma componente importante da recarga. Para o mesmo autor a quantificação da recarga é o maior desafio para o desenvolvimento de águas subterrâneas em todo mundo, mas

particularmente em regiões semiáridas, onde são observadas pequenas taxas de recarga, tanto em proporção do balanço hídrico quanto em termos absolutos.

Ramos & Martínez-Casasnovas (2006) observaram que mudanças na superfície do solo possuem impacto significativo nas propriedades hidrológicas, como a infiltração de água no solo e a capacidade de retenção.

3.2.5 Escoamento superficial

O escoamento superficial é o processo do ciclo hidrológico que trata do conjunto das águas que, por gravidade, se desloca por sobre a superfície da Terra. O deslocamento da água na superfície da bacia, nos rios, canais e reservatórios é uma parcela importante do ciclo hidrológico.

O escoamento superficial está diretamente relacionado às precipitações atmosféricas, podendo ocorrer apenas depois de algum tempo do início da precipitação, correspondendo o seu atraso ao tempo necessário à saturação do terreno. Este mecanismo de geração de escoamento superficial ocorre em todas as partes da bacia hidrográfica e é atualmente denominado de escoamento hortoniano (DINGMAN, 2002; DUNNE, 1983)

Novos estudos observaram que em regiões florestadas e de clima úmido, o escoamento superficial está relacionado ao acúmulo de água pela saturação do solo até a superfície. O escoamento por saturação do solo é designado dunniano (HEWLETT & HIBBERT, 1967; DUNNE, 1983).

Para Puigdefabregas *et al.* (1998) o escoamento hortoniano depende da intensidade das chuvas no início de um evento e das propriedades hidráulicas do solo. O escoamento dunniano exige chuvas mais fortes, e ocorre depois da saturação da camada subsuperficial do solo, ou devido à presença de uma camada de solo menos permeável. O escoamento hortoniano ocorre mais frequentemente do que o dunniano, mas é muito curto e raramente atinge o canal.

Do volume total de água precipitada, observa-se que uma parte pode ser interceptada pela vegetação e obstáculos, voltando para a atmosfera por evaporação. Do volume de água que atinge a superfície do solo, uma parte evapora e outra infiltra no solo, sendo que o restante escoar livremente pela superfície do solo.

Entender a interação da água superficial e subterrânea é essencial para gestores de recursos hídricos e hidrólogos. A gestão de um componente do sistema hídrico, tal como um curso d'água ou um aquífero, geralmente é apenas parcialmente eficaz, porque cada componente hidrológico está continuamente interagindo com outros componentes (FLINT *et al.*, 2012). Compreender as interconexões das águas superficiais e subterrâneas é fundamental para o desenvolvimento da gestão dos recursos hídricos e adoção de políticas eficazes.

Nas regiões úmidas existe um excesso de precipitação e diferentes processos de geração de escoamento. Em regiões semiáridas observa-se que o balanço hídrico favorável é alcançado somente em certa época do ano, na estação chuvosa. Nessa estação, a precipitação infiltra no solo recarregando o armazenamento subterrâneo, que foi esvaziado durante o período seco.

Em áreas semiáridas e áridas, Cantón *et al.* (2002) observaram que nas encostas a geração espacial de escoamento é fortemente não-uniforme e, muitas vezes, apenas uma pequena parte da área de pequenas bacias de drenagem contribui para o escoamento no canal principal do curso d'água durante uma tempestade. Esse espaço não-uniforme na geração do escoamento está relacionado à grande variação espacial na capacidade de infiltração, que depende principalmente das propriedades físicas e químicas dos materiais da superfície do solo.

O processo de transformação da precipitação em escoamento em uma bacia hidrográfica é muito complexo, altamente não-linear, e exhibe tanto a variabilidade temporal como a espacial. Vaezi *et al.* (2010) dividem os fatores que afetam o escoamento entre aqueles associados com a duração (precipitação e intensidade), com as características da bacia (forma, declividade e armazenagem de águas superficiais) e com o solo.

Ao longo das últimas duas décadas, um grande corpo de conhecimento foi construído sobre os processos hidrológicos, tais como o escoamento em áreas semiáridas (VAEZI *et al.*, 2010). Em ambientes semiáridos a produção de escoamento é geralmente dominada por componentes de escoamento rápido de superfície, durante e imediatamente após a chuva. A razão principal desse evento ocorre por causa das características da precipitação, principalmente a alta intensidade, o que acaba excedendo a capacidade de infiltração do solo (GÜNTNER, 2002).

Destaque-se que a ausência de solos desenvolvidos e a ocorrência da cobertura vegetal esparsa, típicas desses ambientes, que pode proteger apenas parcialmente a superfície do solo

de compactação com a energia cinética das gotas de chuva, colaboram para intensificar esse tipo de escoamento rápido.

De acordo com Pilgrim *et al.* (1988), os hidrogramas observados em regiões áridas e semiáridas tendem a ser efêmeros, com tempos de base curtos, curvas de ascensão e recessão íngremes, e, em particular, com tempos de subida observados muito curtos. Para McIntyre *et al.* (2007), os hidrogramas nessas áreas são geralmente caracterizados por aumento extremamente rápido, muitas vezes a partir do escoamento de base nulo.

Em regiões áridas e semiáridas, o conhecimento atual indica que o mecanismo predominante do escoamento é o hortoniano, no qual a taxa de precipitação excede a taxa potencial de infiltração (PILGRIM *et al.*, 1988).

De acordo com Vaezi *et al.* (2010), alguns estudos mostram que muitas investigações têm sido realizadas sobre a relação entre a geração de escoamento e os parâmetros de chuva. Os mesmos autores observaram que algumas pesquisas têm focado o estudo dos efeitos de parâmetros físicos e hidrológicos da bacia hidrográfica na produção de escoamento, e outras pesquisas têm avaliado que o efeito do solo na geração de escoamento é principalmente relacionado com as influências de umidade antecedente do solo, e aos sistemas de gestão do solo na geração de escoamento.

Simmers (2003) observou que as estações de medições de escoamento superficial são raras em ambientes áridos e semiáridos, e que na maioria dos países os meios financeiros necessários para a instalação e manutenção são restritos.

Existem diversos métodos para medir a descarga líquida de um curso d'água, entretanto não é possível, na prática, conhecer diretamente a descarga em um dado instante, sendo as medições caras e demoradas. Os métodos utilizados para monitorar o escoamento e erosão do solo incluem (CANTÓN *et al.*, 2011):

i) medições diretas de campo em diferentes escalas espaciais, incluindo diferentes formas e tipos de parcelas de erosão, transeções morfológicas, quantificações com Césio 137, experimentos de simulação de chuva, bacias experimentais e levantamentos batimétricos de reservatórios; e

ii) métodos indiretos, que incluem modelagem e sensoriamento remoto.

No semiárido brasileiro a principal característica dos cursos d'água é o caráter intermitente de seus rios. Os rios do semiárido apresentam dois tipos de regimes hidrológicos: o temporário e o efêmero. Enquanto os rios temporários estão marcados pela presença de um fluxo de água superficial maior ao longo do seu ciclo hidrológico, e um período de seca estacional, os rios efêmeros apresentam fluxo de água superficial somente após uma precipitação não previsível.

3.2.6 Água no solo

O solo é um meio poroso complexo e heterogêneo que contém partículas minerais, água e ar, sendo o substrato básico de toda vida terrestre. Ele é formado inicialmente por meio da desagregação e decomposição de rochas por processos físicos e químicos, sendo influenciado pela atividade e resíduos acumulados por organismos vivos, incluindo plantas, bactérias, fungos, protozoários, invertebrados e outros animais.

O escoamento dentro do solo ocorre em duas camadas principais chamadas (TUCCI e CABRAL, 2003):

a) meio não-saturado: é a parcela próximo da superfície onde o solo não está saturado de água e a água escoar por percolação até o meio saturado (aquífero não-confinado) ou de volta para a superfície. Esse é geralmente denominado subsuperficial;

b) meio saturado: é a parcela do solo saturada de água que se encontra imediatamente abaixo da zona não saturada, ou que se encontra abaixo de algumas camadas de solo permeáveis ou semipermeáveis. O escoamento subterrâneo é o que se produz como resultado do fluxo saturado através dos estratos do solo ou rocha. A velocidade do escoamento subterrâneo é muito lenta em comparação com a velocidade dos escoamentos superficiais. O aquífero é uma unidade geológica capaz de armazenar e transmitir água em quantidade significativa e sob gradiente hidráulico natural, abrangendo áreas extensas, de modo a permitir o acúmulo de um volume de água superior ao que é drenado em um longo prazo.

Segundo EPA (1998) a distribuição da água durante a infiltração é um processo muito dinâmico e pode ser representado por cinco diferentes fases ou zonas (Figura 3.7):

1. Zona saturada: espaços porosos preenchidos pela água. Em geral esta zona estende-se por poucos milímetros de profundidade.
2. Zona de transição: caracterizada por um rápido decréscimo da umidade com a profundidade e pode se estender por alguns centímetros.
3. Zona de transmissão: caracterizada por uma pequena mudança na umidade com a profundidade, podendo ser considerada como uma zona não saturada mais longa e de umidade uniforme.
4. Zona de umedecimento: nessa zona ocorre um grande decréscimo da umidade com a profundidade, aproximando-se da umidade inicial.
5. Frente de molhamento: caracterizada por um elevado gradiente hidráulico, forma um limite abrupto entre a zona úmida e seca.

Abaixo da frente de molhamento não se observa movimento descendente de água.

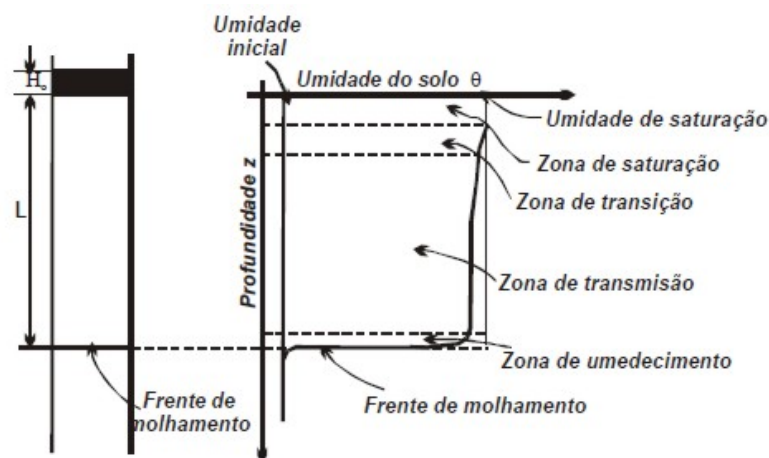


Figura 3.7 - Modelo de distribuição da água no solo em relação à profundidade
Fonte: EPA (1998)

Na Figura 3.8 apresenta-se o comportamento da água no perfil de solo, considerando a profundidade e o tempo. O processo pode ser subdividido em três estágios: infiltração, redistribuição e drenagem, os quais independem da saturação da camada superficial.

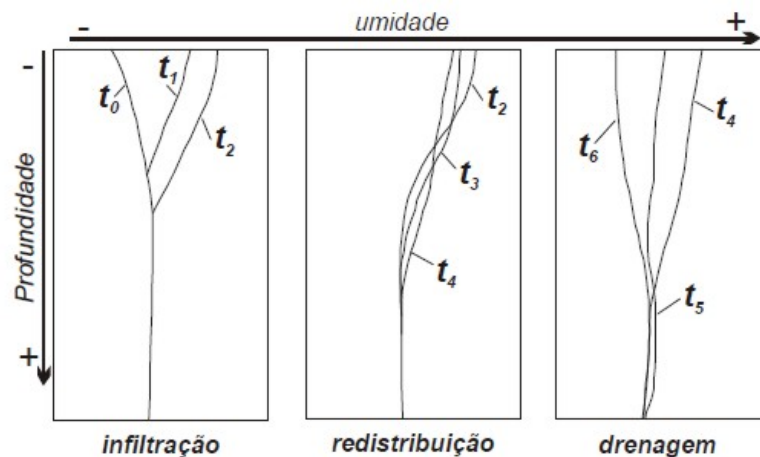


Figura 3.8 - Comportamento da frente de saturação com o tempo para três fases
 Fonte: EPA (1998)

Considerando a ocorrência de apenas um evento chuvoso o processo ocorre da seguinte forma:

a) infiltração: neste estágio ocorre o umedecimento progressivo do solo, representado pelas curvas t_1 e t_2 , partindo de um perfil de umidade inicial t_0 .

b) redistribuição: neste estágio, depois de cessada a entrada de água, ocorre a redistribuição da água já infiltrada a partir do movimento descendente da mesma. Neste estágio há um decréscimo da umidade com o tempo, quando parte da água existente nas porções superiores escoam para regiões mais profundas (curvas t_3 e t_4).

c) drenagem: neste estágio ocorre uma homogeneização da umidade ao longo do perfil de solo, havendo uma diminuição constante (curvas t_5 e t_6), o que ocorre até o solo chegar à capacidade de campo.

Na ocorrência de eventos consecutivos de chuva, o perfil de distribuição irá variar heterogeneamente ao longo do tempo, dado a sucessão de várias frentes de molhamento. Neste caso o estágio de drenagem pode ser mascarado pela sucessão de eventos fazendo com que o solo mantenha-se continuamente com a umidade acima da capacidade de campo. O movimento da água em um solo não-saturado pode ser descrito pela Equação de Richards (DINGMAN, 2002).

O movimento da água no solo é talvez um dos mais importantes processos hidrológicos. O estado da água no solo é descrito em termos de duas variáveis de estado, o potencial da água no solo (ψ) e a umidade do solo (θ).

A Sociedade Internacional de Ciência do Solo define o potencial da água no solo (ψ) como o trabalho útil que deve ser realizado em uma quantidade infinitesimal de água pura para conduzi-la, reversível e isotermicamente, desde um reservatório sob condições padronizadas (isto é, água pura, em uma determinada cota e sujeita à pressão atmosférica) até a água do solo, na cota de interesse e sujeita à determinada pressão.

A umidade do solo (θ) é definida pelo volume de água dividido pelo volume de solo. A umidade exibe um alto grau de variabilidade espacial e temporal, sendo bastante complexa por causa de sua dependência dos múltiplos processos físicos. Segundo Qiu *et al.* (2001), existem diversos fatores que podem influenciar a sua distribuição, tais como: uso do solo, declividade, posição do declive e elevação relativa, propriedades do solo, umidade média do solo, precipitação, radiação solar, e outros fatores climatológicos.

A relação entre a umidade da água no solo (θ) e o potencial da água no solo (ψ) é essencial no estudo das relações solo-água. Sua determinação é efetuada por meio de medições simultâneas da umidade e do potencial da água no solo. Por meio dos pontos, é traçada uma curva para representar as características de retenção da água do solo (Figura 3.9). De acordo com Dingman (2002), o valor do potencial da água no solo a uma dada umidade do solo não é único, mas depende do histórico do umedecimento e secamento do solo.

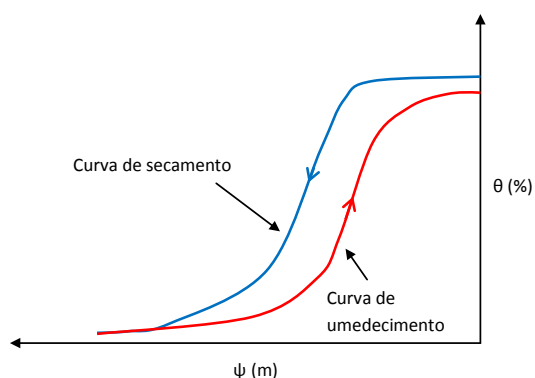


Figura 3.9 - Curva de retenção da água no solo

Para Western & Blöschl (1999), a umidade do solo é a variável chave nos processos hidrológicos na superfície terrestre, sendo importante para entender e prever uma amplitude de processos hidrológicos, tais como: inundações, processos erosivos e interações entre a

superfície terrestre e a atmosfera. Além disso, é utilizada para compreensão de processos geográficos e pedogênicos e em aplicações agrícolas e ecológicas. A umidade do solo representa uma pequena proporção da água fresca na Terra, abrangendo somente 0,15% (DINGMAN, 2002), embora seja um reservatório influente no ciclo hidrológico.

A partir do processo de evapotranspiração, a umidade do solo provê uma fonte significativa de umidade para a formação de nuvens e precipitação sobre a Terra. Como os oceanos, a umidade do solo abastece a inércia termal para o sistema climático, armazenando e depois liberando calor, amortecendo as variações diurnas e sazonais na temperatura da Terra (FAMIGLIETTI *et al.*, 1998).

De acordo com Ceballos *et al.* (2002), o conhecimento preciso dos processos que afetam a disponibilidade de água no solo em paisagens semiáridas é essencial devido à sua forte sensibilidade, às alterações ambientais e porque a capacidade de retenção de água no solo pode ser tomada como um bom indicador de qualidade do solo.

A evolução espacial e temporal da umidade do solo é controlada por vários fatores. Para Robinson *et al.* (2008), a topografia e a posição do relevo são dominantes durante os períodos úmidos, enquanto os aspectos da declividade, da vegetação, da textura e da estrutura vertical são mais importantes nos períodos secos.

As propriedades hidrológicas de um solo dependem em parte da gestão e práticas de cultivo, da textura, e estrutura, que por sua vez afeta a distribuição de tamanho dos poros. A textura do solo é um fator intrínseco que controla a variação de água no solo, pois a textura do solo e sua densidade têm um efeito direto sobre a porosidade e a velocidade de transporte. A textura do solo heterogêneo pode aumentar a variabilidade da umidade do solo por meio da redistribuição da água após uma precipitação homogênea.

De acordo com Dong *et al.* (2003), a areia sustenta a taxa de evaporação potencial total apenas durante o primeiro dia após a ocorrência de chuva, enquanto que a evaporação de solos orgânicos continua durante três dias, e a evaporação da argila persiste durante cinco dias.

Em áreas semiáridas, alguns solos argilosos desenvolvem fissuras que podem alterar significativamente os caminhos da água. Dependendo do relevo, a presença de grandes pedras e rochas pode melhorar as características de infiltração (WILLIAMS *et al.*, 2003).

Outros fatores que controlam localmente a umidade do solo na região semiárida incluem a vegetação escassa, as crostas do solo e variações sutis nas características do solo. Dependendo das circunstâncias exatas, esses fatores podem verter ou reter água, e assim o padrão de umidade do solo no estado seco é muito desordenado. Arbustos pontuais, por exemplo, podem atuar como sumidouros de precipitação e escoamento superficial.

De acordo com Famiglietti *et al.* (2008), cada fator exerce certo grau de organização espacial da distribuição de umidade do solo por meio da introdução ou remoção de água no solo, facilitando ou dificultando a redistribuição de água no seu interior.

Em regiões úmidas, o escoamento através de caminhos preferenciais no solo é altamente efetivo para transportar a água para as porções mais baixas. No entanto, o fenômeno em regiões áridas e semiáridas é distinto, sendo que o escoamento superficial produzido durante as chuvas intensas aumenta a umidade do solo na direção da declividade devido à infiltração do escoamento. Durante períodos de escassez de precipitação, os aspectos da declividade e da radiação solar líquida conduzem à evapotranspiração, sendo a variação espacial da umidade do solo controlada pela vegetação (ROBINSON *et al.*, 2008).

Famiglietti *et al.* (2008) argumentam que numerosos estudos têm sugerido que a representação realista da variabilidade espacial do teor de umidade da superfície do solo pode melhorar a habilidade de previsão hidrológica.

Em particular, Grayson & Western (1998) apresentam três meios para obter dados de umidade do solo. O primeiro é utilizar dados do sensoriamento remoto; o segundo se refere às medições realizadas em campo; e o último representa as estimativas obtidas por meio de modelos de predição.

Neste contexto, Western *et al.* (2004) observaram que as medições realizadas em campo têm sido feitas em bacias relativamente pequenas, enquanto as medições realizadas usando sensoriamento remoto têm sido estudadas em bacias grandes. Vale ressaltar que cada fonte de dados apresenta suas vantagens e desvantagens. A medição de umidade de solo realizada em

campo usualmente provê dados que são facilmente calibrados, devido ao pequeno número de medidas realizadas (WESTERN *et al.*, 1998).

Os dados de sensoriamento remoto fornecem padrões espaciais potenciais. Todavia, as interpretações dos seus sinais são frequentemente difíceis quando um número de fatores, como características da vegetação e textura do solo, afeta o sinal do sensoriamento remoto muito mais do que a umidade do solo atual (WESTERN & BLÖSCHL, 1999).

O uso da instrumentação voltada para a obtenção de informações sobre o sistema água-solo é muito importante. Um método de quantificação ideal da água do solo deve basear-se numa propriedade física dependente apenas do seu conteúdo, produzindo uma resposta direta, rápida e confiável.

Nos últimos anos, tem-se investido muito no desenvolvimento de técnicas de medição. De acordo com Walker *et al.* (2004), entre a variedade de técnicas de medições de umidade de solo extensamente usadas, podem ser citadas: dispersão de nêutrons, atenuação de raio gama, condutividade elétrica do solo (incluindo sondas de condutividade elétrica, blocos de resistência elétrica e indução eletromagnética), tensiômetro, higrômetro (incluindo resistência elétrica, capacitância, sorção piezoelétrica, absorção e transmissão infravermelha, ponto de orvalho, psicrométrico) e constante dielétrica do solo (incluindo capacitância e reflectometria no domínio do tempo).

Para Topp (2003), ao longo do tempo, as medições de umidade do solo mudaram em proporções revolucionárias. Os principais avanços na aplicação de métodos eletromagnéticos na coleta de dados de água permitiram que a zona não saturada pudesse ser dividida em regiões, possibilitando suas inclusões quantitativas em numerosos processos hidrológicos. A base para esses avanços em métodos eletromagnéticos foi o desenvolvimento do melhor entendimento da interação da propagação das ondas eletromagnéticas no solo, como aplicado para a medição da quantidade de água.

O desenvolvimento de dispositivos que possam utilizar uma variedade de radiofrequência resultou em uma diversificação de instrumentos que permite medir a quantidade da umidade do solo.

Todos os métodos eletromagnéticos fazem uso da alta permeabilidade relativa (constante dielétrica) da umidade do solo para calcular a quantidade de água. Os fatores que podem afetar o desempenho da sonda eletrônica são as variações das propriedades do solo (por exemplo, densidade e textura), a temperatura e salinidade do solo, a frequência de medição, e mesmo as diferenças entre as respostas individuais dos sensores (PAIGE & KEEFER, 2008). As sondas de capacitância são mais sensíveis às características específicas do solo do que as sondas de TDR (*Time Domain Reflectometry* - Reflectometria no Domínio do Tempo) por causa da diferença na frequência de medição.

A variabilidade temporal e espacial da umidade do solo de superfície torna as regiões semiáridas de difícil monitoramento, quando são utilizadas as técnicas tradicionais de pesquisa em campo. Nas áreas áridas e semiáridas, os processos que influenciam o movimento da água são significativamente afetados pelas mudanças temporais e espaciais da precipitação, vegetação e texturas de solo.

Buscando solucionar esse problema, Vachaud *et al.* (1985) desenvolveram o conceito de estabilidade temporal como uma ferramenta eficiente na amostragem de uma região pouco instrumentada. Esse método identifica pontos de medição estável que prevê a média em grandes áreas e em escalas de tempo. O conhecimento da quantidade e distribuição da água no perfil do solo pode auxiliar na avaliação da taxa de recarga das águas subterrâneas.

Vachaud *et al.* (1985) definiram a estabilidade temporal como a associação invariável no tempo entre a localização espacial e parâmetros estatísticos clássicos. Em relação à umidade do solo (θ), a estabilidade temporal sugere que o padrão de variabilidade espacial não muda no tempo quando o indivíduo θ é classificado de acordo com sua magnitude, ou quando ponderado em relação ao valor médio para a área em estudo (Van Pelt & Wierenga, 2001).

Para avaliar a estabilidade temporal dos dados de umidade do solo monitorados em campo, Vachaud *et al.* (1985) utilizaram uma técnica baseada na diferença (Δ_{ij}) entre uma medição individual de θ_{ij} obtida para o local i e no tempo j , e a média diária espacial da umidade do solo ($\bar{\theta}_j$) no mesmo tempo para todos os locais, conforme as equações a seguir:

$$\Delta_{ij} = \theta_{ij} - \bar{\theta}_j \quad (3.3)$$

sendo

$$\bar{\theta}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \theta_{ij} \quad (3.4)$$

e N é o número de locais amostrados.

A diferença relativa (δ_{ij}) pode ser calculada utilizando a seguinte equação:

$$\delta_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{\bar{\theta}_j} \quad (3.5)$$

A média temporal da diferença relativa ($\bar{\delta}_i$) e o seu desvio padrão [$\sigma(\bar{\delta}_i)$] são determinados para cada localização pelas seguintes equações:

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \delta_{ij} \quad (3.6)$$

e

$$\sigma(\bar{\delta}_i) = \left[\sum_{j=1}^m \frac{(\delta_{ij} - \bar{\delta}_i)^2}{m-1} \right]^{1/2} \quad (3.7)$$

sendo m o número de amostras diárias.

O uso de diferenças relativas permite a identificação de locais que representem a média da umidade do solo da bacia ou locais de valores extremos dessa grandeza, e, ao mesmo tempo, permite produzir uma medida de variabilidade (VACHAUD *et al.*, 1985). Os valores obtidos com as equações (3.6) e (3.7) são utilizados para avaliar a estabilidade temporal em cada local.

Valores de $\bar{\delta}_i$ próximos de zero indicam locais que têm uma média θ próxima da média da bacia, enquanto valores com $\bar{\delta}_i$ maiores ou menores do que zero indicam uma superestimativa ou subestimativa, respectivamente, em relação à média da bacia. Locais com $\sigma(\bar{\delta}_i)$ pequenos são considerados temporalmente estáveis.

A segunda técnica utilizada por Vachaud *et al.* (1985) é o teste não paramétrico de Spearman. O coeficiente de correlação de Spearman (r_s) é calculado utilizando a equação a seguir:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (R_{ij} - R_{ij'})^2}{n(n^2 - 1)} \quad (3.8)$$

em que R_{ij} é a posição ordenada da variável θ_{ij} observada no tempo j no ponto i ; $R_{ij'}$ é a posição da mesma variável observada no tempo j' no ponto i ; e n é o número de pontos de medição.

O valor de r_s igual a 1 corresponde a posições idênticas em todos os pontos de medição, ou seja, perfeita estabilidade temporal entre as datas j e j' . Quanto mais próximo de 1 for o valor de r_s , mais estável é o processo.

Com esse teste é possível avaliar a persistência no tempo do padrão espacial do conteúdo de água no solo, pois se pode inferir o quanto da variabilidade observada no instante j pode ser explicada pela variância presente no instante j' .

Medeiros *et al.* (2007) observaram que a existência e a localização de pontos com estabilidade temporal no comportamento da umidade do solo, assim como a possibilidade de se determinar sua posição em função da textura e profundidade do solo e da posição topográfica, são fundamentais no planejamento de qualquer programa de monitoramento. Entretanto, esse conceito precisa ser analisado em um número maior de ambientes e escalas para testar: se a existência desses locais é geral e se é possível identificar fatores do terreno e do solo que podem ser utilizados para definir a determinação desses locais.

Existem poucos locais em regiões áridas e semiáridas do mundo onde a umidade do solo é medida rotineiramente. Alguns pesquisadores vêm analisando e comparando o uso de alguns tipos de técnicas para a medição da umidade do solo, e outros buscam avaliar a influência das variáveis hidrológicas nos resultados obtidos.

No Brasil, a região semiárida, por ser uma região com características naturais complexas e altamente heterogêneas em relação à chuva, ao solo e à vegetação, representa um enorme desafio para o uso e o manejo do solo e da água em sistemas agrícolas sustentáveis. O estudo da umidade do solo nessa região é de particular interesse para predição e interpretação, porque

além de ser o fator chave que determina o escoamento superficial em resposta a eventos de precipitação, também contribui para entendimento das mudanças no crescimento das plantas.

As águas subterrâneas são um dos componentes importantes do ciclo hidrológico em regiões áridas e semiáridas, mas a estimativa de volumes de recarga subterrânea é uma das maiores e mais difíceis demandas a serem atendidas em estudos de quantificação desses recursos (SEN, 2008; CARLING *et al.*, 2012).

As águas subterrâneas, seu deslocamento e eventual ressurgimento natural ou artificial na superfície envolvem problemas extremamente variados e complexos nos domínios da geologia e da hidráulica do escoamento em meios porosos, constituindo um amplo campo de estudo especializado.

O Brasil apresenta uma deficiência séria quanto ao conhecimento do potencial hídrico de seus aquíferos e do seu atual estágio de exploração. Os estudos regionais são escassos e encontram-se defasados. Em rochas cristalinas, em regiões úmidas, com espesso manto de alteração, as capacidades específicas variam entre 1 e 5 m³/h.m⁻¹; já no domínio de rochas cristalinas do semiárido, as capacidades específicas são inferiores a 1 m³/h.m⁻¹ (TUCCI & CABRAL, 2003).

A estimativa do balanço hídrico e do fluxo de águas subterrâneas para um ambiente árido requer múltiplas abordagens para fornecer consenso por causa da falta generalizada de água e esparsos dados hidrológicos. Para Flint *et al.* (2012), a estimativa do balanço hídrico é possível, embora diferentes graus de incerteza sejam criados em função dos esparsos dados hidrológicos, da variabilidade espacial e temporal da precipitação e evapotranspiração, e da repartição das águas de superfície em escoamento e recarga das águas subterrâneas.

A recarga é definida como o fluxo descendente de água que atinge o lençol de água. O seu mecanismo é a percolação descendente de água pelo excesso de déficit de umidade do solo. A determinação da recarga das águas subterrâneas em regiões áridas e semiáridas é difícil por duas razões (SIMMERS, 2003): depende do balanço hídrico no qual a evapotranspiração é quase igual à precipitação; e depende da variabilidade espacial e temporal da variabilidade dos fluxos de água.

Simmers (2003) observou que, em regiões úmidas, existe uma correlação positiva entre a recarga da água subterrânea e a diferença entre a precipitação e a evapotranspiração; e que os fluxos de água na zona vadosa são descendentes na maior parte do tempo e podem ser quantificados razoavelmente bem usando técnicas existentes do balanço hídrico. Para o mesmo autor, durante as últimas décadas tem se tornado cada vez mais claro que os conceitos hidrológicos desenvolvidos para condições úmidas não podem ser transferidos para regiões áridas e semiáridas, pois nas zonas vadasas profundas dessas últimas ainda não existe acordo entre os hidrólogos sobre a direção do fluxo da água.

Em regiões áridas a recarga ocorre através de cursos d'água efêmeros, mas parte significativa da água é absorvida na zona não saturada antes de alcançar o aquífero. Nas regiões úmidas, a recarga ocorre em períodos chuvosos, já nas regiões semiáridas, a recarga é irregular e ocorre somente em períodos mais longos de precipitação.

Os fatores que podem afetar o processo de recarga são: a capacidade de infiltração; as características das precipitações; fatores climáticos; as características dos solos; a umidade do solo; a topografia; as características geológicas; os padrões da vegetação etc. Para Sen (2008), a recarga tem um comportamento aleatório dependente de características esporádicas, irregulares, caóticas e complexas das ocorrências das chuvas e da geologia da área.

São reconhecidos dois tipos principais de recarga (SEN, 2008; BARRETO, 2010):

- recarga direta: entrada da água da chuva no local de superfície sem transformação para o escoamento superficial. É a quantidade adicionada ao reservatório de água subterrânea resultante da percolação vertical da precipitação através da zona não saturada, descontando-se os déficits de umidade do solo e a evapotranspiração.

- recarga indireta: proveniente da água do escoamento superficial, ocorre principalmente fora da área de influência chuvas. É a quantidade de água que infiltra e atinge o lençol freático a partir do acúmulo em depressões do terreno, em áreas de topografia rebaixada.

De Vries & Simmers (2002) reconhecem um terceiro tipo de recarga:

- recarga localizada: forma intermediária de recarga das águas subterrâneas resultante da concentração horizontal (quase) superficial da água, na ausência de canais bem definidos.

As definições acima são bastante simplificadas, pois não são considerados processos como a recarga lateral em subsuperfície, não levam em conta a existência de caminhos preferenciais de percolação e é comum a combinação de recarga indireta e direta (BARRETO, 2010). Para Sen (2008), com o aumento da aridez, a recarga direta torna-se menos significativa, ao passo que a recarga indireta acontece mais em termos de recarga total de um aquífero.

Várias técnicas estão disponíveis para quantificar a recarga, no entanto a escolha de técnicas adequadas é muitas vezes difícil. Na escolha de uma técnica, Scanlon *et al.* (2002) fazem considerações importantes que incluem a escala espaço-temporal, o alcance e a confiabilidade das estimativas de recarga com base em diferentes técnicas, e outros fatores que podem limitar a aplicação de técnicas específicas.

As técnicas de estimativa de recarga podem ser subdivididas conforme a zona hidrológica de origem dos dados utilizados sobre a base das três fontes hidrológicas, ou zonas, ou seja, água superficial, zona não saturada e zona saturada. As escalas de tempo e espaço nas quais as metodologias são aplicáveis variam de uma zona para outra. As técnicas em cada uma das zonas podem ser ainda subdivididas em físicas (que envolvem medidas diretas), de traçadores e numéricas (SCANLON *et al.*, 2002; BARRETO, 2010). Apesar de numerosos estudos, De Vries & Simmers (2002) observaram que a determinação dos fluxos de recarga em regiões semiáridas permanece repleta de incertezas.

3.3 Monitoramento em regiões semiáridas

O monitoramento é o processo pelo qual o comportamento do ambiente é mantido em observação, fornecendo informações essenciais sobre como o sistema está mudando, e deve indicar os ajustes necessários para tirar o melhor proveito do sistema. De acordo com Burt (2003), muitas vezes o monitoramento significa nada mais do que uma vigilância passiva.

Para Parr *et al.* (2003), pesquisa, monitoramento e modelagem são atividades estreitamente inter-relacionadas e todas essas atividades são necessárias para detectar e gerir a mudança ambiental. Um dos usos mais importantes dos dados de monitoramento é validar previsões de um modelo, o que pode conduzir à realização de melhorias nesse modelo de forma a se obter estimativas mais plausíveis de recuperação e mudanças.

Devido à importância crítica da água em áreas áridas e semiáridas, observa-se, entretanto, que os dados hidrológicos são limitados. Portanto, no monitoramento dos processos hidrológicos, é necessário que os dados sejam coletados de uma forma economicamente eficiente, garantindo a diversidade dos usos possíveis dos mesmos e das informações sobre os recursos hídricos disponíveis para uma melhor gestão (WHEATER & AL-WESHAH, 2002).

3.3.1 Histórico

Ao longo da história, os fenômenos hidrológicos extremos (tempestades, inundações e secas) têm gerado um sentimento de temor e medo em seus observadores. Para Bulu (2010), a gestão dos recursos hídricos baseada em sólidos princípios hidrológicos tem sido fundamental para o sucesso ou fracasso de civilizações desde a era pré-histórica. Por causa da importância da água as primeiras civilizações surgiram nas margens dos rios: Tigre e Eufrates, na Mesopotâmia; Ganges e Indo, na Índia; Nilo, no Egito, e Amarelo e Azul, na China.

Os mais antigos esforços hidrológicos conhecidos encontram-se na Mesopotâmia e no vale do Nilo, onde foram encontradas estruturas para a regulação e/ou exploração dos recursos hídricos por meio de pequenas represas e sistemas de irrigação. No Egito, a primeira estrutura de água, a barragem de Sadd-el-Kafara, foi construída por volta de 3000 a.C. (WILBY, 1997).

As informações hidroclimáticas tornaram-se vitais para as civilizações e o monitoramento do nível d'água foi iniciado pelos egípcios em 3.800 a.C.; as primeiras medições de precipitação foram realizadas pelo Chanceler Kautilya, na Índia, por volta do século 4 a.C.; e medições de escoamento foram realizadas por Heron de Alexandria no primeiro século d.C. (EAGLESON, 1991; BULU, 2010).

Entretanto, de acordo com Nace (1974), os chineses, por volta de 1200 a.C, já realizavam registros de observações de chuva, neve, granizo e vento. Pluviômetros já eram utilizados por volta de 1000 a.C., e medições sistemáticas de precipitação foram estabelecidas por volta de 200 a.C..

A primeira concepção do ciclo hidrológico pode ser atribuída a Salomão, por volta de 1.000 a.C., conforme indicado a seguir:

Todos os rios correm para o mar, e o mar não se enche; ao lugar para onde correm os rios, para lá tornam eles a correr. (Eclesiastes 1:7)

Estando as nuvens cheias, derramam a chuva sobre a terra. (Eclesiastes 11:3a)

Um conceito dinâmico do ciclo hidrológico surgiu na China, por volta de 900 a.C., e foi desenvolvido nos séculos seguintes, embora a maioria dos registros realizados antes de 200 a.C. tenha sido destruída (NACE, 1974).

Os gregos foram os primeiros filósofos que estudaram seriamente a hidrologia. Vários filósofos gregos, muito antes de Platão, haviam desenvolvido as devidas explicações do ciclo hidrológico, revelando uma boa compreensão dos fenômenos relacionados (NACE, 1974). Na civilização grega, esses fenômenos foram, pela primeira vez, abordados de forma organizada teórica, por meio de raciocínio combinado com a observação, e sem o envolvimento divino e de outros tipos de intervenções sobrenaturais.

Thales de Mileto (640?-546 a.C.) pode ter sido o primeiro filósofo que tentou interpretar o fenômeno natural cientificamente. Ele supunha que todas as substâncias vieram originalmente da água e, eventualmente, voltariam à água. Acreditava ainda que os rios fossem derivados a partir do mar. Os ventos forçariam a água do mar para a terra, onde a pressão forçaria o movimento da água para cima, para as montanhas, e a partir daí a água correria para fora para formar os rios.

Anaxímenes (585-525 a.C.) estudou fenômenos meteorológicos e apresentou explicações razoáveis para a formação de nuvens, granizo e neve, e a origem dos ventos e arco-íris. No século V a.C., o filósofo Hippon reconheceu que todas as águas se originam do mar. Platão (428-348 a.C.) deu a explicação do ciclo hidrológico dizendo que “os rios e nascentes originam das chuvas”.

Aristóteles (340-323 a.C.), em seu tratado *Meteorologica*, apresentou os princípios do ciclo hidrológico. Teofrasto (372-287 a.C.) adotou e completou as teorias de Anaxímenes e Aristóteles para a formação de precipitação; sua contribuição para a compreensão da relação entre o vento e a evaporação foi significativa. Epicuro (341-270 a.C.) contribuiu para explicações físicas dos fenômenos meteorológicos, contrariando as superstições de sua época. Arquimedes (287-212 a.C.) foi o fundador da hidrostática. Heron de Alexandria, que viveu no

século II a.C., é reconhecido por ter formulado o conceito de descarga em um fluxo de água e realizou medições de fluxo.

Os romanos acrescentaram relativamente pouco à ciência, tendo, em geral, aceitado as ideias dos gregos. Eles construíram grandes e extensas estruturas de aproveitamento de água que deram certo e serviram para os seus propósitos até os dias atuais. O entendimento geral durante a época romana é resumida pelo filósofo Sêneca (3 aC-65 dC), que considerou que a precipitação era inadequada para abastecer todos os rios e nascentes. Marcus Vitruvius, no século I a.C., forneceu uma explicação sobre a precipitação e os processos que levaram à formação de nascentes nas montanhas com base em mecanismos de evaporação e do relevo.

Infelizmente, muitas dessas explicações foram ignoradas ou esquecidas por muitos séculos, apenas para ser reinventada durante a Renascença ou mais tarde. Leonardo da Vinci (1452-1519) também tinha interesse em hidrologia e hidráulica, tendo obtido uma melhor compreensão dos princípios de fluxo de água em canais abertos. Ele apresentou um conceito duplo do ciclo hidrológico; no primeiro, considerou-se que a água do mar se eleva no interior da terra para os topos das montanhas; e no segundo, o conceito era essencialmente de acordo com a teoria moderna.

Em 1580, na França, Bernard Palissy afirmou, em seu livro *Discursos admiráveis da natureza das águas e fontes tanto naturais quanto artificiais*, que a chuva e o derretimento da neve eram as únicas fontes de água para as nascentes e os rios. Nesse livro, foram definidos o ciclo hidrológico e o papel dos processos, tais como precipitação, evaporação, condensação, infiltração, escoamento superficial e armazenamento tanto de águas subterrâneas, quanto de águas superficiais. Em 1598, o arquiteto italiano Giovan Fontana investigou com detalhes a inundação do rio Tibre, em Roma, realizando medições e análises sistemáticas dos fluxos de inundação.

A invenção do barômetro, por Evangelista Torricelli, em 1643, e do termômetro selado, por Ferdinand, Grão-Duque da Toscana, em 1641, tornou possível alguns dos maiores avanços na hidrometeorologia e também na hidrologia, porque eles permitiram novas observações quantitativas.

Uma das maiores conquistas em hidrologia do século XVII foi a aceitação geral do princípio da continuidade, com os trabalhos experimentais de Pierre Perrault, Edme Mariotte e Edmond

Halley. Eles foram os fundadores da hidrologia experimental e estabeleceram os princípios de hidrologia fundamental.

As principais contribuições realizadas no século XVIII foram à invenção do tubo de Pitot, por Henry de Pitot (1695-1771), o desenvolvimento da equação de Chézy, por Antoine Chézy (1718-1798), e a obtenção da equação para calcular a altura de evaporação da superfície da água, desenvolvida por John Dalton e que ainda está em uso hoje.

Em 1851, o método racional foi desenvolvido e publicado pelo irlandês Thomas James Mulvaney. Em 1890, Robert Manning apresentou a equação de Manning. O desenvolvimento da hidrologia subterrânea foi bastante substancial durante esse período, quando Henry Darcy assinalou aspectos teóricos das águas subterrâneas.

No século XX, centenas de equações empíricas foram propostas e a seleção de seus coeficientes e parâmetros, a depender de julgamento e experiência. Sherman desenvolveu a teoria do hidrograma unitário e Horton propôs seu modelo para a capacidade de infiltração. Gumbel propôs a distribuição de valores extremos para a análise de frequência dos dados de inundação.

Abordagens teóricas têm sido amplamente utilizadas em aplicações hidrológicas, com a aplicação da análise matemática a sistemas hidrológicos. Instrumentos sofisticados e computadores foram desenvolvidos e empregados para medir fenômenos hidrológicos e resolver complicadas equações matemáticas utilizadas em teorias hidrológicas. O uso de computadores após a Segunda Guerra Mundial permitiu um melhor desenvolvimento de estudos e pesquisas em hidrologia.

3.3.2 Contexto mundial

As investigações da importância das características da bacia hidrográfica, em particular do uso do solo, sobre escoamentos de rios começaram no final do século XIX (WHITEHEAD & ROBINSON, 1993). Após uma série de inundações desastrosas nos Alpes europeus, nas décadas de 1860 e 1870, reconheceu-se a necessidade de identificar o papel desempenhado pelo desmatamento.

Esse fato levou à realização, em 1902, do primeiro estudo moderno de bacia hidrográfica na região de Emmental, na Suíça, onde duas bacias hidrográficas, uma florestada e outra de pastagem, foram instrumentadas (WHITEHEAD & ROBINSON, 1993).

Após esse estudo, outros foram realizados em diferentes países, sendo o mais conhecido deles o realizado na bacia de Wagon Wheel Gap, localizada no sudoeste do Colorado, EUA (MCGUIRE & LIKENS, 2011). Lá, em vez de simplesmente comparar diretamente os escoamentos de duas bacias assumidas como similares em todos os aspectos, exceto na cobertura vegetal, foi imposta em uma das bacias uma mudança no uso do solo enquanto a outra era usada como controle.

Renard & Nichols (2003) observaram que em meados dos anos de 1930, as pesquisas vinham sendo realizadas em diversas bacias hidrográficas para quantificar os processos hidrológicos, bem como as consequências de diferentes usos do solo sobre as condições ambientais, e essas pesquisas se tornaram uma prioridade nos Estados Unidos, incluindo regiões dos estados do Arizona e Novo México (Tabela 3.5).

Tabela 3.5 - Bacias experimentais nos estudos americanos do Arizona e Novo México

Local	Série histórica	Nº de bacias	Uso predominante do solo
1. Navajo Experiment Station	1934-1950	12	Pastagem
2. Albuquerque Watersheds	1939-1975	3	Pastagem
3. Alamogordo Creek	1954-1979	3	Pastagem
4. Fort Stanton Watershed	1966-1983	3	Pastagem
5. Jornada Experimental Range	1906-presente	2	Pastagem
6. Safford Experimental Watersheds	1939-1975	4	Pastagem
7. Walnut Gulch Experimental Watershed	1954-presente	>20	Pastagem-urbano
8. Santa Rita Experimental Range	1975-presente	8	Pastagem
9. Santa Fe, NM	1940-1947	3	Pastagem
10. Atterbury, AZ	1955-1970	5	Pastagem-urbano
11. Tucson, AZ	1971-1980	2	Urbano

Fonte: Renard & Nichols (2003)

De acordo com Wheeler *et al.* (2007), as fontes primárias de informações detalhadas sobre bacias hidrológicas localizadas em zonas áridas e semiáridas que estão disponíveis na literatura são provenientes de duas pequenas bacias hidrográficas experimentais localizadas no sudoeste dos Estados Unidos, Walnut Gulch, no Arizona, e Alamogordo Creek, no Novo México, com respectivas áreas de drenagem de 150 e 174 km².

A bacia hidrográfica de Walnut Gulch é atualmente uma das principais bacias hidrográficas experimentais localizadas no semiárido, existentes no mundo. A bacia se encontra em operação desde meados de 1950.

Toebe & Ouryvaev (1970) observaram que as pesquisas hidrológicas realizadas até o final da década de 60 em bacias representativas e experimentais sofriam não somente da falta de dados básicos, da padronização das observações e de técnicas de processamento, como também de métodos de pesquisas que estavam sendo utilizados. Esses métodos davam somente uma compreensão limitada dos processos físicos que ocorriam na bacia. As pesquisas eram frequentemente tratadas como uma experiência estatística, na qual se observava que os resultados eram de valor limitado, não existindo nenhuma metodologia para análise dos mesmos e técnicas que permitissem a transferência de informações de um local monitorado para outro, com dados escassos ou inexistentes.

Em meados da década de 1960 foi proposta pela IAHS (*International Association of Hydrological Sciences* - Associação Internacional de Ciências Hidrológicas) a Década Hidrológica Internacional (POMEROY *et al.* 2005; TOEBES & OURYVAEV, 1970), quando foram realizadas inúmeras pesquisas em diversas bacias hidrográficas “representativas” e “experimentais”. Essas pesquisas foram realizadas buscando melhorar a compreensão dos processos hidrológicos. As bacias utilizadas foram instrumentadas e monitoradas de forma a poder determinar o balanço hídrico e as relações chuva-vazão. Durante esse período, as bacias hidrográficas foram monitoradas intensamente e acabaram servindo como excelentes campos de treinamento para estudantes e para o desenvolvimento da tecnologia observacional.

Para Pomeroy *et al.* (2005), muitos aspectos valiosos dos processos hidrológicos foram aprendidos nas bacias estudadas durante a realização da Década Hidrológica Internacional. Entretanto, constatou-se que a realização desse tipo de pesquisa era cara e que em muitos casos as pesquisas não foram continuadas após o término da Década Hidrológica Internacional.

Para Cordery (2001), a coleta de dados resulta em benefícios de longo prazo, com poucos benefícios imediatos, e pouco interesse político nos gastos com as atividades consideradas “não benéficas”. Segundo Pomeroy *et al.* (2005), as redes de monitoramento existentes em muitos países são agora menores do que as redes existentes antes de 1970.

Ainda de acordo com Pomeroy *et al.* (2005), estudos de bacias são um meio para um fim, e o fim em hidrologia é frequentemente uma melhor compreensão e capacidade de previsão dos sistemas hidrológicos regionais em questão. A melhor compreensão e previsão são os objetivos da nova Década da IAHS para Predição em bacias não-monitoradas (*Prediction in Ungauged Basins* - PUB), uma iniciativa que reconhece explicitamente o valor da pesquisa em bacias, possibilitando o desenvolvimento de conhecimento e melhor tecnologia que ajudará a alcançar o objetivo proposto pelo PUB.

O objetivo do PUB é melhorar a capacidade das previsões hidrológicas por meio da redução da utilização de calibração em modelos de parametrização, substituindo a calibração com uma seleção de parâmetros para modelos hidrológicos que são apropriados para as bacias de interesse (SIVAPALAN *et al.*, 2003).

Para Pomeroy *et al.* (2005), essa Segunda Década Hidrológica é necessária por reconsiderar as experiências da Primeira Década Hidrológica. O valor da pesquisa das bacias hidrográficas utilizadas para melhorar a compreensão durante a Década Hidrológica Internacional de 1965-1975, quando numerosas bacias “representativas” e “experimentais” foram instrumentadas e monitoradas para obtenção do balanço hídrico e da relação chuva-vazão, foi significativo por muitos anos.

Buscou-se sintetizar na Tabela 3.6 as principais características dos estudos de monitoramento de processos hidrológicos investigados em trabalhos de umidade do solo realizados no mundo. Observou-se que alguns estudos monitoraram e analisaram muitas variáveis e outros ficaram restritos a uma ou duas variáveis, sendo a precipitação a variável que foi sempre monitorada nos estudos analisados.

É evidente para Hupet & Vanclooster (2002) que uma compreensão completa do comportamento da umidade do solo é de importância primordial para a investigação hidrológica do solo e para as aplicações em engenharia. Qiu *et al.* (2001) observaram que é difícil identificar a importância relativa dos processos hidrológicos sobre a umidade do solo pela sua influência mútua e múltipla nos outros processos.

Tabela 3.6 - Estudos realizados de monitoramento de processos hidrológicos

Nº	Estudo	Local	Clima	Área	Uso do solo	Solo	Frequência	Satélite/ Imagem área	Dados Climatológicos					Est. Climat.		
									Prec.	Inf.	Interc.	Evap.	Vazão			
1	Vachaud <i>et al.</i> (1985)	Grenoble, França		100 m²	grama	argila-siltosa	quinzenal - verão e outono e bimensal - inverno e primavera	não	x				x	x	x	
		Mornag, Tunísia		1 ha	lavouras	argila e silte										
		Servila, Espanha		1 ha	lavouras	areia-argilosa										
2	Francis <i>et al.</i> (1986)	Bacia Mula, Espanha	semiárido	300 m²	grama	argila-siltosa		não	x							
3	Munoz-Pardo <i>et al.</i> (1990)	Faculdade de Engenharia Agrícola da Medjez, Tunísia	semiárido	1,21 ha	lavouras	silte-argiloso	diário	não	x			x				
4	Bárdossy & Lehmann (1998)	Bacia de Weiherbach, sudeste Alemanha	úmida	6,3 km²	terras agrícolas	-	semanalmente	sim	x							
5	Famiglietti <i>et al.</i> (1998)	Rattlesnake Hill, Austin, EUA	umido-subtropical	56.000 m²	grama	silte e argila	diário	não	x							
6	Fitzjohn <i>et al.</i> (1998)	Puebla de Valles-Retiendas - Guadalajara, Espanha	semiárido	3,68 ha	Floresta	pedregulho, argila-siltosa		não	x							
7	Seyfried (1998)	Area na Bacia Experimental de Reynolds Creek, Idaho, EUA	úmido	12 m²	arbustos	franco-siltoso	quinzenal	sim	x							
		Lower Sheep Creek - Bacia Experimental de Reynolds Creek, Idaho, EUA		13 ha		franco-siltoso	diário	sim								
		Upper Sheep Creek - Bacia Experimental de Reynolds Creek, Idaho, EUA		26 ha		franco-siltoso	diário	sim								
		Reynolds Creek - Bacia Experimental de Reynolds Creek, Idaho, EUA		230 km²		franco-siltoso	diário	sim								
8	Famiglietti <i>et al.</i> (1999)	LW03, Oklahoma, EUA	sub-úmido	64 ha	campos	franco-arenosa	diário	sensoria mento remoto	x							
		LW13, Oklahoma, EUA		64 ha	campos	argilosa										
		LW21, Oklahoma, EUA		64 ha	trigo de inverno	franco-siltosa										
		ER05, Oklahoma, EUA		64 ha	campos	franco-siltosa										
		ER13, Oklahoma, EUA		64 ha	trigo de inverno	franco-siltosa										
		CF04, Oklahoma, EUA		64 ha	trigo de inverno	franco-siltosa										
9	Western <i>et al.</i> (1999)	Tarrawarra, Austrália		10,5 ha	pastagem	silte-argilosa	quinzenal	sim	x			x	x	x		
10	Gómez-Plaza <i>et al.</i> (2001)	Murcia C1, Espanha	semiárido	300 m²	campo queimado	barro		não	x							
		Murcia C2, Espanha		300 m²	campo queimado											
		Murcia C3, Espanha		200 m²	campo											
11	Mohanty & Skaggs (2001)	SGP97 (LW03), Oklahoma, EUA	sub-úmido	64 ha	pastagem	franco-arenoso	diário	sim	x							
		SGP97 (LW13), Oklahoma, EUA		64 ha	pastagem	franco-siltoso	diário									
		SGP97 (LW21), Oklahoma, EUA		64 ha	trigo/grama	franco-siltoso	diário									
12	Van Pelt & Wierenga (2001)	Campo de Glendale, Las Cruces, NM - EUA	semiárido	1 ha	lavoura de trigo e algodão	franco-argiloso-siltoso		não	x				x	x		
13	Walker <i>et al.</i> (2001)	Bacia experimental de Nerrigundah, New South Wales, Austrália	temperado	6 ha	grama	argiloso	diário	sim	x					x	x	
							diário									
							diário									

Tabela 3.6 - Estudos realizados de monitoramento de processos hidrológicos (cont.)

Nº	Estudo	Local	Clima	Área	Uso do solo	Solo	Frequência	Satélite/ Imagem área	Dados Climatológicos					Est. Climat.	
									Prec.	Inf.	Interc.	Evap.	Vazão		
14	Anctil <i>et al.</i> (2002)	Canadá	temperado	755 m	lavouras	organico		não	x						
15	Ceballos <i>et al.</i> (2002)	Bacia Duero, Peninsula Iberica	semiárido	6.300 km²	variado	arenoso	quinzenal horária	não	x			x			x
16	Hupet & Vanclooster (2002)	Louvain-La0Neuve, Bélgica	moderamente úmido	6.300 m²	lavouras	franco-siltoso		não	x						x
17	Castillo <i>et al.</i> (2003)	Murcia C1, Espanha	semiárido	300 m²	campo queimado	barro		não	x				x		
		Murcia C2, Espanha		300 m²	campo queimado										
		Murcia C3, Espanha		200 m²	campo										
18	Fu <i>et al.</i> (2003)	Danangou na provincia de Shaanxi, China	semiárido	3,5 km²	lavouras	silte-argiloso		não	x						x
19	Martínez-Fernández & Ceballos (2003)	La Guareña, Bacia Duero, Spain	semiárido	1285 km²	variado	arenoso	quinzenal	não	x						
20	Schume <i>et al.</i> (2003)	Kreisbach, Austria	temperado	0,5 ha	floresta	cambisolos	quinzenal	não	x		x	x	x	x	x
21	Williams <i>et al.</i> (2003)	Guadalajara, Espanha	semiárido	4.350 m²	floresta de pinheiros	cambisolos	não								
				3.850 m²	floresta de carvalho	cambisolos									
				2.975 m²	arbusto	regosolo									
				4.200 m²	oliveiras abandonadas	calcisolos									
				3.000 m²	oliveiras cultivadas	calcisolos									
				7.650 m²	campo cultivado	argiloso									
22	Wilson <i>et al.</i> (2003)	Satellite Station, Nova Zelândia		60 ha	pastagem	silte-argilosa	sim	x							x
		Clayden, Nova Zelândia □		13 ha		argila-siltosa									
		Carran, Nova Zelândia □		5 ha		silte-argilosa									
23	Cantón <i>et al.</i> (2004)	El Cautivo em Almeria, Espanha	semiárido	0,05 km²	deserto e arbusto	silte-arenoso	diário	não	x						x
24	Jacobs <i>et al.</i> (2004)	SMEX02 WC11, Iowa, EUA	úmida	100 km²	milho	franco-siltoso		sim	x						
		SMEX02 WC12, Iowa, EUA			milho										
		SMEX02 WC13, Iowa, EUA			soja										
		SMEX02 WC14, Iowa, EUA			soja										
25	Western <i>et al.</i> (2004)	Tarrawarra 1, Austrália	temperado	10 ha	pastagem	silte-argilosa	não	x							x
		Tarrawarra 2, Austrália		45 ha		arenoso									
		Point Nepean, Austrália		13 ha											
		Satellite Station, Nova Zelândia		60 ha		silte-argilosa (topo)									
		Clayden, Nova Zelândia □		13 ha		argila-siltosa									
		Carran, Nova Zelândia □		5 ha		silte-argilosa									
26	Buttafuoco <i>et al.</i> (2005)	Sila Massif, Itália	mediterraneo	567 m²	floresta	areia-siltosa		não	x						
27	Hupet & Vanclooster (2005)	Louvain-La0Neuve, Bélgica	mediterraneo	1 ha	lavouras	franco-siltoso	a cada dias 2, 3 ou 4 de acordo com as condições climáticas	não	x		x	x			
28	Martínez-Fernández & Ceballos (2005)	Bacia Experimental de Rinconada em La Guareña, Bacia Duero, Espanha	semiárido	0,62 km²	agricola	arenoso	quinzenal	não	x						x
29	McNamara <i>et al.</i> (2005)	Boise, Idaho, EUA	semiárido	0,02 km²	arbusto	areia-siltosa	diário	não	x				x		x
30	Ampofo (2006)	Fazenda de Pesquisa da Universidade da Costa Cape, Gana	tropical	0,05 ha	três práticas de cultura solo compactado	franco-arenoso	variado	não	x						x
				0,06 ha											

Tabela 3.6 - Estudos realizados de monitoramento de processos hidrológicos (cont.)

Nº	Estudo	Local	Clima	Área	Uso do solo	Solo	Frequência	Satélite/ Imagem área	Dados Climatológicos					Est. Climat.	
									Prec.	Inf.	Interc.	Evap.	Vazão		
31	Bosch <i>et al.</i> (2006)	SMEX03, Georgia, EUA	subtropical úmido	3.750 km ²	floresta, terras cultiváveis, pastagem	franco-arenoso	diário	sim	x						x
32	Cosh <i>et al.</i> (2006)	Little Washita, Oklahoma, EUA	sub-úmido	670 km ²	pastagem e lavouras	areia e argila-siltosa	30 min	sim	x						x
33	Hébrard <i>et al.</i> (2006)	Roujan, Sul da França	mediterrâneo	0,91 km ²	vinhas e terras em repouso	variado		não	x						
34	Lin <i>et al.</i> (2006)	Huntingdon County, PA, EUA	temperado	7,9 ha	floresta e arbustos	franco-siltoso	duas vezes por semana	não	x				x	x	
35	Ramos & Martinez-Casasnovas (2006)	Região Penedès, Barcelona, Espanha	mediterrâneo	2,1 ha	vinhedo	silte-arenoso	após um evento chuvoso significativo	não	x			x	x		
36	Starks <i>et al.</i> (2006)	Little Washita Oklahoma (SGP97-SMEX03)	sub-úmido	610 km ²	arbustos e área cultivada	franco-arenoso, franco-siltoso, areia-argilosa	variado	não	x						x
37	Brocca <i>et al.</i> (2007)	Ponte della Pietra, Vale da rio Tibre na Itália	mediterrâneo	405 m ²	grama	argila-siltosa		não	x						x
		9 m ²		franco-argila-siltosa											
		500 m ²		franco-arenoso											
		8800 m ²													
400 m ²															
38	Chen <i>et al.</i> (2007)	Estação Experimental de Conservação da Água e do Solo em Dingxi, província de Gansu, China	semiárido	15 áreas de 100 m ² ou 50 m ²	5 tipos de vegetação	silto-argiloso	quinzenal	não	x						x
39	Famiglietti <i>et al.</i> (2008)	SGP97, Oklahoma, EUA	sub-úmido	12.500 km ²	variado	franco-arenoso, franco-siltoso e argiloso	diário	sim	x						x
		SGP97 (LW03, LW13, LW21, ER05, ER13, CF04), Oklahoma, EUA	sub-úmido	384 ha	variado	variado	diário	sim	x						
		SGP99 (LW21, LW21S, LW22, LW22S), Oklahoma, EUA	sub-úmido	2,56 km ²	trigo de inverno	franco-siltosa	diário	sim	x						
		SMEX02 - Walnut Creek, Iowa e zonas circundantes de Ames, IA - EUA		100 km ²	milho e soja	variando de franco-arenosa fina a argila	diário	sim	x						
		SMEX03 - Oklahoma, Georgia e Alabama, USA e Brazil		var	variado	variado	diário	sim	x						
40	Martinez <i>et al.</i> (2008)	Stanley em New South Wales, Australia	continental	150 ha	pastagem	argiloso	4 vezes semanalmente	sim	x				x	x	
41	Brocca <i>et al.</i> (2009)	Ponte della Pietra, Vale da rio Tibre na Itália	mediterrâneo	405 m ²	grama	argila-siltosa		não	x						
		500 m ²		franco-argila-siltosa											
		8800 m ²		grama pastagem											
42	Pan & Wang (2009)	Estação de Pesquisa Experimental do Deserto de Shapotou, China	deserto	4.500 m ²	deserto revegetado	arenoso		não	x						x
43	Penna <i>et al.</i> (2009)	Piramide, Alpes, Italia	Alpino	0,46	grama	franco-argiloso	diário	não	x						x
		Emme, Alpes, Italia		0,47	grama	franco-argiloso	diário	não							
		Vallecola, Alpes, Italia		0,57	grama	franco-argiloso	diário	não							
44	Rosnay <i>et al.</i> (2009)	Gourma, Mali	subtropical	30.000 km ²	arvores e arbustos	areia, areia argilosa, franco-arenosa	diário	não	x				x	x	

Tabela 3.6 - Estudos realizados de monitoramento de processos hidrológicos (cont.)

Nº	Estudo	Local	Clima	Área	Uso do solo	Solo	Frequência	Satélite/ Imagem área	Dados Climatológicos					Est. Climat.
									Prec.	Inf.	Interc.	Evap.	Vazão	
45	Brocca <i>et al.</i> (2010)	Vallaccia, região de Umbria, Itália	mediterraneo	56 km²			horária	sim	x			x	x	
						diário								
		Cerbara, região de Umbria, Itália		-		horária								
		Spoletto, região de Umbria, Itália		-		semanal								
46	Hu <i>et al.</i> (2010)	LaoYeManQu, na provincia de Shaanxi, China	semiárido	20 ha	grama	arenoso		não	x			x		
47	Qiu <i>et al.</i> (2010)	Da Nangou em Loess Plateau, China	semiárido	3,5 km²	variado	silte-argiloso	quinzenal	não	x					
48	Zhao <i>et al.</i> (2010)	Bacia do rio Xilin, China - UG 79	semiárido	24 ha	pastagem	argila-siltosa	semanal após um evento chuvoso superior a 3 mm	não	x					
		Bacia do rio Xilin, China - UG 99		35 ha										
		Bacia do rio Xilin, China - WG		40 ha										
		Bacia do rio Xilin, China - CG		250 ha										
		Bacia do rio Xilin, China - HG		100 ha										
49	Choi & Jacobs (2011)	Walnut Creek, Iowa, EUA	úmido	≈ 100 km²	cultivo de milho e soja	franco-argiloso-siltoso	diário	não						
50	Hu <i>et al.</i> (2011)	LaoYeManQu, na provincia de Shaanxi, China	semiárido	20 ha	grama	arenoso		não	x					
51	Mayor <i>et al.</i> (2011)	Bacia experimental El Ventós, Espanha	semiárido	23 ha		argiloso para silte argiloso		não	x			x		
52	Minet <i>et al.</i> (2011)	Burnia, Bélgica	temperado	2,29 ha	trigo	franco-siltoso	diário	não	x			x		
		Marbaix, Bélgica		5,73 ha	trigo	franco-siltoso	diário							
		Walhain, Bélgica		5,14 ha	cevada	franco-siltoso	diário							
		Keispelt, Luxemburgo		3,39 ha	trigo	franco-arenoso	diário							
		Walsdorf, Luxemburgo		2,39 ha	cevada	franco-siltoso	diário							
53	Takagi & Lin (2011)	Shale Hills Critical Zone Observatory, Huntingdon County, PA - EUA	continental	7,9 ha	floresta	argiloso	dados coletados entre semanal a quinzenal por um período de 4 anos	não	x				x	
54	Venkatesh <i>et al.</i> (2011)	Western Ghats, India	tropical	7 ha	plantação de acácia	franco-siltoso	semanal	não	x			x	x	
				9 ha	floresta degradada	franco-siltoso								
				6 ha	floresta natural	franco-siltoso								
55	Brocca <i>et al.</i> (2012)	Trasimeno Lake, Vale da rio Tibre na Itália	mediterraneo	178 km²	lavouras e floresta artificial	areia-argilosa e argila-siltosa	semanal, exceto no verão. Totalizando 34 eventos	não	x					
		Genna and Caina, Vale da rio Tibre na Itália		242 km²	lavouras e area urbana		semanal, exceto no verão. Totalizando 35 eventos							

Hupet & Vanclooster (2005) observaram que poucos autores examinaram a magnitude da variabilidade analisando apenas um processo (por exemplo, a interceptação da chuva), ou observando a dinâmica espaço-temporal de uma variável de estado (por exemplo, o teor de água do solo, resultante das complexas interações de todas as variáveis dos processos).

Dos estudos indicados na Tabela 3.6 observa-se que os dados de precipitação foram obtidos de várias formas. Em alguns estudos foram utilizados pluviômetros manuais e/ou automáticos com e sem data-logger (FRANCIS *et al.*, 1986; FITZJOHN *et al.*, 1998; CASTILLO *et al.*, 2003; FU *et al.*, 2003; BUTTAFUOCO *et al.*, 2005; RAMOS & MARTINEZ-CASASNOVAS, 2006; PENNA *et al.*, 2009; QIU *et al.*, 2010; e MAYOR *et al.*, 2011), outros utilizaram estações climatológicas localizadas bem próximas ao local monitorado (VAN PELT & WIERENGA, 2001; CEBALLOS *et al.*, 2002; MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ & CEBALLOS, 2003; SCHUME *et al.*, 2003; WILSON *et al.*, 2003; MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ & CEBALLOS, 2005; MCNAMARA *et al.*, 2005; AMPOFO, 2006; CHEN *et al.*, 2007; MARTINEZ *et al.*, 2008; ROSNAY *et al.*, 2009; BROCCA *et al.*, 2010; HU *et al.*, 2010; e VENKATESH *et al.*, 2011), e alguns outros utilizaram estações climatológicas instaladas no local (ANCTIL *et al.*, 2002; HUPET & VANCLOOSTER, 2002; e LIN *et al.*, 2006).

Em alguns foi observado que foi construída uma rede de estação climatológica (JACOBS *et al.*, 2004; BOSCH *et al.*, 2006; COSH *et al.*, 2006; HÉBRARD *et al.*, 2006; e STARKS *et al.*, 2006), e outros utilizaram tanto a estação climatológica como o pluviômetro (WESTERN *et al.*, 1999; WALKER *et al.*, 2001; CANTÓN *et al.*, 2004; BOSCH *et al.*, 2006; BROCCA *et al.*, 2007; e PAN & WANG, 2009).

Como a precipitação fornece os dados de entrada nos estudos hidrológicos, aqueles estudos que utilizaram somente um pluviômetro ou uma estação climatológica estavam sujeitos a enfrentar problemas devido a falhas na operação e manutenção nos dispositivos, o que poderia ocasionar perdas de dados. Observou-se que utilização de uma rede estação climatológica só se justifica quando a área monitorada é relativamente grande, sendo muito utilizada em estudos que utilizam técnicas de sensoriamento remoto.

Percebe-se que existe uma grande variação nas dimensões das áreas utilizadas para a realização do monitoramento dos processos hidrológicos, sendo a menor área de 9 m² (BROCCA *et al.*, 2007) e a maior área de 30.000 km² (ROSNAY *et al.*, 2009).

Para Brocca *et al.* (2009), embora muitos autores tenham estudado a variabilidade da umidade do solo utilizando a abordagem aplicada por Vachaud *et al.* (1985) nas mais diversas regiões da Terra a realização de uma comparação direta entre os resultados obtidos não é simples, devido às diferenças observadas tanto na área investigada utilizada no esquema de amostragem quanto no período de dados utilizados (dias, meses, anos). A extensão da área das campanhas de amostragem parece influenciar os resultados da estabilidade temporal, pois quanto maior a área das medições, maior é a variabilidade da média e do desvio padrão. Seyfried (1998) observou que o aumento da área de monitoramento ocasionava um aumento da variabilidade espacial das variáveis medidas, mas que esse aumento era controlado por outras fontes determinísticas, como, por exemplo, tipos de solo e efeitos climáticos.

Brocca *et al.* (2012) observaram na literatura científica vários estudos nos quais foram realizadas campanhas de monitoramento da umidade do solo por longos períodos, mas com áreas limitadas (Hu *et al.*, 2010), estudos com a realização de monitoramento em grandes áreas, mas com intervalo de tempo curtos (JACOBS *et al.*, 2004; CHOI & JACOBS, 2011; FAMIGLIETTI *et al.*, 2008), e que existem poucos estudos de investigação da variabilidade da umidade do solo em grandes áreas (> 100 km²) e por um longo período de tempo – pelo menos um ano (MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ & CEBALLOS, 2005).

Quanto se analisa a frequência de monitoramento, nota-se uma dependência do tipo de equipamento utilizado. Na Tabela 3.6 observa-se que foram realizados estudos em escala de tempo horária, semanal, quinzenal, e outros com tempo variado, pois dependia do tipo de equipamento utilizado e da disponibilidade para sua realização.

Analisando a Tabela 3.6, quando se considera o uso do solo observa-se que os alguns estudos foram realizados em solos com grama, outros em áreas pastagem, em áreas com a presença de lavouras/terras agrícolas, em áreas de florestas naturais e/ou artificiais, em áreas de arbustos, em áreas de recentes queimadas, e áreas com mais de um uso.

Para Pan & Wang (2009), a vegetação influencia a variabilidade da umidade do solo pela alteração da interceptação imposta pela cobertura, sombreamento e a taxa não uniforme da evaporação do solo, gerando turbulência e aumentando as taxas de evapotranspiração, afetando a condutividade hidráulica do solo por meio da atividade da raiz e adição de matéria orgânica na camada superficial do solo.

Para Gómez-Plaza *et al.* (2001), a presença de vegetação influencia a variabilidade da umidade do solo e os fatores que regulam essa variabilidade são diferentes em zonas vegetadas e não vegetadas. Em áreas semiáridas, Williams *et al.* (2003) perceberam que existem muitos solos hidrofóbicos, nos quais a repelência da água pode ser induzida por filmes orgânicos gerados por resíduos de certas plantas, que revestem as partículas e agregados do solo dificultando a penetração da água. Esses autores observaram que em áreas entre arbustos pode ser surgir facilmente uma crosta, devido ao impacto da chuva, sendo um fator que reduz a infiltração.

Para Cantón *et al.* (2004), em zonas áridas a disponibilidade de água no solo é reconhecida como o recurso de controle na organização e funcionamento dos ecossistemas áridos. Hupet & Vanclooster (2002) quantificaram a absorção de água na raiz com base em um balanço hídrico simplificado e observaram que durante o período de crescimento vegetativo, a variabilidade espacial da umidade do solo tende a aumentar fortemente nas camadas superficiais do solo.

No caso de bacias hidrográficas agrícolas, para Hébrard *et al.* (2006), os fatores que controlam a variação espacial da umidade do solo podem mudar no espaço e tempo de acordo com o uso e gerenciamento do solo. Para Fu *et al.* (2003), as diferenças nos usos do solo produzem uma mudança nas propriedades do solo e da evapotranspiração, o que acarreta um aumento da variabilidade da umidade do solo em toda a paisagem. Bosch *et al.* (2006) observaram que existem diferenças de umidade do solo por categoria de uso da terra, com maior umidade em áreas de pastagem, seguidas pelas áreas de floresta; e as áreas mais secas são as de lavouras em linha. Buttafuoco *et al.* (2005) observaram em uma área com solo coberto com floresta que uma pequena variação da umidade do solo pode ser explicada pela influência das plantas. Para Cosh *et al.* (2006), diferentes tipos de uso do solo devem ser abordados separadamente para verificar a estabilidade da umidade do solo.

Ampofo (2006) investigou a dinâmica da umidade do solo em três parcelas com usos diferentes (limpas, mantido o uso atual, limpa e coberta com palha de grama), sendo considerados vários graus de compactação do solo. Foi observado que solos limpos e cobertos com grama ajudam a reter a umidade do solo o suficiente tanto na estação chuvosa como na seca, e solos com alto conteúdo de areia requerem algum tipo de compactação a fim de reter a umidade suficiente na zona de enraizamento da cultura.

De acordo com Famiglietti *et al.* (1998), a heterogeneidade do solo afeta a distribuição da umidade do solo por meio de variações na textura, teor de matéria orgânica, estrutura e existência de macroporosidade; todas essas variações afetam a transmissão de fluido e propriedades de retenção na coluna de solo. Além disso, a cor do solo influencia o seu albedo e, portanto, a taxa de evaporação.

A umidade do solo está intimamente relacionada às propriedades do solo e topografia; por exemplo, solos argilosos geralmente têm maior teor de umidade do que solos arenosos, e solos em topo de morros são geralmente mais secos do que os solos de fundo do vale. Zhou *et al.* (2007) observaram que a estabilidade temporal da variação espacial da umidade do solo depende de processos hidrológicos e, no fluxo particularmente lateral, a distribuição espacial do tipo de solo e relevo estão entre os primeiros controles da dinâmica da umidade do solo e processos hidrológicos do relevo.

Gómez-Plaza *et al.* (2001) observaram que em ambientes semiáridos a textura do solo é um fator a ser considerado devido à escassez de vegetação. Para Anctil *et al.* (2002), os solos orgânicos apresentam na seção transversal uma alta umidade, o que reflete a grande capacidade de retenção de umidade, mesmo quando em condições muito secas.

Para Williams *et al.* (2003), as propriedades hidrológicas do solo dependem em parte do gerenciamento e práticas de cultivo, textura e estrutura, as quais, por sua vez, afetam a distribuição dos poros. Solos de textura arenosa são melhores drenados do que de texturas argilosas. Entretanto, em áreas semiáridas, alguns solos argilosos desenvolvem rachaduras que podem afetar significativamente o escoamento da água e, dependendo da existência de pedras e rochas sob o solo, essas rachaduras podem melhorar as características da infiltração na área.

Buttafuoco *et al.* (2005) verificaram que, em uma área com solo coberto com floresta durante um período seco/úmido, as maiores variações encontradas na umidade do solo são devido às variações da textura e propriedades topográficas. Ceballos *et al.* (2002) perceberam que uma das consequências de uma textura muito grosseira é que o processo de infiltração prevalece sobre o escoamento superficial devido à macroporosidade dos solos.

A utilização do sensoriamento remoto com uma precisão suficiente e confiável pode fornecer dados de umidade do solo significativos para estudos hidrológicos de grandes regiões.

Recentes avanços em métodos de sensoriamento remoto têm apontado um potencial para medições espaciais da umidade do solo. Sistemas de micro-ondas passivos (radiômetros de medição de emissão de micro-ondas) e ativos (radar de abertura sintética) têm sido utilizados para fornecer medidas de umidade do solo (WILSON *et al.*, 2003). Na Tabela 3.6, observa-se que alguns estudos foram realizados utilizando imagens de satélites.

Para Wilson *et al.* (2003), os instrumentos atualmente a bordo dos satélites podem ser agrupados em sistemas passivos que têm baixa resolução espacial (dezenas de quilômetros), mas alta resolução temporal (diária); e sistemas ativos que têm alta resolução espacial (dezenas de metros), mas baixa resolução temporal (quinzenal).

Para Western *et al.* (2004), o sensoriamento remoto fornece um conjunto de dados mais completo para grandes áreas, mas a interpretação do sinal é mais desafiadora, especialmente para superfícies vegetadas, e o alcance conduz frequentemente à suavização significativa de variabilidade de pequena escala. De acordo com Brocca *et al.* (2010), a resolução grosseira de sensores de satélites poderia ser representativa para pequenas áreas e, portanto, esses dados poderiam ser incorporados em modelos chuva-vazão aplicados para bacias de tamanho médio a grande.

Martinez *et al.* (2008) observaram que plataformas de sensoriamento remoto também fornecem uma oportunidade para prever os padrões da umidade do solo em grandes áreas. Estimativas realizadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto estão limitadas a poucos centímetros de profundidade, e, portanto, a quantidade de informação que pode ser obtida para a umidade do solo é limitada. Para Wilson *et al.* (2003), seria interessante conhecer a umidade no perfil do solo da zona de raiz, entretanto, dificuldades na medição das propriedades sub-superficiais no solo dificultam o sensoriamento remoto.

Jacobs *et al.* (2004) observaram que a escala da umidade do solo retirada do satélite é muito grosseira para fornecer uma compreensão da hidrologia em escalas de campo ou encosta e que a habilidade em obter produtos das imagens de satélites em escala menor exige um entendimento explícito do solo, topografia, vegetação e efeitos sobre a dinâmica de umidade do solo.

Para Bosch *et al.* (2006), as medições são diretamente sensíveis às alterações da umidade do solo na superfície e pouco afetadas pelas nuvens e pela penetração moderada das ondas na

vegetação. Famiglietti *et al.* (2008) observaram que certo número de fontes de erros pode prejudicar a precisão do sensoriamento remoto da umidade do solo, de modo que é crítica a tarefa de calibrar os algoritmos de recuperação para validar os resultados finais. Essas técnicas ainda requerem a validação usando métodos convencionais.

Para Cosh *et al.* (2006), as medições realizadas utilizando observações de micro-ondas são feitas em grandes zonas de alcance ou pixels (a área no terreno medida pelo sensor) da ordem de 10-50 km de diâmetro. Segundo Mohanty e Skaggs (2001), o sensoriamento remoto fornece apenas um valor por pixel e a escolha do tamanho de cada pixel influenciará na precisão dos valores das medições obtidas no sensoriamento remoto e, dessa forma, afetará os dados obtidos.

Para Bosch *et al.* (2006), o sensoriamento de micro-ondas passivas (radiometria) mostrou ter algumas vantagens como método de sensoriamento remoto para prever a umidade do solo. Jacobs *et al.* (2004) observaram que a avaliação e a quantificação das incertezas das medições realizadas *in-situ* são necessárias para caracterizar a capacidade de medição de micro-ondas e a robustez do algoritmo de recuperação, e para fornecer diretrizes de desenvolvimento de protocolos de amostragem do solo para experiências de validação. Existem poucas redes de monitoramento atuais densas ou extensas o suficiente para estimar a escala de alcance da umidade do solo na superfície com um bom grau de precisão.

Analisando a Tabela 3.6, observa-se, em relação ao escoamento superficial, a utilização em alguns estudos de calhas tipo H e Parshall (WESTERN *et al.*, 1999; WALKER *et al.*, 2001; CANTÓN *et al.*, 2002; CASTILLO *et al.*, 2003; CHEN *et al.*, 2007; VAEZI *et al.*, 2010; e MAYOR *et al.*, 2011), e em outros foi utilizada a sonda de capacitância para determinar o nível d'água (MARTIÁNEZ-MENA *et al.*, 1998; VAN PELT & WIERENGA, 2001; MCNAMARA *et al.*, 2005; LIN *et al.*, 2006; PENNA *et al.*, 2009; TAKAGI & LIN, 2011; e VENKATESH *et al.*, 2011).

3.3.3 Contexto nacional

Os levantamentos hidrológicos no Brasil tiveram início há mais de cem anos, quando foram instaladas as primeiras estações pluviométricas com medições regulares. De acordo com ANA (2007), as primeiras atividades de monitoramento hídrico no Brasil remontam ao século XIX, com os registros de chuva efetuados pela Mineração Morro Velho, em Nova Lima, Minas Gerais, que datam de 1855, e pelas estações instaladas em 1909 pela *São Paulo Light and Power*. De acordo com Rodrigues (2002), as primeiras atividades governamentais de monitoramento remontam ao início do século XX com as instalações de estações pelo Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS) e o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Em 1920, foi criada, no âmbito do Serviço Geológico e Mineralógico do Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio, a Comissão de Estudos de Forças Hidráulicas, que se constituiu no núcleo do qual se originaram os futuros órgãos nacionais dedicados à hidrometria (RODRIGUES, 2002).

Com a revolução de 1930 é esboçada uma nova política para a exploração das riquezas do subsolo em benefício do aproveitamento de energia hidráulica, cujas primeiras leis reguladoras foram sendo sancionadas, pouco a pouco, após a implantação do novo regime. As primeiras bacias estudadas foram as dos rios São Francisco, Paraná e Paraíba do Sul (ANA, 2007).

De acordo com a ANA (2007), pelo Decreto nº 22.338, de 1933, foi criada a Diretoria Geral de Pesquisas Científicas, absorvendo o Serviço Geológico e Mineralógico, sob o nome de Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil, do qual fazia parte a Diretoria das Águas, que no mesmo ano foi convertida no Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM). Em 1934, foi editado o Código de Águas, que se tornou um instrumento para o desenvolvimento do setor elétrico nacional para o estudo dos aproveitamentos dos potenciais hidráulicos e para a hidrometria.

Segundo Rodrigues (2002), em 1960, foi criado o Ministério das Minas e Energia (MME), incorporando todos os órgãos do DNPM. Em 1965, a Divisão de Águas foi transformada no Departamento Nacional de Águas e Energia (DNAE), e as atividades de hidrologia foram descentralizadas. Em 1968, a denominação foi alterada para Departamento Nacional de Águas

e Energia Elétrica (DNAEE), absorvendo parte das atribuições do extinto Conselho Nacional de Águas e Energia Elétrica (CNAEE).

O DNAEE foi responsável pela criação do Sistema de Informações Hidrológicas. O território nacional foi dividido em oito grandes bacias hidrográficas – subdivididas, por sua vez, em dez sub-bacias – objetivando, principalmente, a codificação das estações fluviométricas (ANA, 2007). O DNAEE desenvolveu o “Projeto Hidrologia”, que consistiu, especificamente, na elaboração de uma série de serviços que contribuíram para a fixação de normas e procedimentos de operação, coleta, análise e processamento de dados hidrológicos (GONTIJO JÚNIOR, 2007).

De acordo com ANA (2007), em 1969, a então Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) passou a realizar os trabalhos de operação e manutenção das estações hidrometeorológicas. Em 1997, foi instituída a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), sendo transferidas para a mesma todas as atividades de hidrologia relativas aos aproveitamentos de energia hidráulica. Em 2000, foi repassado à Agência Nacional de Águas (ANA) o monitoramento de precipitação, nível, vazão, qualidade de água e sedimentos em diversos pontos distribuídos por todo o território nacional.

A ANA realiza o monitoramento hidrometeorológico no Brasil operando cerca de 4.543 estações de monitoramento das 14.822 existentes em todo o país (ANA, 2012). Com essas estações, é possível mensurar o volume de chuvas, a evaporação da água, o nível e a vazão de rios, a quantidade de sedimentos e a qualidade das águas em estações respectivamente relacionadas: pluviométricas, evaporimétricas, fluviométricas, sedimentométricas e de qualidade da água. São cerca de 2.176 dos 12.963 mil rios brasileiros cadastrados no Sistema de Informações Hidrológica, inclusive os fronteirios e transfronteirios.

No Brasil, existe uma grande carência de dados hidrológicos de pequenas bacias. De acordo com Paiva & Paiva (2003), existem poucas bacias monitoradas com área menor que 500 km², embora o monitoramento das pequenas bacias seja de grande importância para a complementação da rede hidrológica já instalada. Vale ressaltar que as principais bacias atualmente monitoradas no país foram instaladas principalmente pelo setor hidrelétrico para o monitoramento e coleta de dados hidrológicos e climatológicos.

Destaca-se que durante a Década Hidrológica Internacional (1966-1975), o governo brasileiro, por meio do extinto DNAEE, escolheu a bacia do rio Juatuba para representar, do ponto de vista hidrológico, a região central do estado de Minas Gerais (DNAEE, 1981 *apud* SOARES, 2010). Os primeiros postos de monitoramento foram instalados no início da década de 70 e complementados no decorrer dos anos por meio de diversos estudos e trabalhos acadêmicos. Os dados disponíveis na bacia de Juatuba constituem o melhor conjunto de informações hidrológicas de pequenas bacias atualmente disponíveis no referido estado e têm contribuído significativamente para o conhecimento dos recursos hídricos nesta região (SOARES, 2010).

O conhecimento da hidrologia do semiárido nordestino foi construído tendo como base sínteses hidrológicas realizadas por Aguiar (1939) *apud* Costa (2007); e trabalhos desenvolvidos pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) que foram sintetizados em Seraphim & Cadier (1994). Nesse último trabalho, os autores apresentam uma síntese de todas as publicações elaboradas no âmbito da cooperação técnica BRASIL/FRANÇA (SUDENE/ORSTOM/TAPI) na área de Hidrologia e Recursos Hídricos. Essa cooperação iniciou-se na década de 1960 e durou até o ano de 1992.

A seguir é feita uma descrição dos projetos desenvolvidos durante esse período (CADIER, 1994; SERAPHIM & CADIER, 1994):

- 1963-67

O programa de cooperação técnica entre a SUDENE e o ORSTOM (*Office de La Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer*) teve início em 1963, a partir dos trabalhos do Grupo de Estudo Vale do Jaguaribe (GEVJ).

- 1973-80

Interrompidas em 1967, as atividades foram recomeçadas em 1973, com um duplo objetivo: criar um banco de dados hidrometeorológicos e realizar estudos hidrológicos em pequenas bacias, chamadas Bacias Hidrográficas Representativas (BHR).

- 1980

As atividades da Cooperação francesa na SUDENE foram profundamente reorientadas: os trabalhos ligados à criação do Banco de Dados foram encerrados, em virtude das metas terem sido atingidas e o mesmo se encontrar em plena fase de operacionalização. Os estudos de pequenas bacias representativas continuaram sendo ampliados por meio do estudo da modificação ambiental em bacias muito pequenas chamadas Bacias Hidrográficas Experimentais (BHE). Desenvolveu-se, entre 1980 e 1983, um estudo de conservação e de manejo dos solos do Nordeste. Iniciou-se na SUDENE um programa de testes em condições reais e de adaptação de diversas técnicas de irrigação por meio do Projeto TAPI (Tecnologias Apropriadas para a Pequena Irrigação) do MAE (Ministério das Relações Exteriores da França). Um sistema simplificado de irrigação por tubos perfurados, chamado XIQUEXIQUE, foi amplamente difundido, a partir desses trabalhos.

- 1985

Constatou-se a seguinte evolução: prosseguimento dos estudos em pequenas bacias representativas e experimentais; continuação do Projeto TAPI, por meio de testes com outras técnicas de irrigação localizada e problemas de extensão rural. Início de um novo programa denominado Manejo de Açude, com o objetivo de estabelecer normas de construção e de gestão de pequenos açudes, juntando as experiências adquiridas nos estudos hidrológicos do ORSTOM e do programa TAPI; início de um programa de cooperação hidrológica entre o ORSTOM, a Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) e a SUDENE, encerrado em 1989, com a conclusão de um estudo detalhado dos mecanismos hidrológicos na bacia experimental de Sumé, em colaboração com o CNPq, o *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) e *Institut National de La Recherche Agronomique* (INRA) da França.

- 1992

Havia, apenas, o projeto de cooperação denominado UPPA (Utilização Produtiva de Pequenos Açudes), que constitui a união dos Projetos TAPI e ORSTOM. Nesse âmbito, foi publicado um manual prático relativo aos pequenos açudes, bem como vários estudos sintéticos concernentes à hidrologia e à gestão da água na região Nordeste do Brasil. Os estudos hidrológicos de pequenas bacias estavam, praticamente, sem atividades de campo, entretanto foram elaborados vários relatórios hidrológicos de sínteses finais.

- 1994

Cadier (1994) publicou sínteses hidrológicas de diversas bacias do semiárido nordestino, com avaliação de processos chuva-deflúvio em várias escalas e modelagem da lâmina escoada superficialmente.

- 2001

Um grupo de pesquisadores e professores de importantes universidades do Nordeste (UFPB, UFRN, UFBA, UFPE, UFRPE, UFCG, UFAL e UFC), buscando uma melhoria do conhecimento sobre o comportamento hidrológico de bacias hidrográficas, criou a REHISA, a Rede de Hidrologia do Semiárido. Esse grupo iniciou um projeto de pesquisa para monitoramento hidrológico de bacias experimentais na região Semiárida.

A primeira etapa do projeto, denominada IBESA (Instalação de Bacias Experimentais no Semiárido), teve uma duração aproximada de dois anos e meio. No projeto foram implantadas 7 bacias experimentais inseridas em bacias nomeadas representativas. O projeto foi motivado pelo programa de bacias experimentais implantado pela SUDENE e interrompido após alguns anos de aplicação. As bacias implantadas pelo IBESA estão inseridas em bacias representativas do semiárido ou de zona litorânea adjacente ao semiárido, de modo a possibilitar estudos de regionalização de variáveis hidrológicas. As bacias foram instrumentadas de maneira a permitir o levantamento de informações hidrológicas.

Na segunda etapa do projeto, denominada BEER (Bacias Experimentais e Representativas de Hidrologia do Semiárido), o objetivo foi desenvolver de forma sistematizada e conjunta, em rede, métodos apropriados para avaliação do balanço hídrico de bacias hidrográficas em diferentes escalas espaciais e temporais. Para isto, utilizam-se os dados hidrológicos monitorados em bacias experimentais e representativas implantadas na primeira fase do projeto IBESA. O monitoramento hidrológico de uma bacia experimental é realizado por cada uma das universidades envolvidas. As atividades desenvolvidas no projeto são (BEER, 2011):

- instalação de equipamentos em bacias experimentais;
- caracterização física e hidrológica de bacias experimentais;
- caracterização das propriedades físicas dos solos de bacias experimentais;

- monitoramento de bacias experimentais;
- modelagem hidrológica;
- estudos hidrossedimentológicos em bacias experimentais;
- estudo de evaporação real em bacias experimentais; e
- monitoramento da qualidade da água em bacias experimentais.

- 2003

Realizou-se no projeto MISA (Medida e Modelagem da Interceptação no Semiárido) um projeto de pesquisa com o objetivo de analisar experimentalmente a etapa da interceptação da chuva pela vegetação em região de clima semiárido. Nesse projeto foram realizadas medidas de precipitação total, precipitação interna (sob a vegetação) e escoamento pelos troncos das árvores para medição diária da interceptação de forma indireta. Além da medição, realizou-se também a modelagem do processo utilizando-se o modelo proposto por Gash, obtendo-se bom ajuste aos dados medidos (MEDEIROS *et al.*, 2009). O projeto teve a duração de dois anos, mas ressalta-se que atualmente o monitoramento da interceptação continua sendo realizado em sítio experimental na Bacia de Aiuaba, resultando em uma série contínua de dados desde dezembro de 2003.

- 2006

Realizou-se o projeto PROSED (Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido), que visou avaliar a produção de sedimentos e verificar o desempenho de modelos hidrossedimentológicos para a previsão de produção de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas. Para avaliar a influência dos contextos geoambientais na produção de sedimentos, foram realizadas medidas em três bacias hidrográficas. O projeto teve duração de dois anos e como resultados a pesquisa permitiu avaliar a influência dos diferentes níveis de ocupação humana e usos do solo na produção de sedimentos e avaliação do desempenho de modelos hidrossedimentológicos (LIMA NETO & ARAÚJO, 2009).

- 2008

Um grupo de pesquisadores e professores das universidades UFPB, UFC, UFRN, UFCG e funcionários da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESAs) propuseram à FINEP o projeto Disponibilidade hídrica em pequenos açudes e pequenas bacias hidrográficas da região semiárida do Brasil - DISPAB-SA (2011). Esse projeto objetiva a obtenção de parâmetros para subsidiar as ações de outorga em regiões semiáridas no que concerne aos recursos hídricos disponíveis em pequenos açudes e pequenas bacias hidrográficas. Quanto aos pequenos açudes, buscou-se definir indicadores que otimizem o seu uso e minimizem o seu impacto sobre a disponibilidade hídrica de açudes de maior porte, localizados a jusante. Com relação às pequenas bacias hidrográficas, o objetivo é a definição de métodos/modelos para quantificação das vazões outorgáveis.

São observadas que muitas pesquisas foram desenvolvidas na região do semiárido brasileiro para um melhor conhecimento dos processos hidrológicos, podendo ser citados os seguintes trabalhos ordenados:

- Furtunato (2004) avaliou os efeitos da variabilidade da precipitação, evaporação e do uso do solo, tanto isoladamente quanto em conjunto, sobre o escoamento simulado em várias bacias hidrográficas inseridas na região do Alto Paraíba-PB.

- Fontes (2005) caracterizou a evaporação na bacia experimental do rio do Cedro-BA e verificou a confiabilidade e precisão da informação gerada pela aplicação de métodos de obtenção da evaporação (Balanço de Energia, de Penman, de Priestley e Taylor, da Relação Complementar proposto por Morton e do Balanço Hídrico) e medição em tanque “Classe A”.

- Medeiros & Araújo (2005) realizaram uma modelagem da interceptação na bacia experimental de Aiuaba, localizada na Estação Ecológica de Aiuaba, Ceará, onde a vegetação de caatinga é bastante preservada. Nesse estudo, utilizou-se o modelo de Gash, por ter bases físicas e utilizar dados de precipitação diária para cálculo das perdas, além ter sido largamente empregado com bons resultados. As perdas em Aiuaba foram de 19% da precipitação observada. Observou-se que a estimativa dos parâmetros conforme a metodologia sugerida na literatura é bastante suscetível a erros, já que são utilizados elementos gráficos.

- Henrique (2006) estimou a evapotranspiração de referência (ET_o) em Campina Grande-PB, a partir da amplitude térmica diária; foi estimada também a evapotranspiração de referência diária usando os métodos empíricos de Penman-Monteith, Hargreaves e Linacre, sendo os resultados posteriormente correlacionados com os valores da ET_o por estação do ano.
- Costa (2007) quantificou e avaliou os principais processos hidrológicos (precipitação, nível d'água no reservatório, interceptação, dados climatológicos, umidade do solo, evaporação em tanque “Classe A”, concentração de sedimentos suspensos e deflúvio superficial) da bacia experimental de Aiuaba-CE.
- Hernandez-Bernal (2007) avaliou a eficiência de quatro técnicas diferentes de captação de água de chuva para agricultura na bacia do córrego Teixeirão-MG, com o estabelecimento de uma proposta de monitoramento de indicadores biológicos e físicos para verificar o desempenho das técnicas adotadas.
- Silva (2008) utilizou dados de monitoramento da chuva, escoamento superficial, infiltração e perda de solo para analisar o comportamento das variáveis hidrossedimentológicas no semiárido potiguar.
- Alves (2008) monitorou a utilização de um modelo chuva-vazão a ser utilizado na operação de um reservatório na região semiárida do Estado do Ceará.
- Silva (2010) realizou uma caracterização físico-hídrica de três bacias experimentais do semiárido (Jatobá e Mimoso/Pesqueira-PE e Xaréu/Fernando Noronha-PE), a fim de gerar informações para suporte à modelagem hidrológica e subsídios para o gerenciamento e conservação do solo e da água; avaliou-se também o comportamento físico-hídrico dos solos em diferentes profundidades e coberturas vegetais.
- Santos (2010) investigou a variabilidade espacial e temporal do conteúdo superficial da água no solo por meio da reflectometria no domínio do tempo (TDR), sob as características de precipitação ocorridas no semiárido pernambucano, estudando essa dinâmica considerando diferentes tipos de cobertura superficial do solo.

No Brasil, observam-se alguns trabalhos nos quais é abordado o monitoramento de processos hidrológicos em outros tipos de biomas, como listado a seguir:

- Medeiros (2004) realizou um estudo experimental na bacia hidrográfica do arroio Donato - RS, para avaliar se a variabilidade espaço-temporal do conteúdo de água no solo pode ser explicada a partir de fatores do ambiente, tais como topografia e solo. Foi observada que a presença de estrutura espacial nos dados de conteúdo de água no solo é muito variável temporalmente. Adicionalmente, entre os atributos topográficos, a curvatura no perfil, a área de contribuição e o aspecto mostraram forte influência na variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. Entretanto, na pesquisa não foi possível identificar pontos na bacia com estabilidade temporal.

- Moraes (2007) realizou um monitoramento das variáveis hidroclimáticas em uma bacia experimental/representativa na Região Noroeste do Estado do Rio de Janeiro. O trabalho possibilitou obter informações sobre o consumo de água utilizado na irrigação de tomate, bem como da área cultivada. Na análise do balanço hídrico, combinada com as estimativas de consumo, foi possível realizar a reconstituição da disponibilidade hídrica natural, permitindo, eventualmente, o replanejamento e a readequação das práticas agrícolas em benefício da conservação da água no meio rural. Por meio do monitoramento dos níveis d'água, foi possível gerar séries de vazões e calcular os valores de $Q_{7,10}$ para a área em estudo; e identificou-se também que, em grande parte do ano, a bacia apresenta déficit hídrico.

- Lima (2010) realizou um estudo experimental para avaliar a aplicabilidade de uma ferramenta de modelagem numérica do fluxo de água no solo em uma área experimental no bioma Cerrado, na qual foi realizado intenso levantamento de dados para a caracterização física e hidrológica (pluviometria, interceptação, evapotranspiração, vazão e armazenamento da água no solo). Verificou-se que o balanço hídrico anual efetuado na bacia experimental do Alto Rio Jardim indica que do volume total precipitado na área, cerca de 70% retornam à atmosfera por meio da evapotranspiração e 30% escoam pelo exutório da bacia, sendo 27% como escoamento de base e 3 % decorrentes de escoamento superficial.

- Vieira & Palmier (2006) realizaram um estudo da separação da chuva – em perdas por interceptação, chuva que atravessa a vegetação e fluxo de água que escoam pelo tronco das árvores – no campus da Universidade Federal de Minas Gerais entre 01/97 e 06/98. Os dados da quantidade de água que atinge o solo diretamente ou por drenagem dos troncos foram obtidos a partir de 10 pluviômetros distribuídos aleatoriamente e de coletores instalados em 6 árvores representativas. As parcelas da chuva coletada pelos pluviômetros e escoada pelos

troncos foram, respectivamente, de 67% e 10% da chuva total. Assim, a perda por interceptação relativa ao período em estudo foi estimada em $23 \pm 8\%$ da precipitação medida. Dois modelos numéricos de previsão de valores das perdas por interceptação em áreas florestadas – Gash e Rutter – foram descritos e aplicados nesse trabalho, e ambos os modelos foram capazes de estimar, com erros considerados relativamente baixos, as perdas por interceptação na área de estudo.

3.4 Modelos hidrológicos

Um modelo é uma representação simplificada do sistema do mundo real e consiste de um conjunto de equações simultâneas ou um conjunto de operações lógicas contidas num programa computacional (WHEATER *et al.*, 2008). O modelo não pode ser por si só o objetivo, pois é uma ferramenta utilizada para entender e representar o comportamento do sistema ou dos fenômenos estudados.

Neste contexto, os modelos hidrológicos simulam processos naturais de fluxo de água, sedimentos, nutrientes, produtos químicos e organismos microbiológicos na bacia hidrográfica, bem como simulam e quantificam os impactos das atividades antrópicas.

Os métodos de modelagem hidrológica têm sido amplamente utilizados por mais de 40 anos para uma variedade de propósitos. O desenvolvimento desses modelos tem ocorrido em conjunto com o desenvolvimento de novas tecnologias computacionais. No entanto, quase todas as ferramentas de modelagem hidrológica foram primeiramente desenvolvidas para aplicações em áreas úmidas. Assim, observa-se que a modelagem nas áreas áridas e semiáridas apresenta-se como um desafio.

Atualmente, é difícil imaginar um problema de recursos hídricos ou meio ambiente que não envolva uma aplicação de algum tipo de modelo hidrológico. A abordagem da modelagem adotada dependerá da escala requerida, do tipo do problema e da tarefa de modelagem.

Os modelos hidrológicos, devido à grande complexidade dos fenômenos naturais, contêm simplificações substanciais. São constituídos de equações básicas, muitas vezes fracamente baseadas em premissas físicas, cujos parâmetros são específicos para as bacias selecionadas e aos problemas em estudo.

Muitos problemas têm sido enfrentados no uso de modelos hidrológicos, principalmente no que se refere à determinação dos parâmetros envolvidos. Nesses modelos, os parâmetros são coeficientes e expoentes das equações utilizadas. Os parâmetros se referem a constantes físicas, que, no caso da hidrologia, são complexas e não muito bem compreendidas. Essas constantes podem estar relacionadas às propriedades características do relevo ou da bacia hidrográfica em análise, apresentando alta variabilidade espacial e temporal.

Os modelos baseiam-se nos princípios básicos da física (conservação da massa e da energia), e possuem parâmetros que caracterizam uma determinada bacia e necessitam ser ajustados a partir dos dados observados.

Para Bárdossy (2007), os modelos parcialmente ou totalmente conceituais possuem alguns parâmetros que não podem ser considerados como quantidades fisicamente medidas (ou mensuráveis) e, portanto, têm que ser estimados com base nos dados e informações disponíveis. Devido ao fato de que na faixa de dados de entradas possíveis (ou já observados), diferentes parâmetros do modelo conduzem a desempenhos semelhantes, a identificação de um conjunto único de parâmetros é praticamente impossível.

De acordo com Bárdossy (2007), a extrema heterogeneidade da influência dos parâmetros, como as propriedades do solo ou a variabilidade espacial e temporal das variáveis climatológicas (principalmente chuva), limita a aplicabilidade de modelos baseados fisicamente para processar estudos em pequenas bacias experimentais com dados bem observados. Para o mesmo autor, quando são analisadas bacias hidrográficas de meso-escala com uma série de vazões observadas, os modelos conceituais ou parcialmente conceituais podem ser bem utilizados se forem calibrados para os eventos observados.

A aplicação desses modelos em bacias não-monitoradas é muito limitada, uma vez que os parâmetros do modelo são estimados usando processos de calibração. Existem dúvidas da pertinência da simples transferência utilizando métodos de regionalização baseados em regressão. Com efeito, Bárdossy (2007) observa que é difícil associar os parâmetros estimados por meio da calibração com as características da bacia e depois transferi-los para locais não-monitorados.

Em especial, os modelos chuva-vazão são ferramentas padronizadas rotineiras, utilizadas ultimamente para investigações hidrológicas na engenharia e no meio ambiente. As tarefas

para as quais se utilizam os modelos chuva-vazão são diversas e sua escala de aplicação varia de pequenas bacias, da ordem de poucos hectares, a contextos globais. Essas tarefas incluem, conforme Wheater *et al.* (2008):

- modelagem de bacias existentes para as quais existem dados de entrada e saída;
- estimação de escoamento em bacias não-monitoradas;
- predição dos efeitos da mudança nas características da bacia;
- união da hidrologia e geoquímica; e
- união da hidrologia e meteorologia.

Silberstein (2006) afirma que os modelos hidrológicos servem para três propósitos principais:

- fornecem uma ferramenta para agrupar o processo de compreensão e para explorar o comportamento do sistema;
- podem ser utilizados como um mecanismo para teste de dados para checar as inconsistências e erros, e preencher as informações faltantes; e
- podem ser utilizados para explorar opções de cenários numa simulação.

Os modelos podem ser classificados de diversas formas. Para Duan *et al.* (2003), um modelo é concentrado se seus parâmetros de entrada e saída são uma média espacial que conduz a um valor simples para toda a bacia hidrográfica. Em um modelo distribuído, por sua vez, os parâmetros de entrada e saída variam espacialmente. Um modelo semi-distribuído pode adotar uma representação para sub-bacias individualmente. O modelo é determinístico quando um conjunto de parâmetros sempre produz exatamente o mesmo valor de saída e é estocástico quando as componentes aleatórias de um conjunto de valores de entrada não necessariamente produzem os mesmos valores de saída.

Desde o advento do *Stanford Watershed Model*, uma grande quantidade de modelos tem sido proposta e muitos estão sendo utilizados em um campo vasto de aplicações (SINGH & FREVERT, 2006). Como exemplos de modelos podem ser citados (DUAN *et al.*, 2003 e

SINGH e FREVERT, 2006): GSSHA, APEX Model, USGS MMS-PRMS, GAMES; XIN'ANJIANG MODEL, HBV, WASH123D, HEC-HMS, MIKE SHE, WATFLODD, BASINS, TOPMODEL, MEDIFIS, TANK, BAYMOD, ARNO, SWMM5, LCS, IDEAL, SEDIMOT III e SPAW MODEL.

Singh & Frevert (2006) observam que as deficiências onipresentes nos modelos são sua difícil interação com o usuário, além da grande quantidade de dados requeridos, da falta de medida quantitativa de sua confiabilidade, da declaração clara de suas limitações e da orientação das condições de sua aplicabilidade.

A origem da modelagem matemática dos modelos chuva-vazão remonta ao método racional desenvolvido por Mulvaney (1822-1892) e publicado em 1851 (BEVEN, 2001). O modelo era baseado em uma equação simples, mas, mesmo assim, conseguiu ilustrar a maioria dos problemas que tornava a vida dos hidrólogos difíceis desde então. A equação de Mulvaney não tenta prever todo o hidrograma, mas somente a vazão de pico.

Para Beven (2001), o propósito da modelagem a partir do método racional é definir alguns aspectos do processo hidrológico que necessitam ser considerados e qual é o espaço de tempo de modelagem é necessário.

Um método objetivo de escolher o melhor modelo (estrutura) ainda não foi desenvolvido. Essa escolha permanece como uma parte da arte da modelagem hidrológica. Futuras ferramentas de modelagem poderão incluir abordagem baseada em conhecimentos para auxiliar o hidrólogo com respeito à seleção de uma estrutura apropriada de modelo (WAGENER *et al.*, 2004).

Cada hidrólogo tem sua própria impressão ou percepção de qual modelo é mais importante em um processo chuva-vazão, ou quais processos são mais importantes para serem descritos. Diferentes processos podem ser dominantes em diferentes ambientes e em bacias com diferentes características de topografia, vegetação, solo e rocha. O entendimento das respostas hidrológicas ainda está evoluindo e os detalhes vão depender do tipo de ambientes em que forem realizados os experimentos.

Existem diferentes razões pelas quais os modelos são necessários. De acordo com Beven (2001), a principal razão é resultante das limitações das técnicas de medições hidrológicas. Os

hidrólogos não são capazes de medir tudo o que gostariam de conhecer sobre o ciclo hidrológico.

Na Figura 3.10 apresenta-se o procedimento simplificado que pode ser utilizado nas modelagens realizadas nos modelos chuva-vazão (BEVEN, 2001).

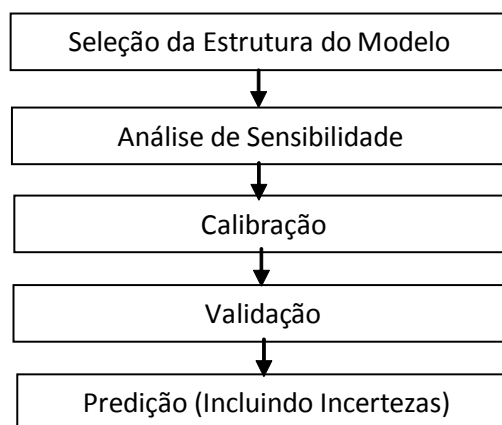


Figura 3.10 - Procedimento simplificado para modelagem chuva-vazão
Fonte: Adaptado de WAGENER *et al.*, 2004

Estudos realizados com 37 conjuntos experimentais de modelos conceituais de chuva-vazão mostraram que os desempenhos dos modelos dependem mais da estrutura do modelo e da qualidade dos dados do que da complexidade do modelo ou da quantidade dos dados (DUAN *et al.*, 2003). Esses estudos foram realizados com o uso de cinco diferentes tipos de modelos aplicados a cinco bacias hidrográficas localizadas em climas úmidos, semiúmido e árido.

Existem duas maneiras para estimar os parâmetros do modelo. A primeira delas é por meio de análise teórica ou empírica, na qual os parâmetros observados ou medidos são comparados com características da bacia hidrográfica. Na segunda, os valores dos parâmetros do modelo são ajustados na etapa de calibração.

As técnicas utilizadas no processo de calibração podem ser manuais, automáticas ou uma combinação delas. Diversas técnicas de calibração de parâmetros de modelos chuva-vazão são descritas por Duan *et al.* (2003). A determinação da metodologia a ser utilizada em uma região específica depende de diferentes fatores fisiográficos e climáticos que melhor expliquem o comportamento hidrológico.

Para Bardossy (2007), a calibração do modelo pode conduzir a um conjunto não único de parâmetros, sendo difícil associar os parâmetros estimados com base na calibração com as características da bacia e transferi-las para locais não-monitorados. É desejável – para o tripé: uma bacia hidrográfica, um modelo e um conjunto de parâmetros – poder atribuir um padrão de qualidade, de forma a ajudar decidir se o desempenho do modelo em determinada bacia usando um conjunto de parâmetros selecionados foi bom. Contudo, observa-se que essa tarefa não é realista.

Problemas na modelagem hidrológica são acentuados ainda mais quando se trata de previsão em bacias não-monitoradas ou alteradas (por exemplo, uso do solo), quando séries temporais de vazão suficientemente longas para estimativa de parâmetros por meio de calibração não são normalmente disponíveis. Duas abordagens comuns para superar esse problema em situações não-monitoradas são (YADAV *et al.*, 2007):

- a) a utilização de modelos de base física;
- b) regionalização dos parâmetros do modelo utilizando características físicas das bacias hidrográficas; e
- c) regionalização de parâmetros de um modelo chuva-vazão a partir de curvas de permanência sintéticas (PINHEIRO, 2009).

McIntyre *et al.* (2005) observaram que uma série de experiências foram conduzidas nas últimas duas décadas por vários investigadores com o propósito de identificar as relações entre os parâmetros dos modelos conceituais e as características das bacias hidrográficas, para testar a capacidade preditiva das estimativas dos modelos em bacias hidrográficas não-monitoradas. Em sua análise notaram que existe grande um número de razões que têm limitado a aplicabilidade de regressão nesse contexto, sendo que a significância dos parâmetros dos modelos varia de uma bacia para a outra.

A modelagem exige uma discretização de bacia com muitos tipos de elementos, cada um com seu próprio conjunto de parâmetros, e a questão da incerteza devido à falta de observações de vazão torna-se rapidamente primordial. Para atenuar esse problema, Bulygina *et al.* (2009) observaram que a regionalização de parâmetros pode ser utilizada para restringir a priori o espaço de parâmetros antes da calibração. O núcleo de abordagens da melhor regionalização é

uma estimativa de qualquer dependência do parâmetro do modelo nas características físicas da bacia (por exemplo, área de influência, declividade, permeabilidade do solo) ou a dependência dos índices de resposta (por exemplo, vazão média anual, desvio padrão da vazão diária), utilizando características físicas, de modo que os índices possam ser usados para restringir o espaço de parâmetro. O desafio subjacente é o de encontrar índices que são adequadamente informativos, independentes e que conduzam a relações regionais bem definidas.

Na maioria dos modelos, alguns parâmetros requerem calibração. Mas qual é a estratégia de calibração do modelo apropriada? De acordo com Bahat *et al.* (2009), a estratégia de calibração inclui a seleção de dados de calibração, os parâmetros para calibrar, as funções objetivo e um algoritmo de otimização. A escolha pode ter um grande efeito sobre o desempenho do modelo, conforme ilustrado pelo exemplo a seguir: Costelloe *et al.* (2005) realizaram um estudo de modelagem em uma bacia hidrográfica árida na região central da Austrália e observaram que existia incompatibilidade no grupo de parâmetros encontrados utilizando calibração manual entre médias e grandes inundações; Yatheendradas *et al.* (2008) realizaram outra modelagem na mesma área e chegaram a uma conclusão semelhante utilizando uma calibração automática; e, finalmente, Al-Qurashi *et al.* (2008) realizaram mais outra modelagem na área, com o teste de diferentes estratégias de calibração que incluía seis funções objetivo, redução do número de parâmetros do modelo calibrados, e exclusão de dados inconsistentes sem que tenha sido melhorado o desempenho do modelo.

Para Wagener *et al.* (2004), a necessidade de calibração dos modelos chuva-vazão é problemática quando a tarefa de modelagem requer extrapolação de vazão em locais para os quais não há ou existem poucos dados de vazão na série histórica disponível. Essa tarefa é difícil devido a uma gama de incertezas envolvidas no processo de modelagem, que também são inevitavelmente propagadas na saída do modelo. Para o mesmo autor, as incertezas – relacionadas aos dados, a especificação e a estrutura do modelo – são parte integrante de qualquer modelagem hidrológica.

O aumento do grau de complexidade do modelo não resulta em um melhor desempenho. Nesse caso, é necessário o uso de uma análise de sensibilidade para minimizar o número de parâmetros utilizados. Wagener *et al.* (2004) afirmam que 5 ou 6 parâmetros podem ser

empregados para descrever o comportamento de uma bacia e que bacias secas são mais sensíveis para a estruturação dos modelos e mais difíceis de modelar do que bacias úmidas.

Bahat *et al.* (2009) perceberam que, na prática, os modelos complexos muitas vezes não fornecem previsões mais precisas do escoamento em relação aos modelos mais simples e menos detalhados.

Os modelos Rio Grande adaptado (para ser utilizado na região semiárida) e MORECS são modelos hidrológicos que foram utilizados nesta pesquisa para a realização da predição de vazão. O modelo MORECS provê uma estimativa do déficit da umidade do solo (SMD - *soil moisture deficit*) utilizando como dados de entrada a evapotranspiração e a precipitação.

Embora o primeiro modelo (Rio Grande) se apresente mais complexo e baseado no uso de muitos parâmetros, foi possível realizar algumas modificações no seu código, as quais permitiram o seu uso também em uma bacia semiárida. Outras modificações realizadas permitiram observar os valores dos reservatórios de umidade simulada no modelo. No anexo A1 é apresentado a estrutura do modelo Rio Grande adaptado.

O segundo (MORECS) é um modelo bastante utilizado na Grã-Bretanha e permite realizar estimativas da evapotranspiração, do déficit de umidade do solo (SMD) e da precipitação efetiva. O modelo possui um algoritmo simples de programação, com um número reduzido de parâmetros. A calibração no modelo é realizada utilizando os dados de umidade do solo obtidos em campo. No anexo A2 é apresentado a estrutura do modelo MORECS.

As duas bacias estudadas neste trabalho localizam-se na região semiárida mineira e a bacia do córrego Teixeira possui uma pequena série histórica de dados de precipitação e vazão, e a bacia do córrego do Teixeirinha possui somente uma pequena série de dados de vazão. Na região semiárida mineira observa-se que a maioria das bacias são não-monitoradas ou com poucos registros de dados. Nessas bacias observa-se ainda a existência de alguns cursos d'água intermitentes, o que dificulta o uso de alguns modelos hidrológicos para a realização de predições de vazões. Considerando as características hidrológicas e físicas das bacias, optou-se em empregar esses dois modelos pela facilidade de utiliza-los e por permitir empregar os dados obtidos no monitoramento realizado na bacia do Teixeira e a série de dados de vazão do Teixeirinha.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 *Área de estudo*

4.1.1 Vale do Jequitinhonha

A bacia hidrográfica do rio Jequitinhonha está localizada na região nordeste do estado de Minas Gerais e sudeste do estado da Bahia. Compreende uma área de 70.315 km², estando 66.319 km² em Minas Gerais e 3.996 km² na Bahia. Limita-se a norte com a bacia do rio Pardo, a oeste com a bacia do rio São Francisco, ao sul com a bacia do rio Doce, a sudeste com a bacia do rio Mucuri e de pequenas bacias independentes e a leste desemboca no Oceano Atlântico.

O rio Jequitinhonha nasce na serra do Espinhaço, Sul da cidade de Diamantina, em Minas Gerais, a uma altitude de cerca de 1.200 m, possuindo extensão de 920 km. Sua foz no Oceano Atlântico ocorre no município de Belmonte, no litoral Sul da Bahia. Os principais afluentes da margem esquerda são os rios Itacambirucu, Vacaria, Salinas, São Pedro e São Francisco. Na margem direita destacam-se os rios Araçuaí, Piauí e São Miguel.

O Alto Jequitinhonha localiza-se em região de relevo montanhoso, com altitudes que chegam a 1.300 m. Após a sua confluência com o rio Araçuaí, o rio percorre áreas que apresentam relevo mais uniforme, com altitude abaixo de 300 m. No baixo curso, o rio é caracterizado por vales rochosos e, perto da sua foz, a topografia apresenta-se cada vez mais plana, sem grandes desníveis.

O rio Jequitinhonha é de grande importância para a região, exercendo influência sobre as atividades socioeconômicas da região nordeste do estado de Minas Gerais. O clima da bacia é identificado como quente semiárido, de influência continental, e quente subúmido de influência marítima (INTERTECHNE, 2009).

Os estudos elaborados por INTERTECHNE (2009) apresentam uma descrição dos domínios fitoecológicos ao longo da bacia. O Alto Jequitinhonha apresenta três domínios: próximos às nascentes predominam os campos de altitude; as maiores extensões de cerrado e campo cerrado ocorrem sobre as chapadas: a Norte, na cidade de Grão Mogol e Rio Pardo e a Leste em Capelinha, Carai e Padre Paraíso, em altitudes que variam de 700 a 1.000 m; e a caatinga,

por sua vez, ocorre em áreas de cambissolos, em fundos de vale e nos relevos de dissecação topograficamente abaixo do nível das chapadas.

No trecho entre o Alto e o Médio Jequitinhonha são observadas intercalações entre as vegetações de cerrado e caatinga, sendo que a última começa a predominar conforme se avança para o sertão nordestino.

No baixo Jequitinhonha, a presença de um ar mais úmido, decorrente da penetração das massas de ar do oceano, promove a presença da vegetação ombrófila, ainda que esparsa. No entanto, com o desenvolvimento da região, as florestas foram exploradas e substituídas por áreas de pastagem.

O processo de ocupação do território da bacia iniciou-se com a atividade garimpeira pelos bandeirantes. Devido a essa atividade, os assentamentos urbanos foram distribuídos ao longo dos principais rios da bacia. Com a decadência da atividade de garimpo, a agropecuária passou a ser a atividade dominante na bacia, sendo registrado, atualmente, um crescimento das atividades de silvicultura (INTERTECHNE, 2009).

Recentemente, tem-se observado a ocorrência da migração temporária da população da bacia, nos períodos mais secos do ano, em direção às regiões Sudeste e Sul, para trabalhar nas lavouras de café, cana-de-açúcar e algodão.

No vale do Jequitinhonha, não se encontraram registros de instalação e operação sistemática de bacias representativas. Nessa região, as bacias de rios intermitentes dispõem de poucas informações hidrometeorológicas, principalmente as fluviométricas, dificultando a estimativa das disponibilidades hídricas.

Em 2004 e 2005, essa bacia foi objeto de uma pesquisa financiada pelo CNPq e executada em parceria pela EE-UFGM e CPRM. Nessa bacia foram instaladas estações pluviográficas, evaporimétricas e uma estação fluviográfica próxima à foz.

A partir de 2005, a CPRM e a UFGM, com o apoio do CNPq, da FINEP e da ANA, passaram a instalar equipamentos para o monitoramento hidrometeorológico das duas bacias intermitentes da região do médio Jequitinhonha. Optou-se pela implantação das bacias representativas dos córregos Teixeira e Teixeira, na região do médio Jequitinhonha, pois

essas são bacias que apresentam cursos d'água intermitentes, e características de uma região de transição entre o cerrado e a caatinga. A bacia do córrego Teixeira é vizinha à bacia Teixeira, que apresenta características fisiográficas semelhantes e com poucos dados monitorados, sendo utilizada para a avaliação dos resultados obtidos nas simulações realizadas.

As principais características das bacias dos córregos Teixeira e do Teixeira foram definidas por Pinto *et al.* (2008) e serão apresentadas a seguir.

4.1.2 Localização e características fisiográficas

As bacias representativas, formadas pelos córregos intermitentes do Teixeira e do Teixeira, estão localizadas na região do médio rio Jequitinhonha, no município de Itinga, como ilustrado na Figura 4.1. As bacias situam-se entre os paralelos 16°37' e 16°50' de latitude sul e os meridianos 41°42' e 41°51' de longitude oeste. Na Figura 4.2 apresenta-se a topografia da bacia.

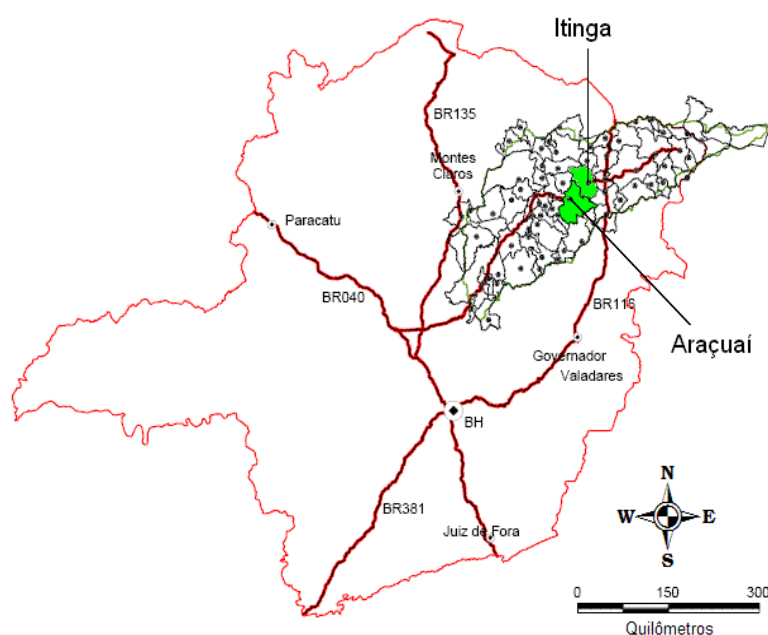


Figura 4.1 - Localização dos municípios de Araçuaí e Itinga em Minas Gerais
Fonte: Pinto *et al.* (2008)

Mapa topográfico

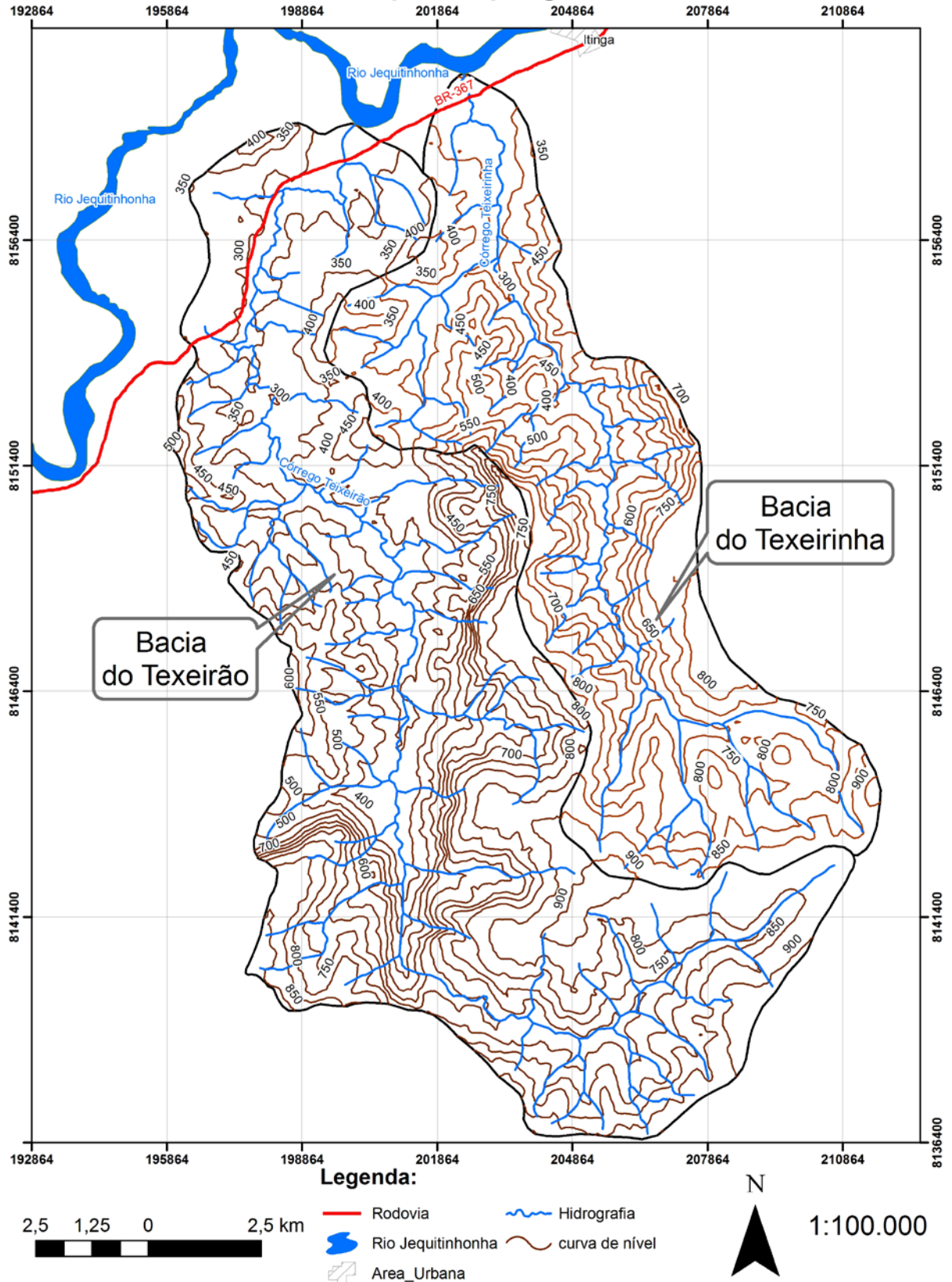


Figura 4.2 - Mapa topográfico das bacias dos córregos Teixeira e Teixeira

Na Tabela 4.1 são apresentados os principais índices fisiográficos das bacias com dados coletados da carta topográfica da folha Itaobim do IBGE na escala 1:100.000.

Tabela 4.1 - Características fisiográficas das bacias

Características	Teixeirão	Teixeirinha
Área de drenagem, A (km ²)	142,00	80,00
Perímetro, P (km)	72,50	51,90
Comprimento total dos cursos d'água, L _{total} (km)	115,60	88,60
Comprimento total do curso d'água principal, L _{rio} (km)	38,80	23,90
Densidade de drenagem, Dd= L _{total} /A (km/km ²)	0,81	1,11
Índice de forma, Kf = A/L _{rio} ²	0,09	0,14
Índice de compactidade, Kc = 0,28P/A ^{0,5}	1,70	1,62

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

As nascentes dos córregos Teixeiraão e Teixeirainha encontram-se na vertente sudeste da bacia do rio Jequitinhonha, no local conhecido como Chapadão, a uma altitude aproximada de 750 m. A partir das curvas de nível da folha Itaobim do IBGE, na escala 1:100.000, e utilizando os software Idrisi Kilimanjaro, versão 14.01, foi possível gerar o modelo digital do terreno como ilustrado na Figura 4.3.

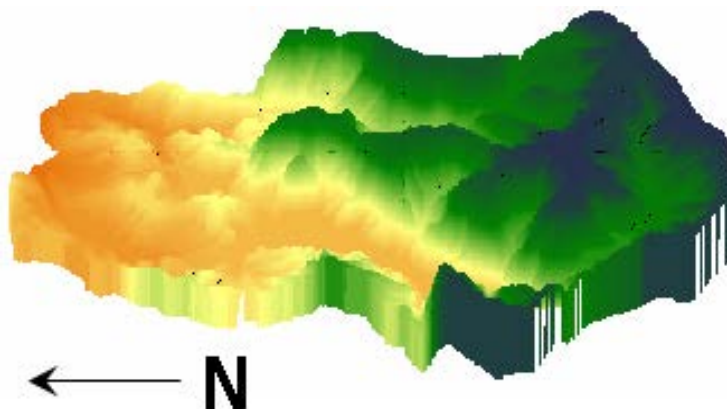


Figura 4.3 - Modelo digital do terreno

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

As curvas hipsométricas das bacias estão apresentadas na Figura 4.4. Analisando essa figura, observa-se que a amplitude das altitudes das duas bacias está em torno de 680 m e que a altitude mediana da bacia do córrego Teixeirainha é superior à do córrego Teixeiraão em aproximadamente 76 m.

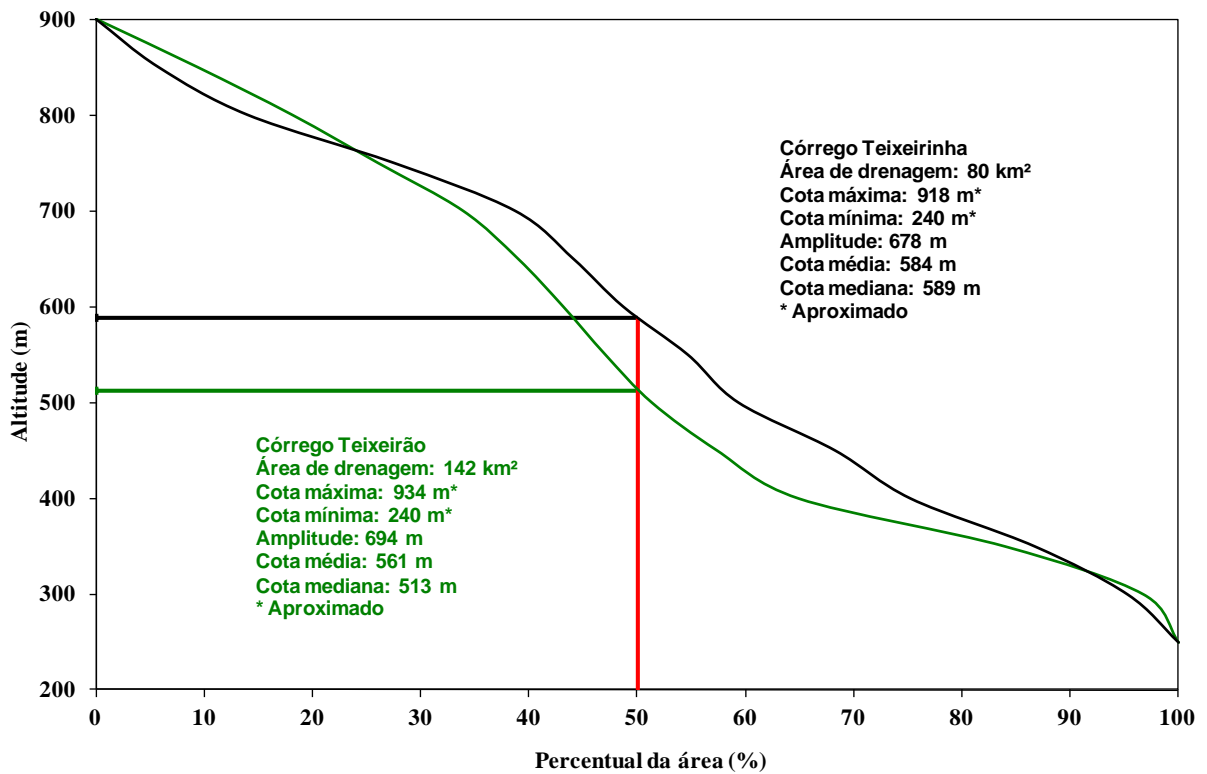


Figura 4.4 - Curvas hipsométricas
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

Utilizando o modelo digital do terreno elaborou-se o mapa de declividades das bacias, apresentado na Figura 4.5. As classes de declividade da bacia são apresentadas na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 - Percentual da área da bacia correspondente à classe de declividade

Bacia	Classes de declividade (%)				
	0 a 5	5 a 10	10 a 25	25 a 45	45 a 100
Teixeirão	20,5	24,3	43,3	10,7	1,2
Teixeirinha	17,5	25,3	47,3	9,5	0,4

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

Analisando a Tabela 4.2, observa-se que a classe de declividades entre 10 e 25% ocupa a maior parte das bacias e que as declividades superiores a 10% representam aproximadamente 55% da área de drenagem das bacias.

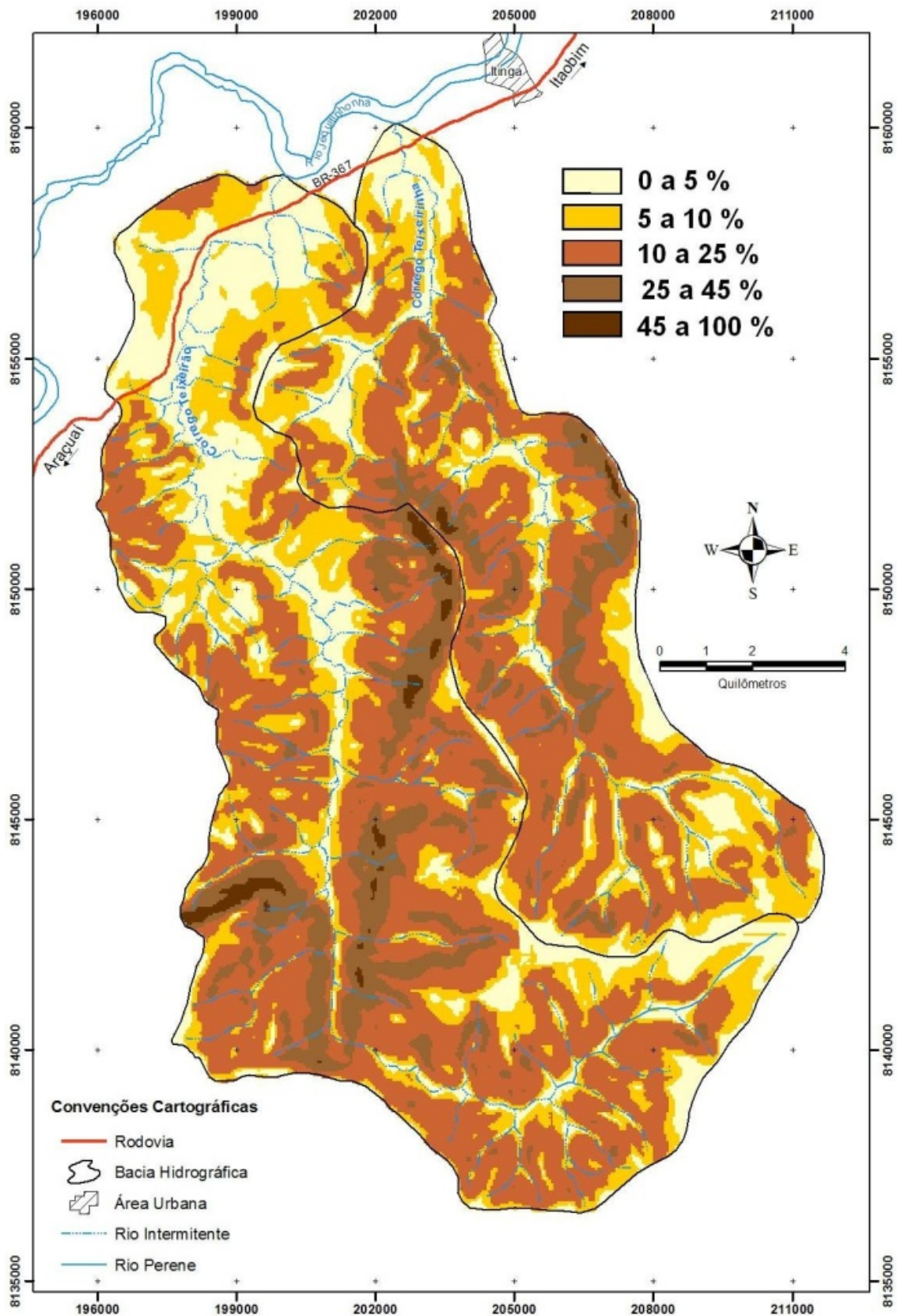


Figura 4.5 - Mapa de declividades (%)

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

Os perfis longitudinais e as declividades calculadas dos córregos Teixeira e Teixeira são apresentados nas Figuras 4.6, 4.7, 4.8 e 4.9.

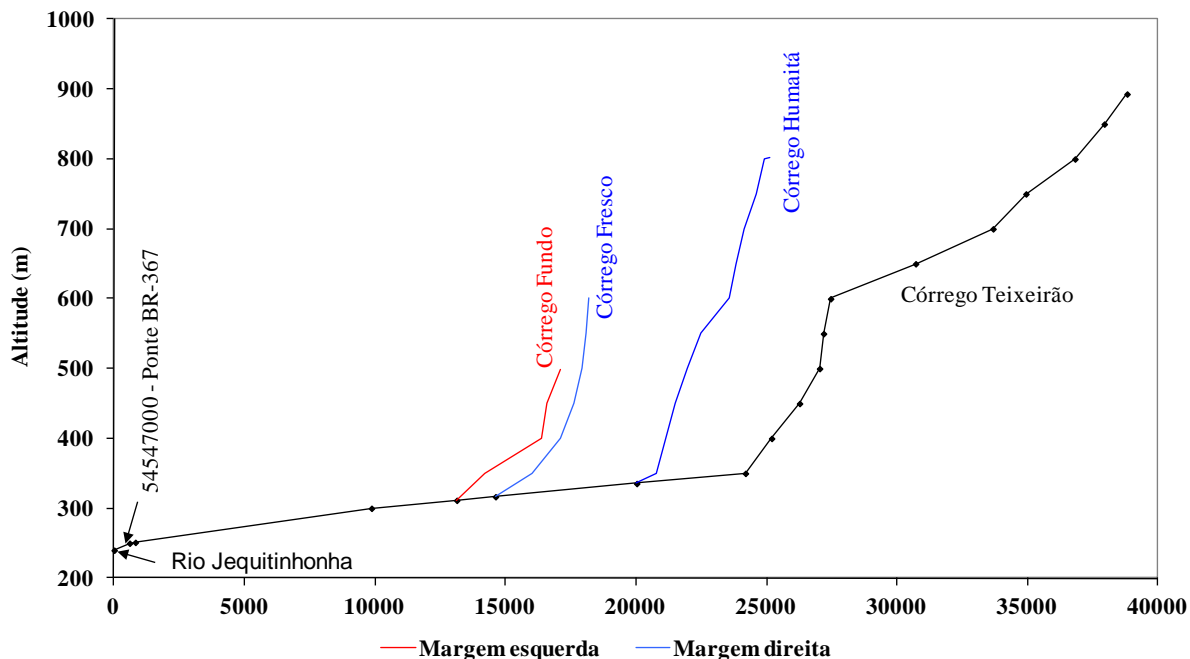


Figura 4.6 - Perfis longitudinais do córrego Teixeira
Fonte: Pinto *et al.* (2008)

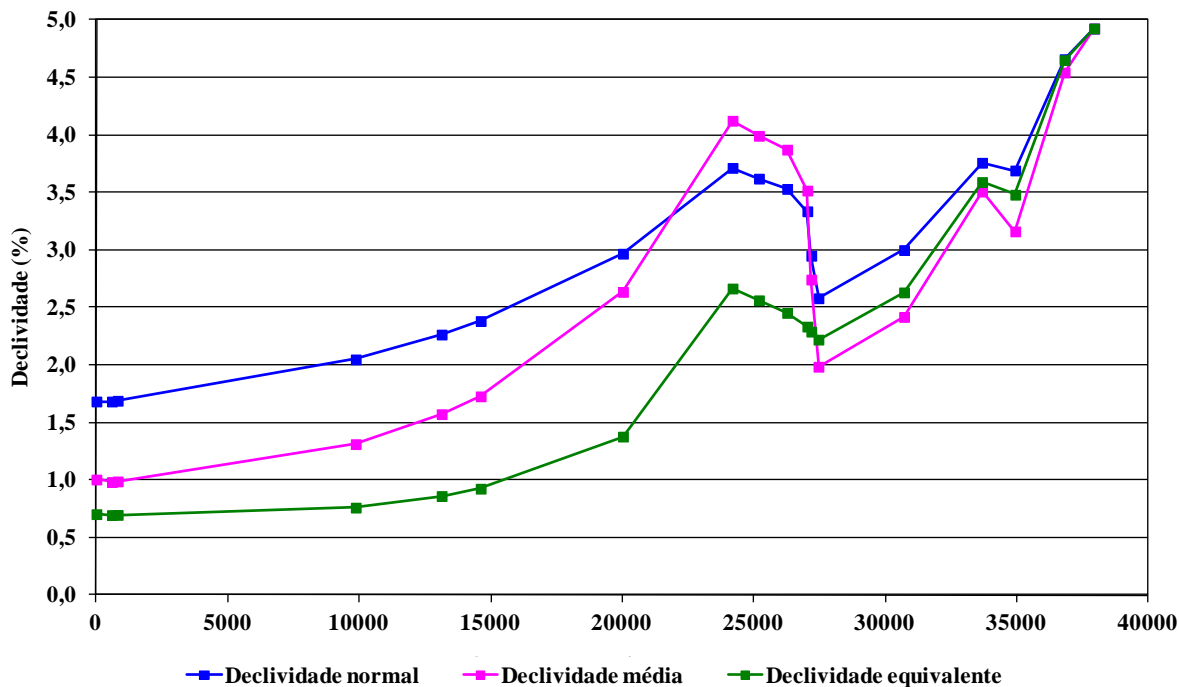


Figura 4.7 - Declividades do córrego Teixeira
Fonte: Pinto *et al.* (2008)

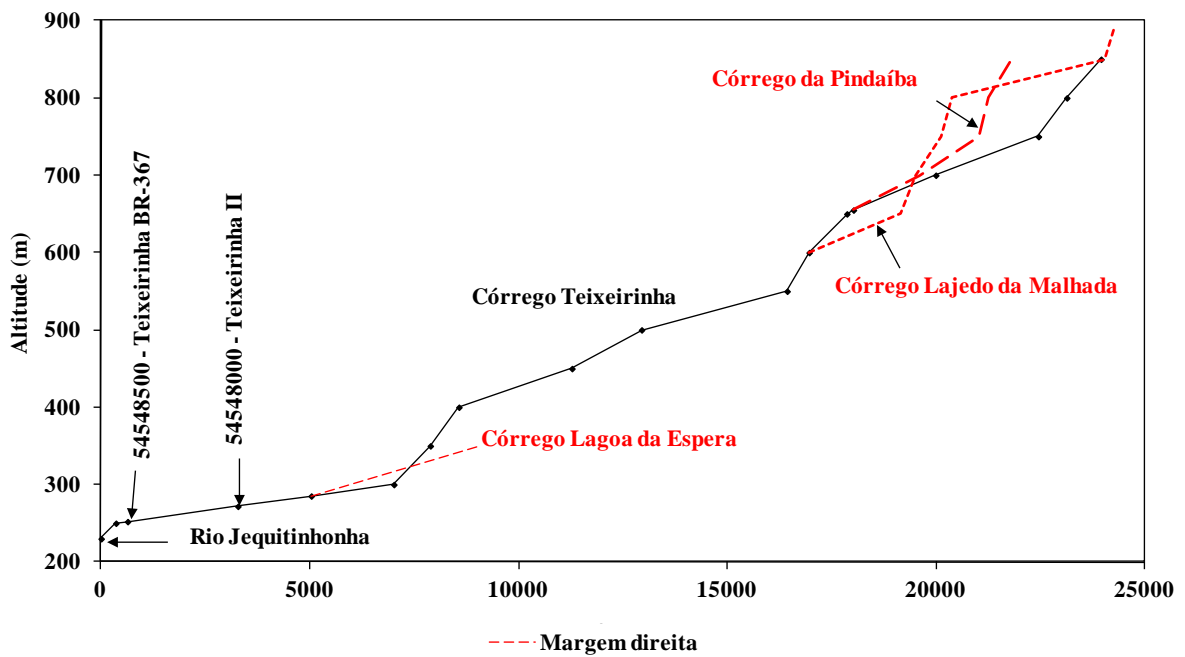


Figura 4.8 - Perfis longitudinais do córrego Teixeira
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

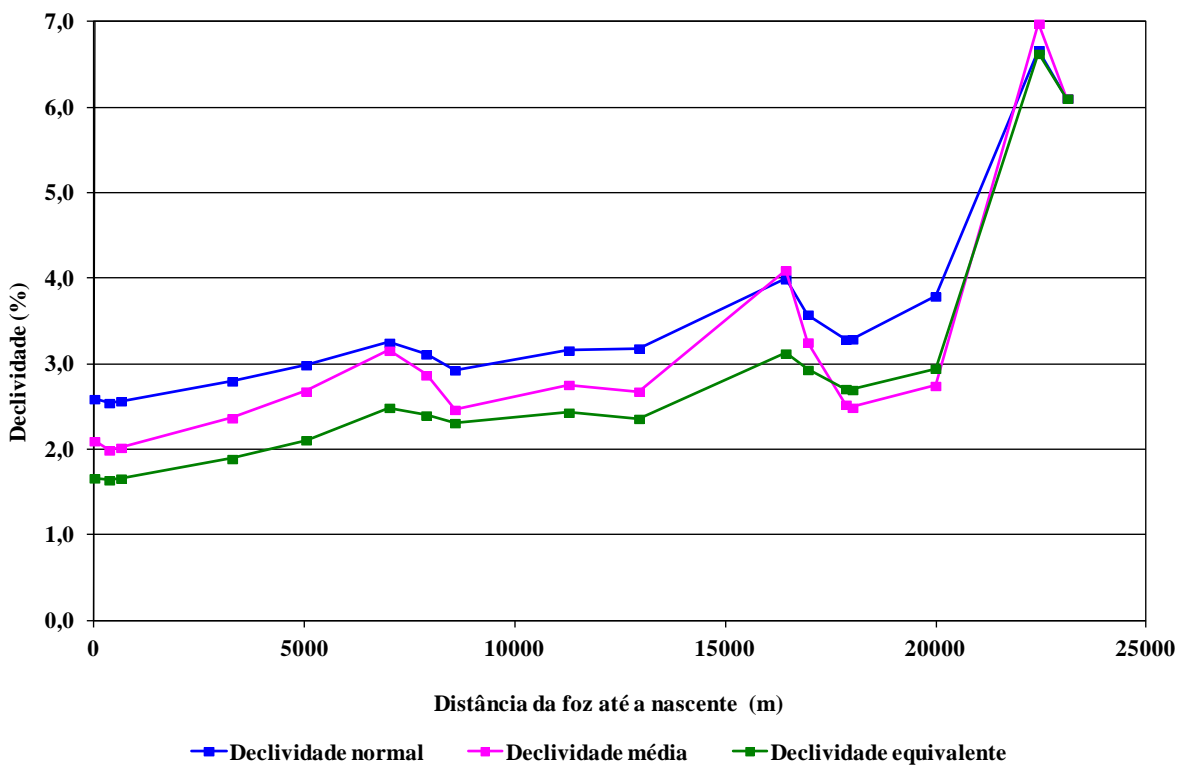


Figura 4.9 - Declividades do córrego Teixeira
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

4.1.3 Clima

As bacias do Teixeira e do Teixeirinha estão localizadas em uma região onde predomina o clima tropical do Brasil Central, com 6 a 8 meses secos. No verão, as bacias estão sobre a atuação da massa de ar equatorial continental, e no inverno, e grande parte do outono e primavera, sobre a ação da massa tropical marítima.

O clima das bacias está diretamente relacionado aos componentes da circulação geral da atmosfera. Os principais sistemas que atuam diretamente sobre a área em estudo são o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), as linhas de instabilidade (LI), também chamadas calhas induzidas, os sistemas frontais e, com menor frequência, a zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Em termos locais o clima das bacias é afetado pelo relevo, que apresenta altitude média em torno de 550 m e amplitude de aproximadamente 680 m, influenciando a temperatura do ar e a precipitação.

Pinto *et al.* (2008) considerou os dados de normais climatológicas publicadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) para a estação de Araçuaí, código 83442, referente ao período de 1970 a 1990, instalada em uma altitude de 284,39 m e distante aproximadamente 35 km a oeste da bacia do Teixeira. Utilizando os dados obtidos na estação foi possível avaliar o comportamento das variáveis climáticas e estabelecer algumas relações com os sistemas atmosféricos de média e grande escala.

Foi observado que existe uma variação anual da pressão atmosférica na região, como pode ser visualizado nas Figuras 4.10 e 4.11. No inverno, com a maior atuação do Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS) sobre o continente, ocorre um aumento da pressão atmosférica e a predominância da massa de ar tropical marítima. No período de maior pressão atmosférica, de junho a agosto, observa-se uma diminuição das temperaturas médias mensais, como ilustrado na Figura 4.11, a qual está associada à menor nebulosidade apresentada na Figura 4.13, que contribui para os processos de perda atmosférica de radiação (janela atmosférica) durante a noite, diminuindo o calor junto à superfície do solo.

A potencialização do ASAS e a chegada de frentes frias e secas no outono e inverno, impedindo os processos de ascensão das parcelas de ar, provocam um decréscimo acentuado da precipitação nos meses de abril a setembro, como ilustrado na Figura 4.10. Na primavera e no verão ocorre a atenuação da ação do ASAS sobre o continente, com a

diminuição da pressão atmosférica, devido ao aumento da temperatura média (Figura 4.11), como consequência da declinação do sol, que de outubro a março corresponde às latitudes do hemisfério sul, e do aumento de efeito estufa causado pela maior nebulosidade, como apresentado na Figura 4.13.

No período, entre outubro e março, a precipitação assume valores mais elevados por causa do maior aquecimento das parcelas de ar, que facilita os processos convectivos, e da chegada de frentes frias das latitudes médias (sul) associadas às correntes perturbadas de oeste (conduzidas pelas linhas de instabilidade tropical).

A umidade relativa é baixa no período mais seco (julho a setembro) – Figura 4.12 –, época associada à maior atuação do ASAS, à grande insolação e à baixa nebulosidade.

A evaporação média mensal publicada pelo INMET, na estação de Araçuaí, foi obtida pelo evaporímetro de Piche, considerando o período de 1970 a 1990. A média anual obtida para estação foi de 1458,1 mm.

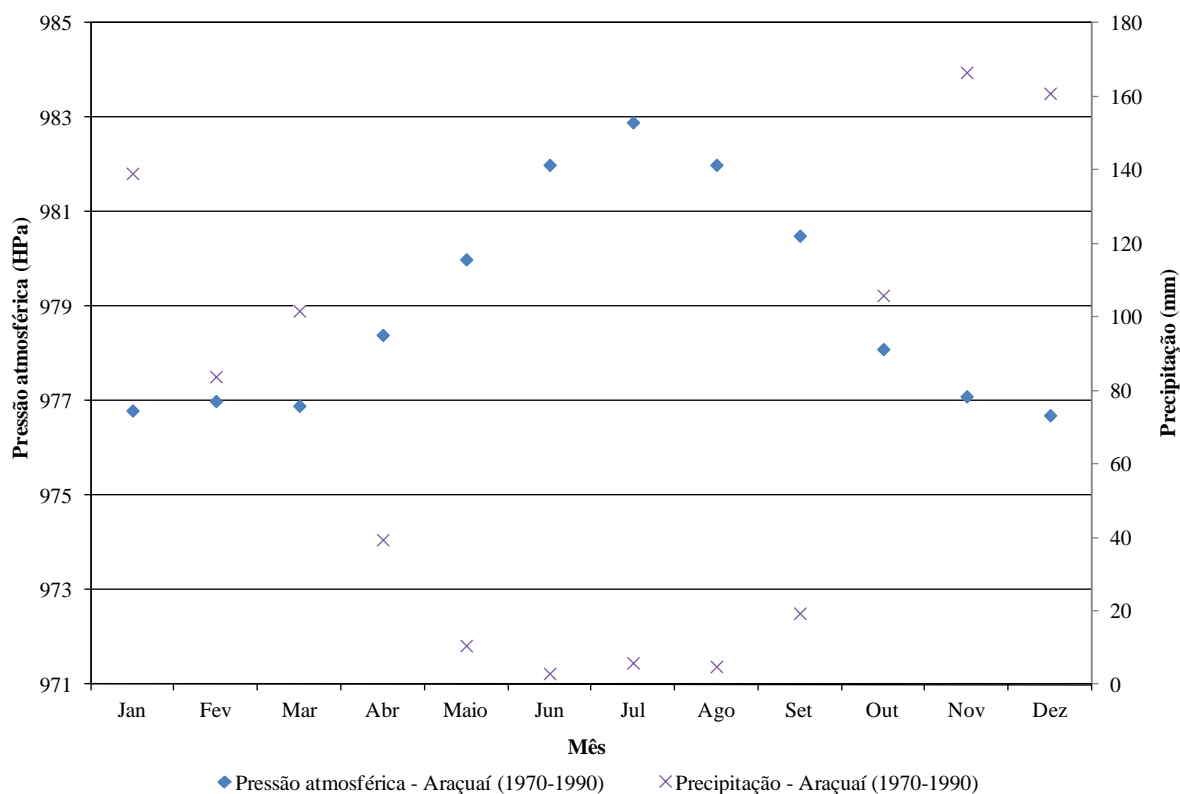


Figura 4.10 - Pressão atmosférica e precipitação em Araçuaí
Fonte: Pinto *et al.* (2008)

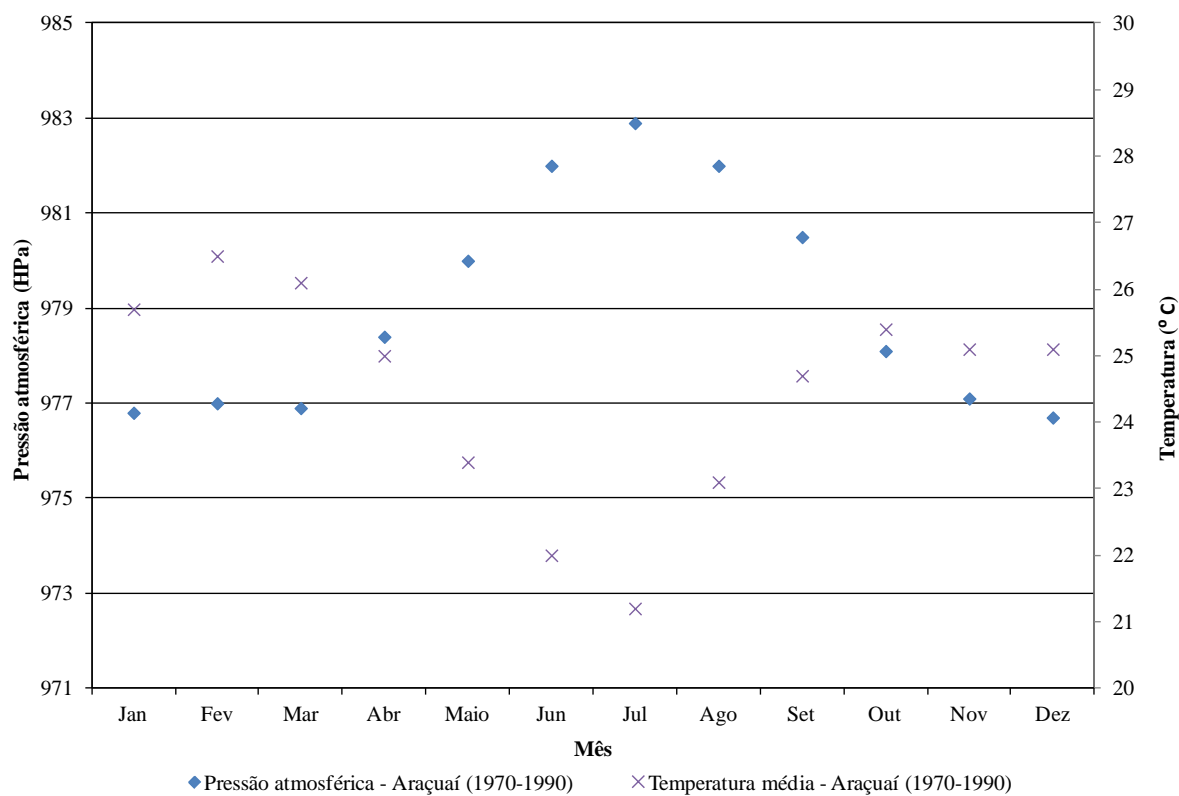


Figura 4.11 - Pressão atmosférica e temperatura média em Araçuaí
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

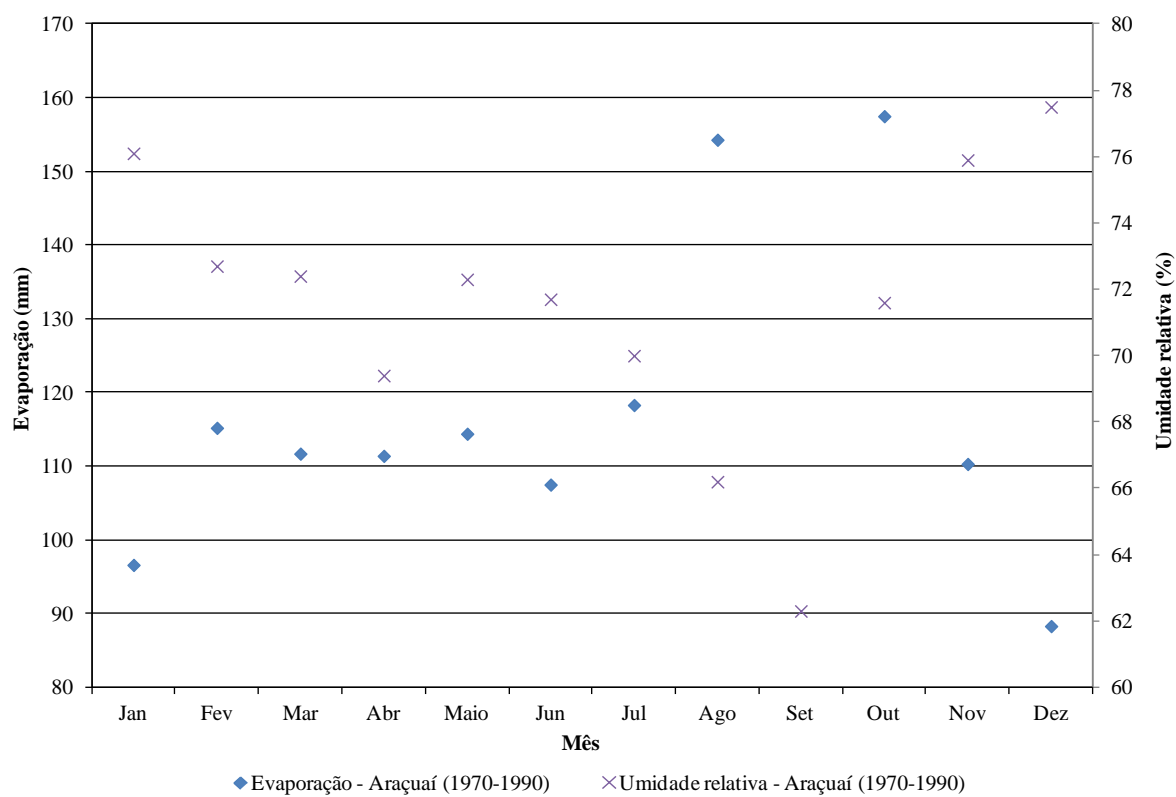


Figura 4.12 - Evaporação e umidade relativa em Araçuaí
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

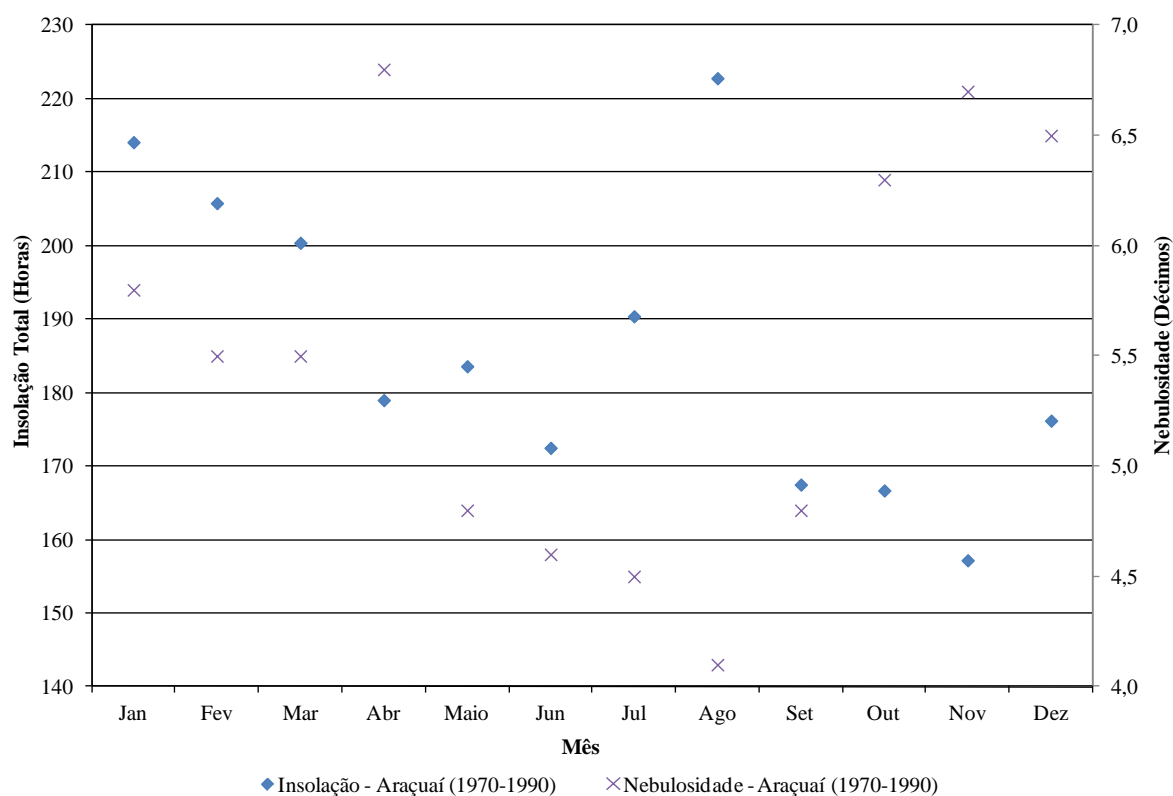


Figura 4.13 - Insolação e nebulosidade em Araçuaí
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

A evaporação medida com o evaporímetro de Piche é uma variável climática relacionada à umidade relativa e, conseqüentemente, associada aos períodos de maior insolação e menor nebulosidade (Figura 4.13). Portanto, como apresentado na Figura 4.12, a intensa evaporação ocorre aproximadamente entre junho e setembro, época de baixa umidade relativa. No verão, devido ao aumento das temperaturas médias e da nebulosidade, e conseqüente elevação da umidade relativa, ocorre um decréscimo da evaporação média mensal obtida pelo evaporímetro de Piche.

A temperatura média mensal varia entre 21,2°C, em julho, e 26,5°C, em fevereiro (DNM, 1992). São apresentados o climatograma de Araçuaí na Figura 4.14 e o gráfico com as temperaturas máximas e mínimas absolutas, as médias das temperaturas máximas e mínimas e as temperaturas médias mensais da estação de Araçuaí na Figura 4.15.

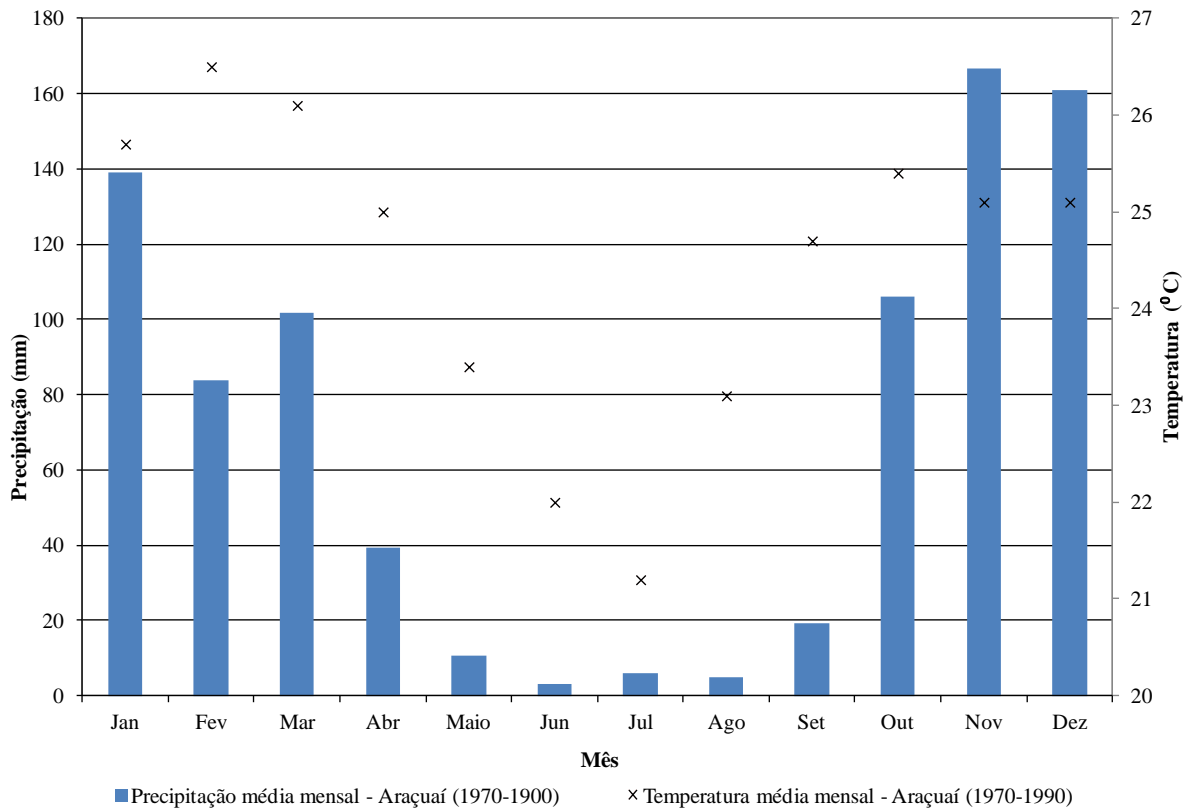


Figura 4.14 - Climatograma de Araçuaí (1970-1990)

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

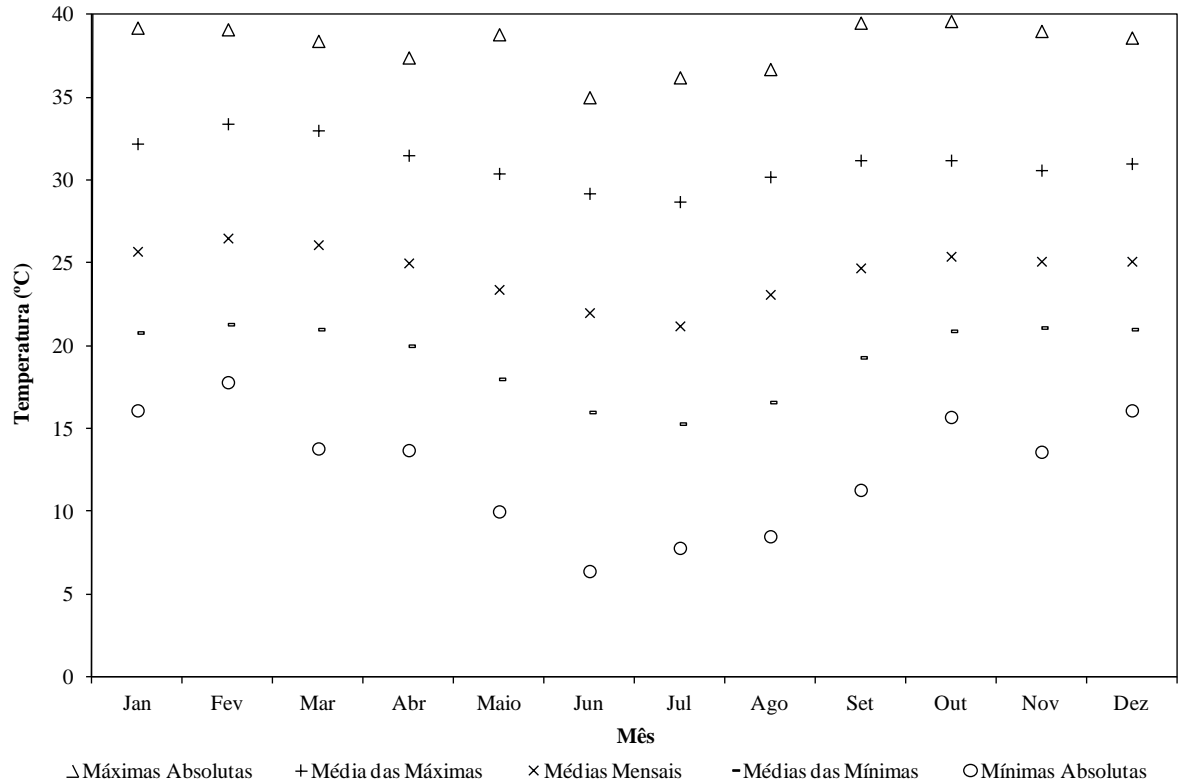


Figura 4.15 - Temperaturas de Araçuaí (1970-1990)

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

Com relação às precipitações, observam-se duas estações bem definidas, uma úmida, de outubro a março, e a outra seca, de abril a setembro. O total pluviométrico anual médio (1970-1990) de Araçuaí é de 841,2 mm. O trimestre mais chuvoso, novembro-dezembro-janeiro, contribui com cerca de 55% do total anual precipitado. Já o trimestre mais seco, correspondente aos meses de junho, julho e agosto, contribui com 2% da precipitação anual.

Além de Araçuaí, em Itinga, próximo à seção exutória da bacia do córrego Teixeira, em uma altitude aproximada de 260 m, existe uma estação pluviográfica, da ANA, código 01641010, cujo total pluviométrico anual médio por ano hidrológico, ou seja, de outubro a setembro, é de 728,24 mm (out/1977 a set/2007), sendo que o trimestre mais chuvoso, novembro-dezembro-janeiro, corresponde a 59% do total anual precipitado.

Em Itinga, o número médio por ano hidrológico de dias chuvosos é igual a 71. Nas Figuras 4.16, 4.17, 4.18 e 4.19 são apresentados, respectivamente, o hietograma anual e o diagrama de frequências relativas acumuladas dos totais por ano hidrológico, as precipitações médias mensais e o gráfico com o número de dias chuvosos da estação de Itinga, código 01641010.

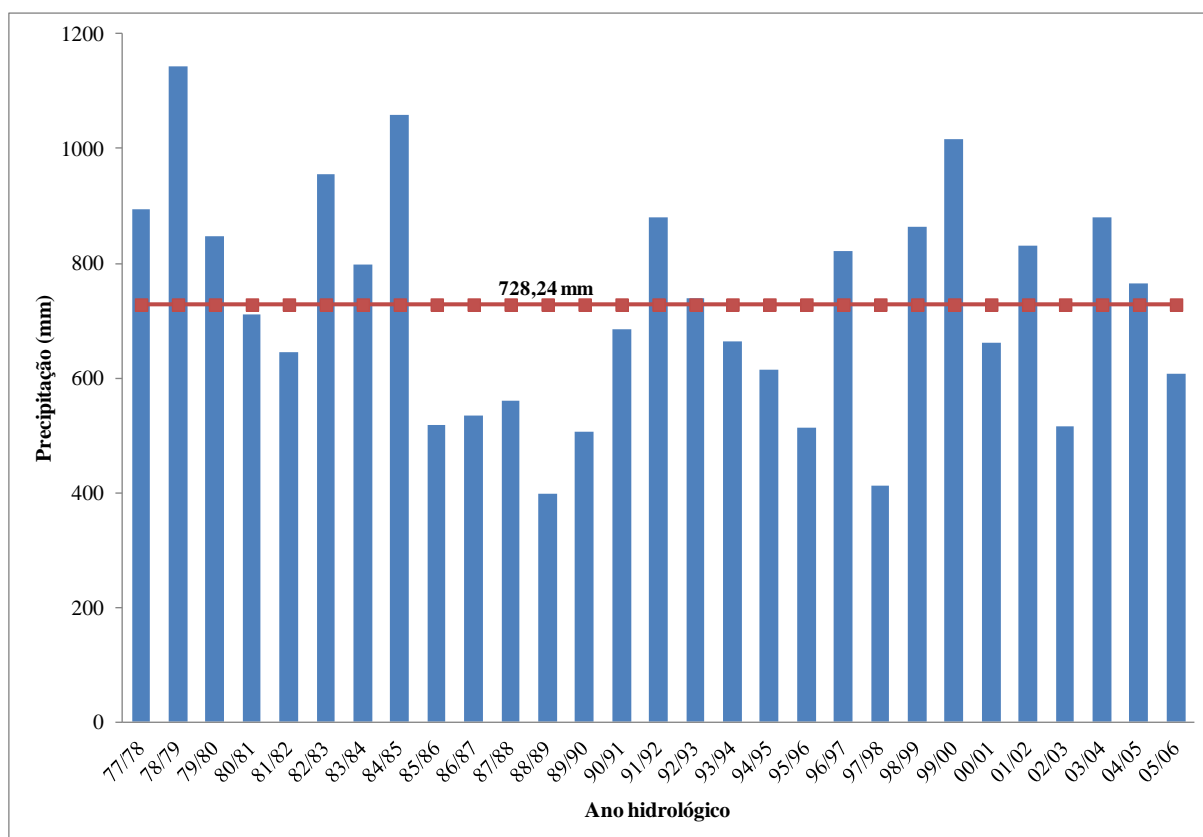


Figura 4.16 - Hietogramas por ano hidrológico de Itinga (77/78 a 06/07)

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

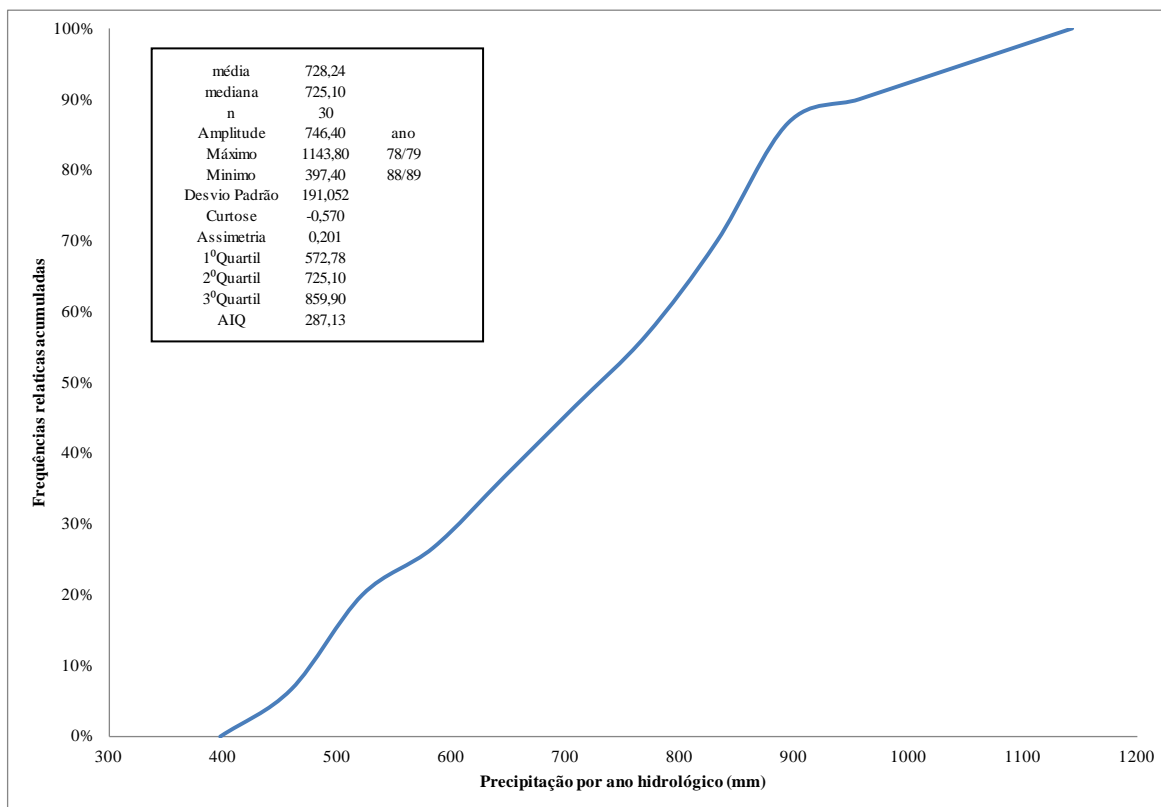


Figura 4.17 - Frequência relativa acumulada de Itinga (77/78 a 06/07)

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

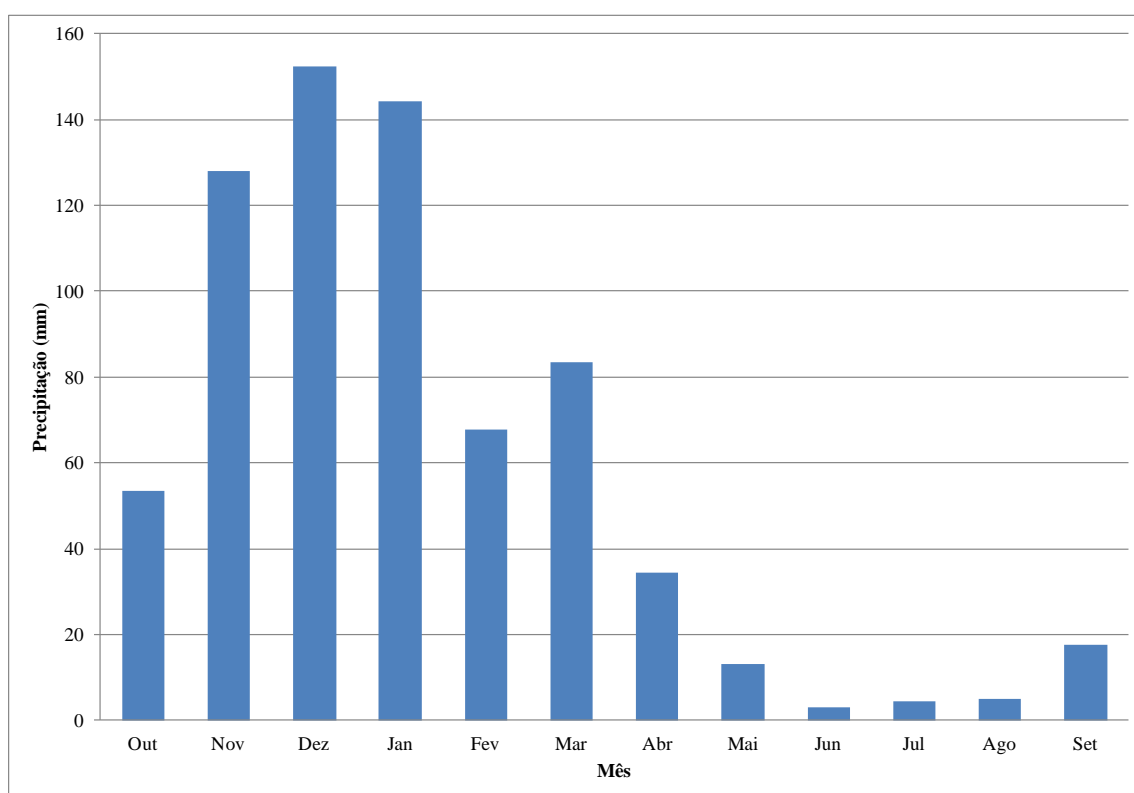


Figura 4.18 - Precipitação mensal de Itinga (77/78 a 06/07)

Fonte: Pinto *et al.* (2008)

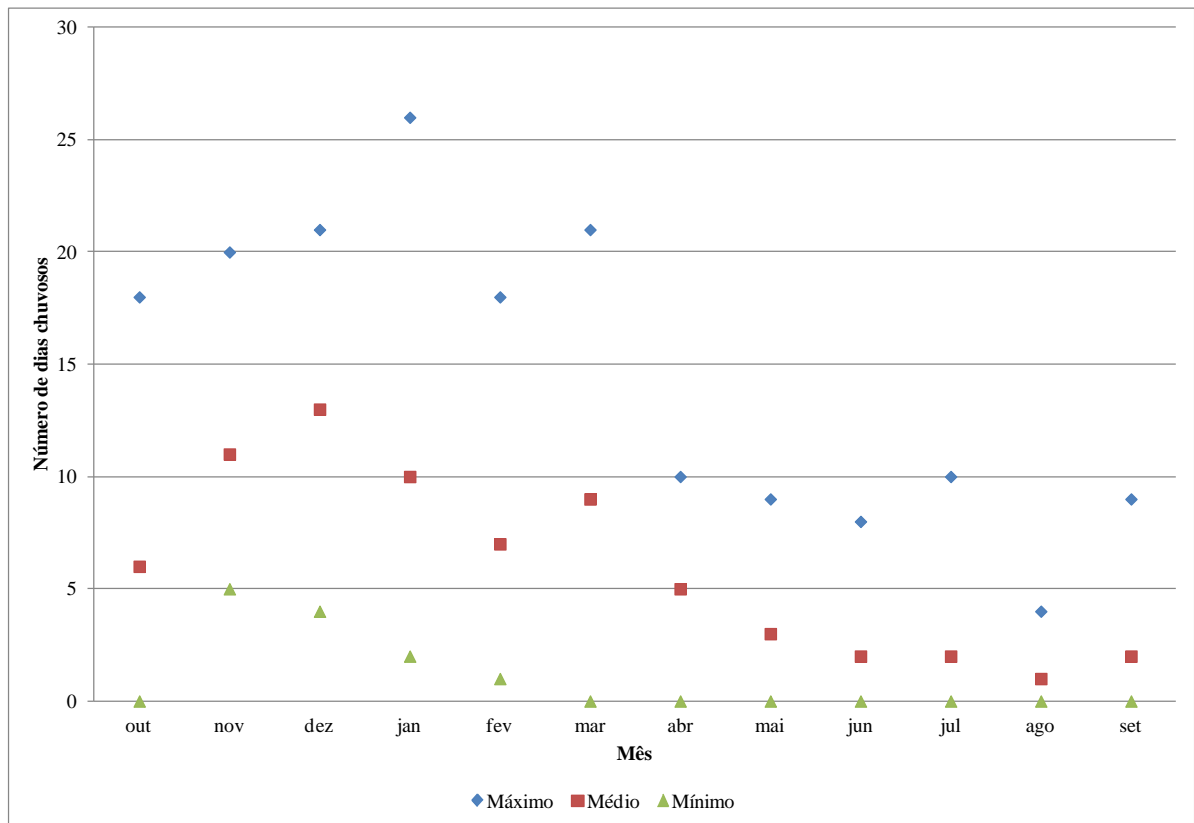


Figura 4.19 - Números de dias chuvosos de Itinga (77/78 a 05/06)
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

A evapotranspiração potencial de Araçuaí, estimada pelo método de Thornthwaite, o qual utiliza as temperaturas médias normais e latitude da estação, é de 1310,9 mm. Na Figura 4.20 ilustra-se a variação mensal das precipitações de Itinga e Araçuaí, bem como da evapotranspiração potencial de Araçuaí. Considerando o índice de aridez (IA) estabelecido pela FAO/UNESCO, ou seja, a relação entre a precipitação (P) e a evapotranspiração potencial (ETP) – utilizando-se, todavia, a ETP calculada pelo método de Thornthwaite e não pelo método sugerido, que é o de Penman-Monteith (FAO) –, Itinga e Araçuaí apresentariam, respectivamente, valores de 0,57 e 0,64.

Esses valores de IA, calculados com dados médios, não classificariam as duas localidades como semiáridas ($0,20 < IA < 0,50$), mas como subúmidas secas ($0,50 < IA < 0,65$). Entretanto, observando a curva de frequência relativa acumulada da Figura 4.17, nota-se que pelo menos 30% da série da estação pluviográfica de Itinga apresenta uma altura de chuva por ano hidrológico inferior a 650 mm, gerando condições para classificação, pelos critérios estabelecidos, de pelo menos 9 anos com características de clima semiárido.

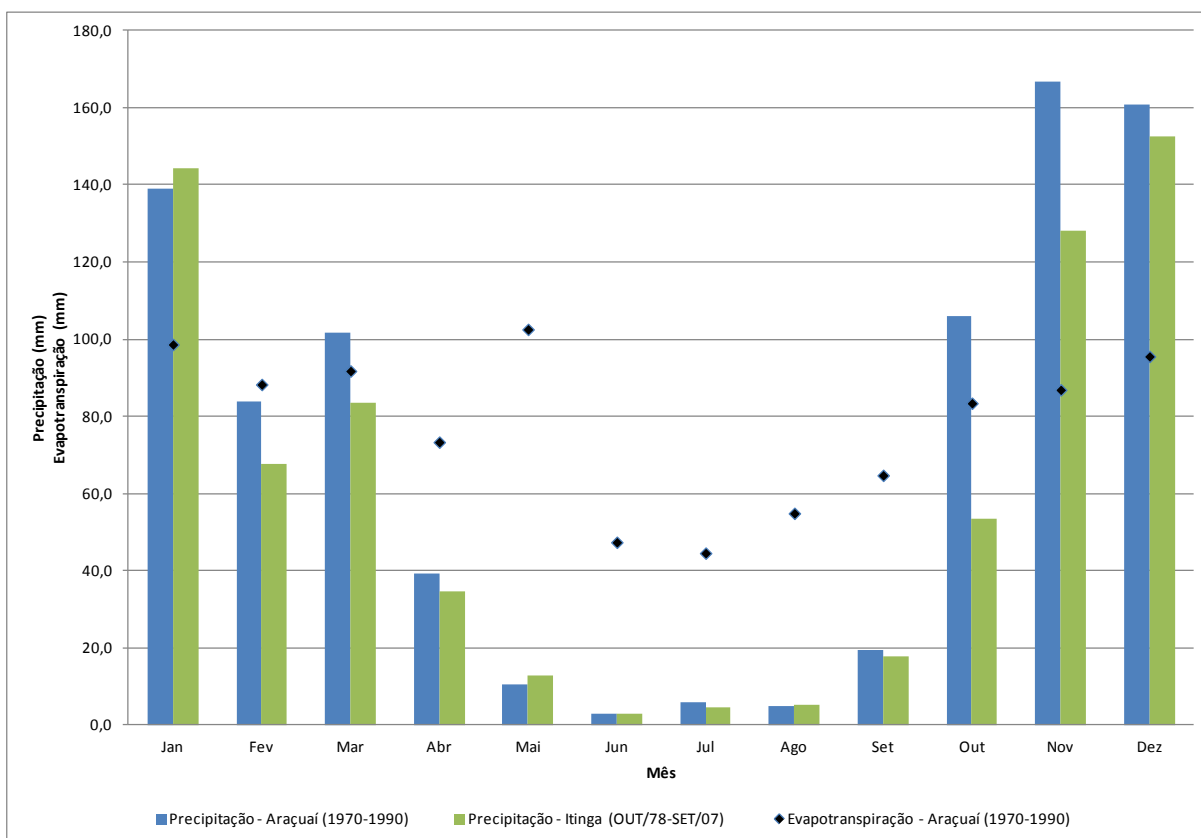


Figura 4.20 - Precipitação e evapotranspiração potencial (Thornthwaite) médias mensais
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

4.1.4 Geologia e hidrogeologia

Na área abrangida pelas bacias afloram rochas piroclásticas, graníticas e metamórficas (CPRM, 2008). Na Figura 4.21 exibe-se a distribuição espacial das principais unidades litoestratigráficas encontradas nessa área.

De acordo com CPRM (2008), à geologia na porção norte das bacias do Teixeira e Teixeiraíria ocorre rochas do Grupo Macaúbas, é representada principalmente por xistos com intercalações de rocha calcissilicática e quartzito fino. Ainda nessa porção podem ser identificados pequenos corpos graníticos. A porção noroeste e a parte da porção centro-sul são ocupadas pela Formação Salinas e pequeno corpo do pegmatito Córrego Taquaral na borda oeste. Ocorrem também pequenas manchas aluvionares na parte sul. O restante da porção sul é coberta pelo granito Teixeiraíria.

Na Figura 4.21 pode-se observar que estruturalmente existe uma direção preferencial de fraturamento na direção NE/SW e que na área abrangida pelas rochas da Formação Salinas e do Grupo Macaúbas ocorre maior número de fraturas que no restante da área.

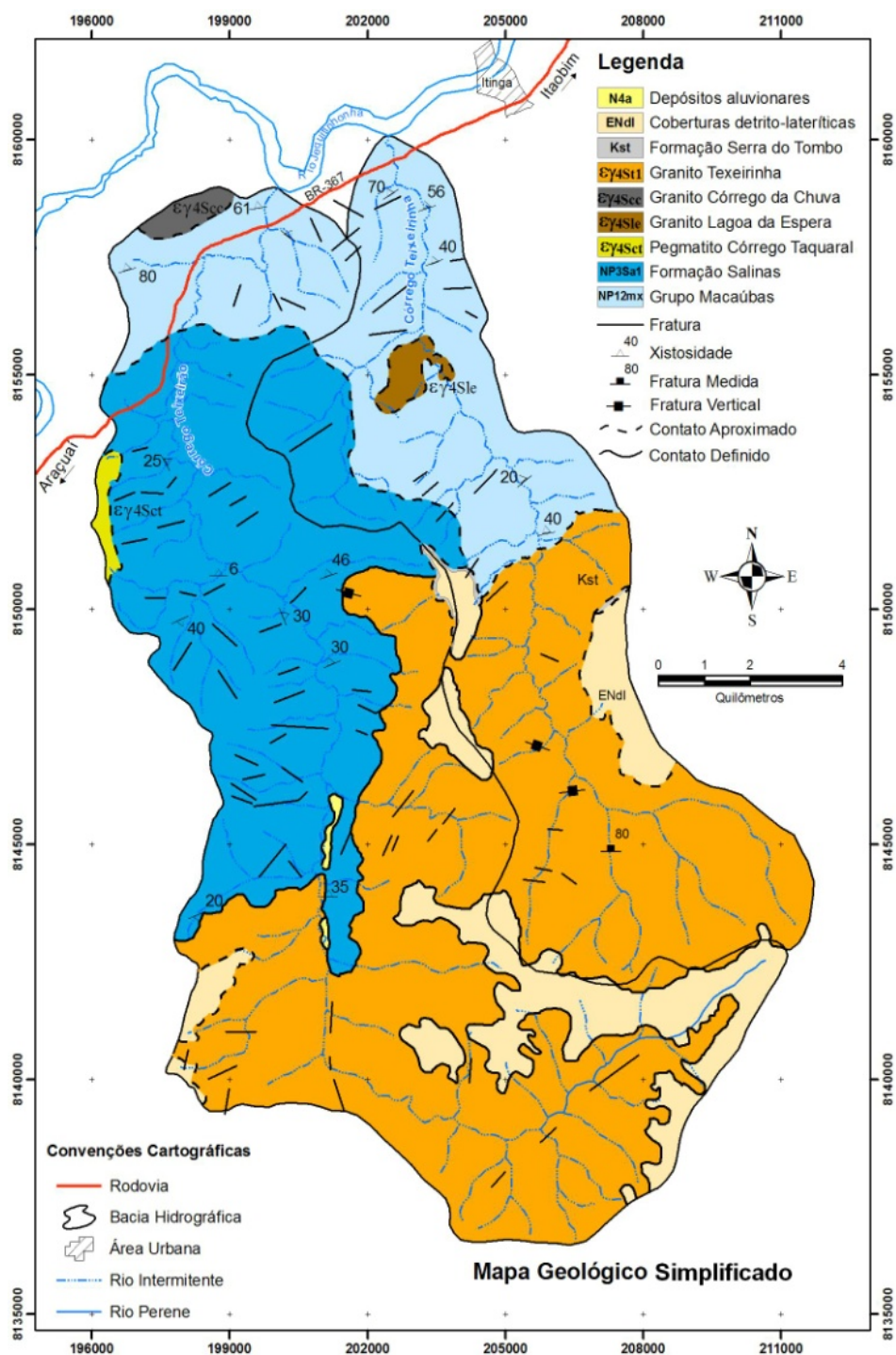


Figura 4.21 - Mapa geológico simplificado das bacias em estudo
Fonte: Pinto *et al.* (2008)

De acordo com Pinto *et al.* (2008), na área abrangida pelas bacias dos córregos Teixeira e Teixeira, são definidos três sistemas hidrogeológicos (ver Figura 4.22): o das coberturas detrito-lateríticas cenozóicas, das aluviões e das brechas da Formação Serra do Tombo, o das rochas metamórficas do neoproterozóico e o das rochas cristalinas do Paleozóico.

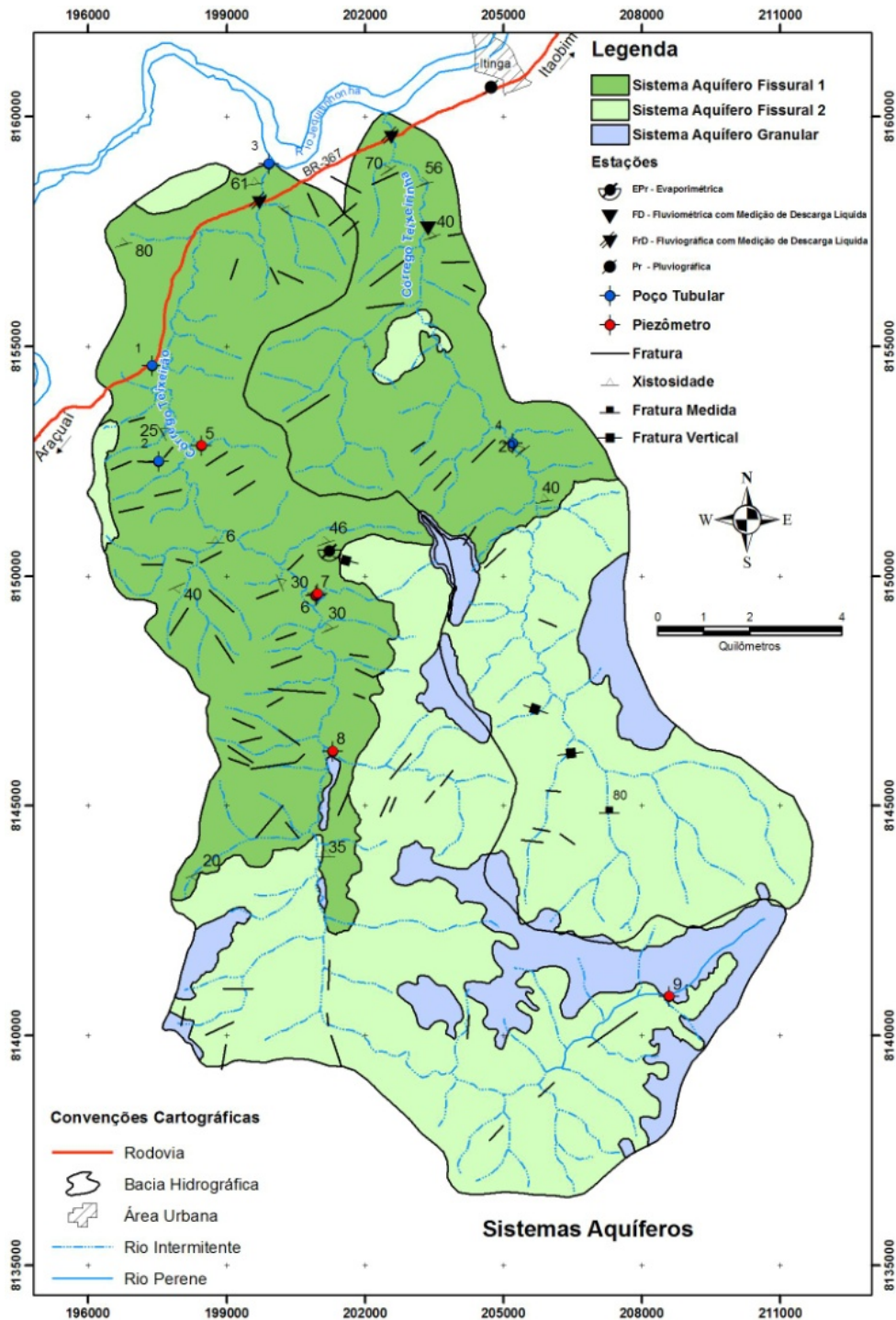


Figura 4.22 - Mapa de sistemas aquíferos das bacias em estudo
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

O sistema aquífero granular é constituído pelo domínio das coberturas detrítico-lateríticas cenozoicas, pelas aluviões e pela Formação Serra do Tombo. As coberturas detrítico-lateríticas correspondem aos aquíferos livres com porosidades primária e boa permeabilidade. As aluviões apresentam uma importância hidrogeológica relativa local alta devido a sua alta permeabilidade. A Formação Serra do Tombo, constituída principalmente por brechas de talude pela sua pequena área de ocorrência na bacia, tem importância hidrogeológica apenas local.

De acordo com Ferreira (2009), a maior parte das coberturas cenozóicas aparece capeando as rochas predominantemente xistosas do Grupo Macaúbas. As coberturas funcionam como divisores de água entre várias sub-bacias. Na Figura 4.23 apresenta-se o modelo de funcionamento do sistema hidrogeológico das áreas com coberturas detríticas.

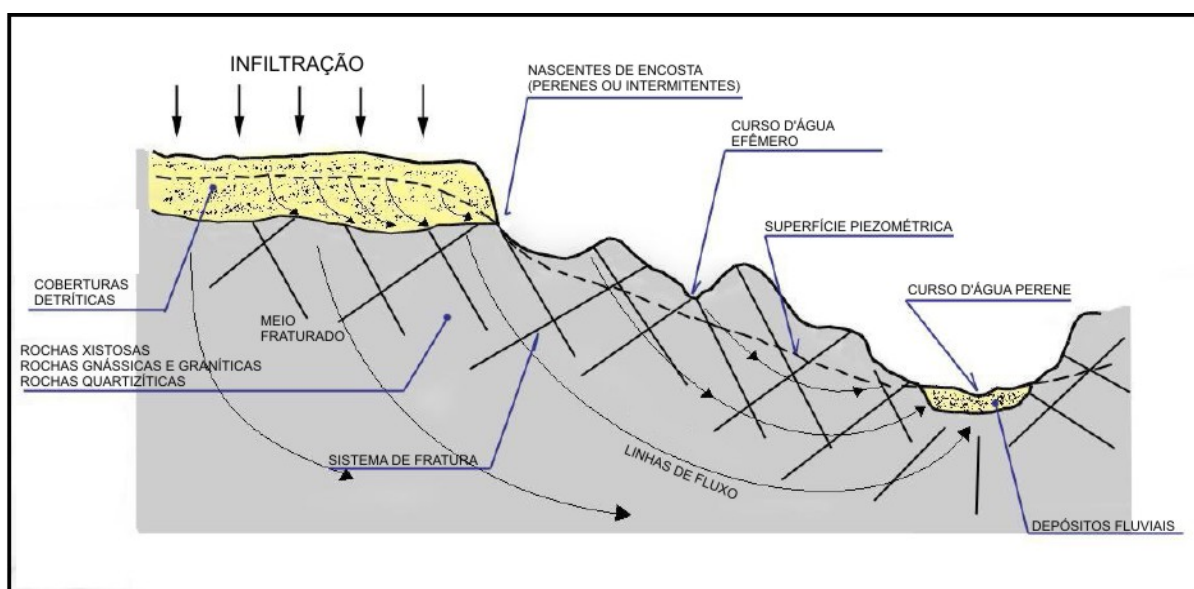


Figura 4.23 - Modelo hidrogeológico predominante na região, em áreas de ocorrência de coberturas detríticas

Fonte: Ferreira (2009)

Segundo RURALMINAS (1995) *apud* Ferreira (2009), a água percolada nessas chapadas desloca-se até o substrato impermeável, formando um lençol freático pouco espesso e profundo. Nesse caso, o escoamento subterrâneo é comandado pela inclinação do substrato e pelo sistema de fraturas subjacentes. As nascentes aparecem nas bordas das chapadas, quase sempre no contato litológico. Quando as chapadas são mais contínuas e extensas, ocorre a manutenção do fluxo de base do escoamento superficial (nascentes perenes no entorno),

enquanto que naquelas de pequena extensão e mais ramificadas há o rápido esvaziamento do aquífero (nascentes efêmeras ou intermitentes no entorno).

O domínio dos terrenos paleozóico e proterozóico representa o sistema aquífero fissural, abrange 90% da área total e é caracterizado pela ausência de porosidade primária. A ocorrência de água subterrânea nesse caso está condicionada à presença de discontinuidades, tais como fissuras, fraturas e fendas, que irão gerar a porosidade secundária.

O sistema aquífero fissural 1 – representado pela Formação Salinas e pelo Grupo Macaúbas, tem litologia predominante de xistos, com baixa condutividade hidráulica. No caso das rochas paleozóicas, que definem o sistema aquífero fissural 2, face à quase ausência de estruturas tectônicas, o potencial hidrogeológico é inferior em relação aos xistos da Formação Salinas e do Grupo Macaúbas.

No âmbito das bacias em foco, foram levantados apenas 04 poços tubulares, cujas características são apresentadas na Tabela 4.3.

Tabela 4.3 - Poços tubulares cadastrados e piezômetros instalados

Nº do Ponto	Nº do SIAGAS	Coordenadas UTM		Localidade	Município	Proprietário ou Identificação	C. E µmhos/cm	TDS mg/l	pH
		Norte	Este						
1	313862	8154578	197391	Laranjeira	Itinga	COPASA	272	204	-
2	313872	8152502	197526	Laranjeira II	Itinga	Miguel da Rocha Gusmão	-	-	-
3	313866	8158983	199919	Teixeirão	Itinga	COPASA	516	387	8,46
4		8152900	205200	Teixeirinha	Itinga	Prefeitura	720	540	-
5	Piezômetro	8152840	198463	Laranjeira II	Itinga	Juvenal Jusante			
6	Piezômetro	8149583	200940	Humaitá	Itinga	Clóvis jusante			
7	Piezômetro	8149614	200970	Humaitá	Itinga	Clóvis montante			
8	Piezômetro	8146186	201308	Humaitá	Itinga	Tuta			
9	Piezômetro	8140843	208601	Chácara	Itinga	Chácara			

Fonte: CPRM (2002); CPRM (2005)

Em relação à qualidade, o reduzido número de poços levantados não permitiu que se fizesse uma classificação precisa e confiável das águas subterrâneas. Apesar disso, considerando-se os valores de condutividade elétrica de três dos quatro poços cadastrados, calculou-se o total de sólidos dissolvidos (TDS) contido em cada amostra a partir da condutividade e usando o fator de conversão 0,75 determinado para a microrregião de Montes Claros (CPRM, 2002).

4.1.5 Mapa de cobertura vegetal e de uso e ocupação do solo

Nas Figuras 4.24 e 4.25 são apresentados, respectivamente, o mapa de solos e o mapa do uso do solo e cobertura vegetal das bacias dos córregos Teixeira e Teixeirainha, elaborados a partir da classificação supervisionada das imagens do LANDSAT 7-TM, de 01/07/2007, utilizando o software IDRISI KILIMANJARO.

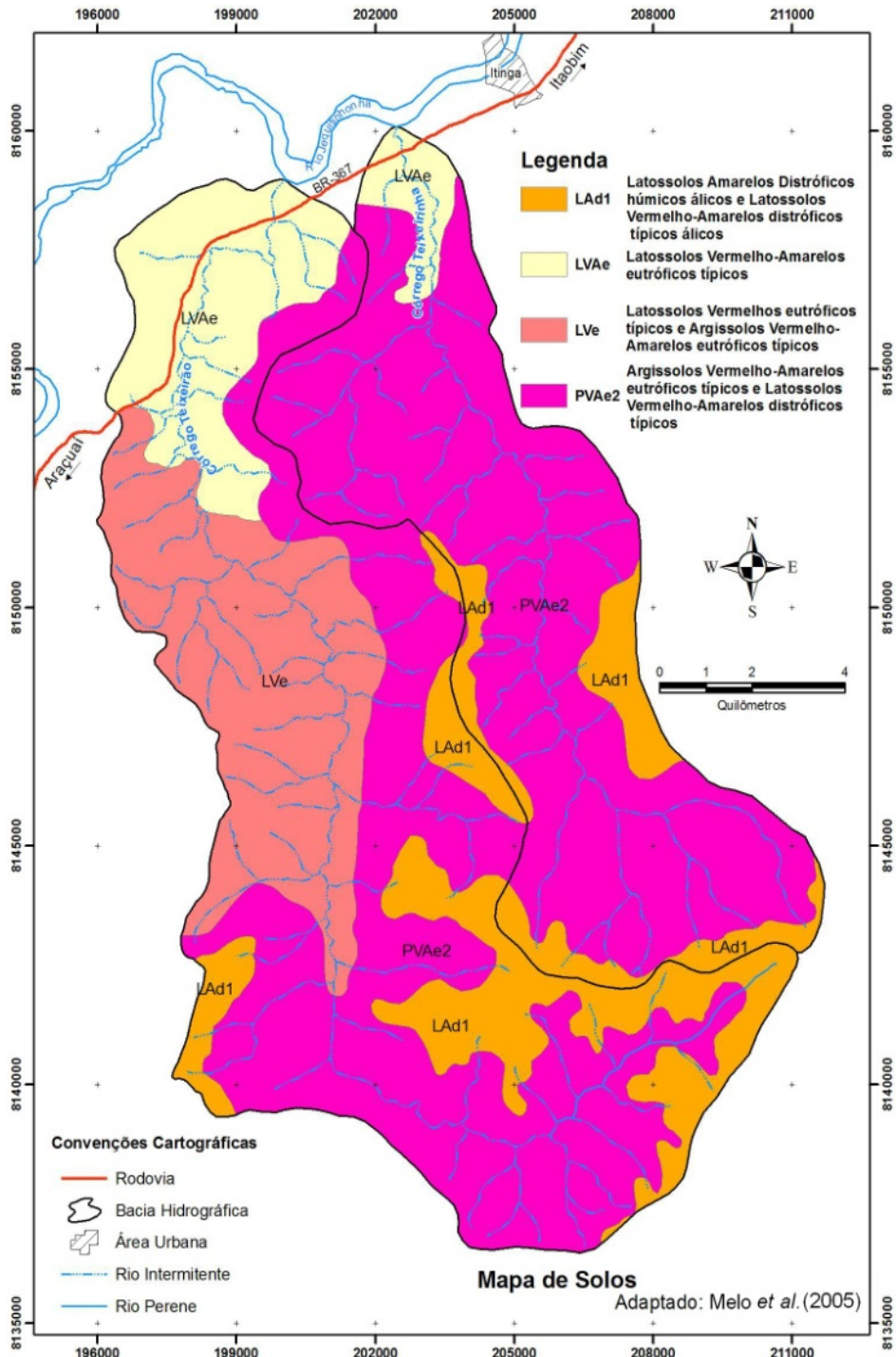


Figura 4.24 - Mapa de solos
Fonte: Melo et al. (2005)

Na análise da Figura 4.24 são observadas solos das seguintes subordens: Latossolos Amarelos; Latossolos Vermelho-Amarelos, Latossolos Vermelhos e Argissolos Vermelho-Amarelos.

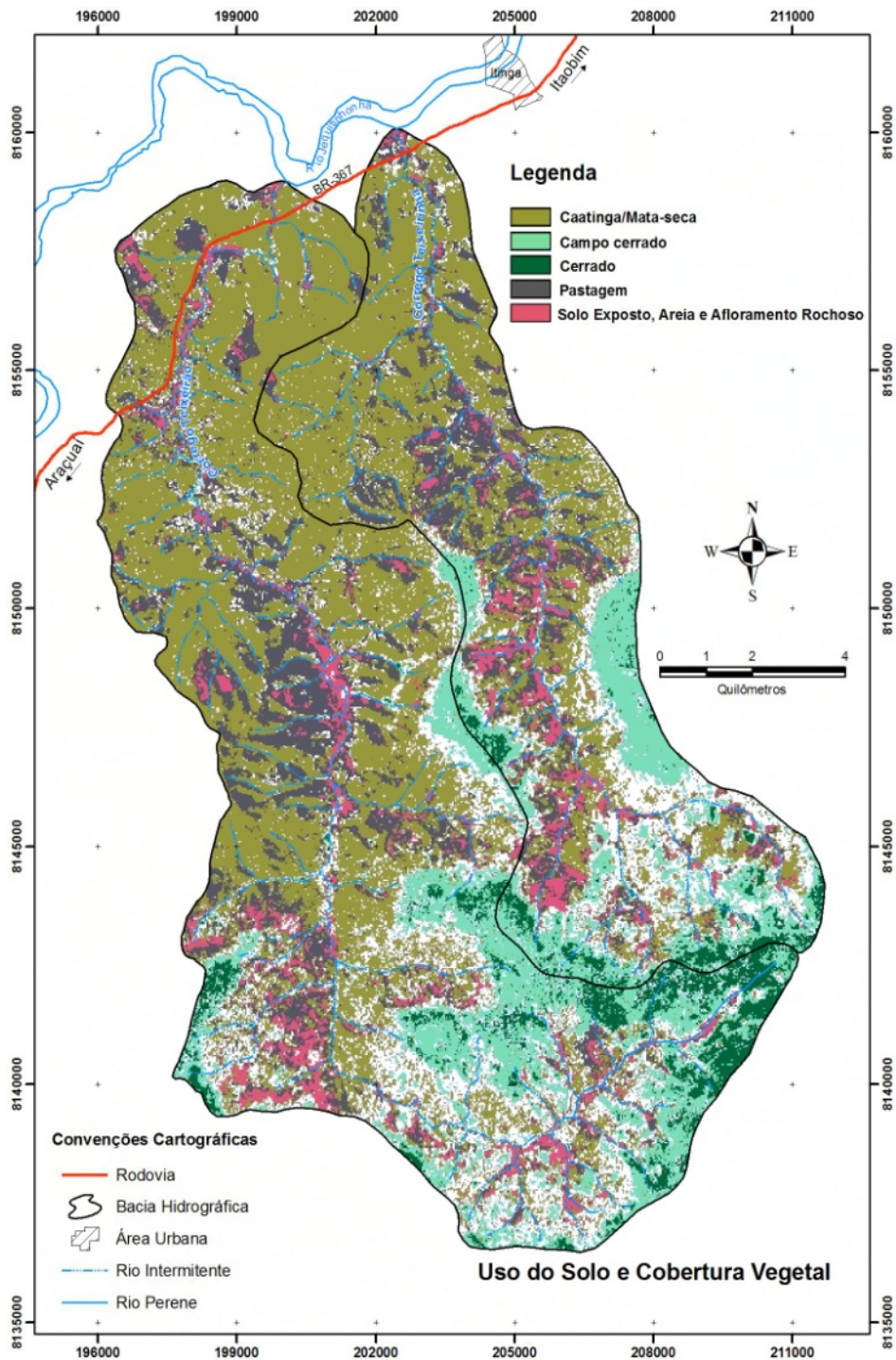


Figura 4.25 - Mapa de uso do solo e cobertura vegetal
Fonte: Pinto *et al.* (2008)

Na bacia do rio Jequitinhonha, os latossolos ocupam principalmente os topos das chapadas, onde as declividades estão sempre próximas a 2% e o material de origem são os sedimentos

predominantemente argilo-arenosos das coberturas detríticas. Eles ocorrem também associados aos conjuntos litológicos gnáissicos e graníticos (FERREIRA, 2007).

Os latossolos são formados pelo processo denominado latolização, que consiste basicamente na remoção da sílica e das bases do perfil (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ etc) após transformação dos minerais primários constituintes. São solos minerais, não-hidromórficos, profundos (normalmente superiores a 2 m).

Os latossolos possuem boa drenagem interna, condicionada por elevada porosidade e homogeneidade de características ao longo do perfil e, em razão disso, elevada permeabilidade. Esse fato os coloca, quando em condições naturais, como solos de razoável resistência à erosão de superfície (laminar e sulcos). Ocorrem normalmente em superfícies planas, suavemente onduladas a onduladas.

A consistência dos Latossolos Amarelos quando secos é muito dura ou ligeiramente dura e, quando úmidos, friável ou firme; a porosidade total é relativamente baixa e virtualmente sem cerosidade. Os Latossolos Vermelho-Amarelos solos minerais, profundos, bastante intemperizados e normalmente bem drenados, essa classe é a que melhor representa as características gerais dos latossolos. De modo geral, os principais impedimentos ao seu pleno aproveitamento são a baixa fertilidade e a presença de alumínio tóxico para as plantas. Os Latossolos Vermelhos são solos profundos e bem drenados, decrescentemente álicos, distróficos e eutróficos. Essa classe apresenta, em geral, baixa fertilidade, mas são solos muito bem aproveitáveis, com calagem e adubação.

Os argissolos são solos constituídos por material mineral, com argila de baixa atividade, de cor avermelhada a amarelada. Na bacia do Jequitinhonha, ocupam principalmente a porção inferior das encostas, onde o relevo é ondulado (12 a 24%) ou fortemente ondulado (24 a 45%) (FERREIRA, 2007). Os Argissolos Vermelho-Amarelos são solos profundos a pouco profundos, bem a moderadamente drenados, ocorrendo ocasionalmente solos rasos, com transição abrupta. As principais limitações ao uso agrícola são o relevo movimentado, a baixa fertilidade natural (solos distróficos) e, em alguns casos, a ocorrência de fase cascalhenta.

4.2 Monitoramento de variáveis hidrológicas

O presente trabalho foi desenvolvido a partir da montagem de uma estrutura de coleta de dados na bacia do córrego Teixeira, uma bacia hidrográfica representativa pertencente à bacia do rio Jequitinhonha. Na bacia do córrego Teixeira, só foram monitorados dados de vazão. De forma simplificada, o balanço hídrico em uma bacia hidrográfica pode ser calculado por meio da seguinte equação:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = P - E - DE \quad (4.1)$$

sendo $\Delta V/\Delta t$ a variação do volume de água armazenado na bacia (mm), P a precipitação (mm), E a evaporação (mm) e DE o deflúvio médio (mm).

Para um dado ano hidrológico nas bacias em estudo, pode-se considerar que é nula a variação do volume de água armazenado, pois os instantes inicial e final de cálculo coincidem com o término de estações secas. Portanto, valores anuais de evapotranspiração real podem ser estimados a partir do conhecimento de valores de precipitação e deflúvio.

4.2.1 Precipitação

O monitoramento dos índices pluviométricos foi realizado a partir das estações pluviométricas instaladas na bacia do Teixeira nos seguintes locais (Figura 4.26):

- a) Barragem do Clóvis;
- b) Fazenda Laranjeiras;
- c) Chácara São Vicente; e
- d) Chácara São Vicente (operada pela CPRM).

Adicionalmente, foram considerados os dados da estação pluviométrica instalada próxima à foz do córrego Teixeira, denominada Itinga (Figura 4.26).

Estações pluviométricas

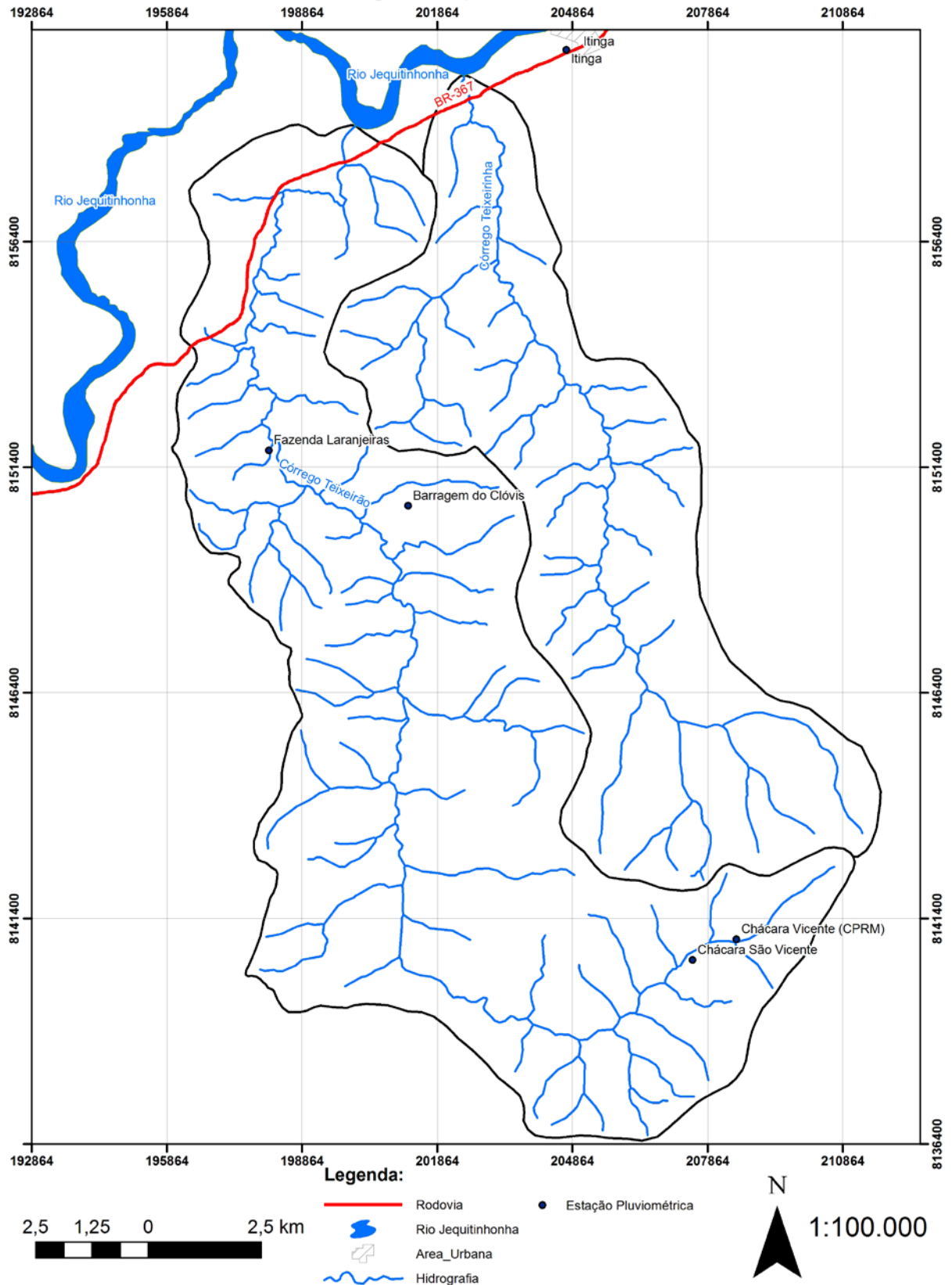


Figura 4.26 - Mapa com a localização das estações pluviométricas

4.2.2 Evapotranspiração

Na bacia foram implantadas três estações climatológicas (Figura 4.27).

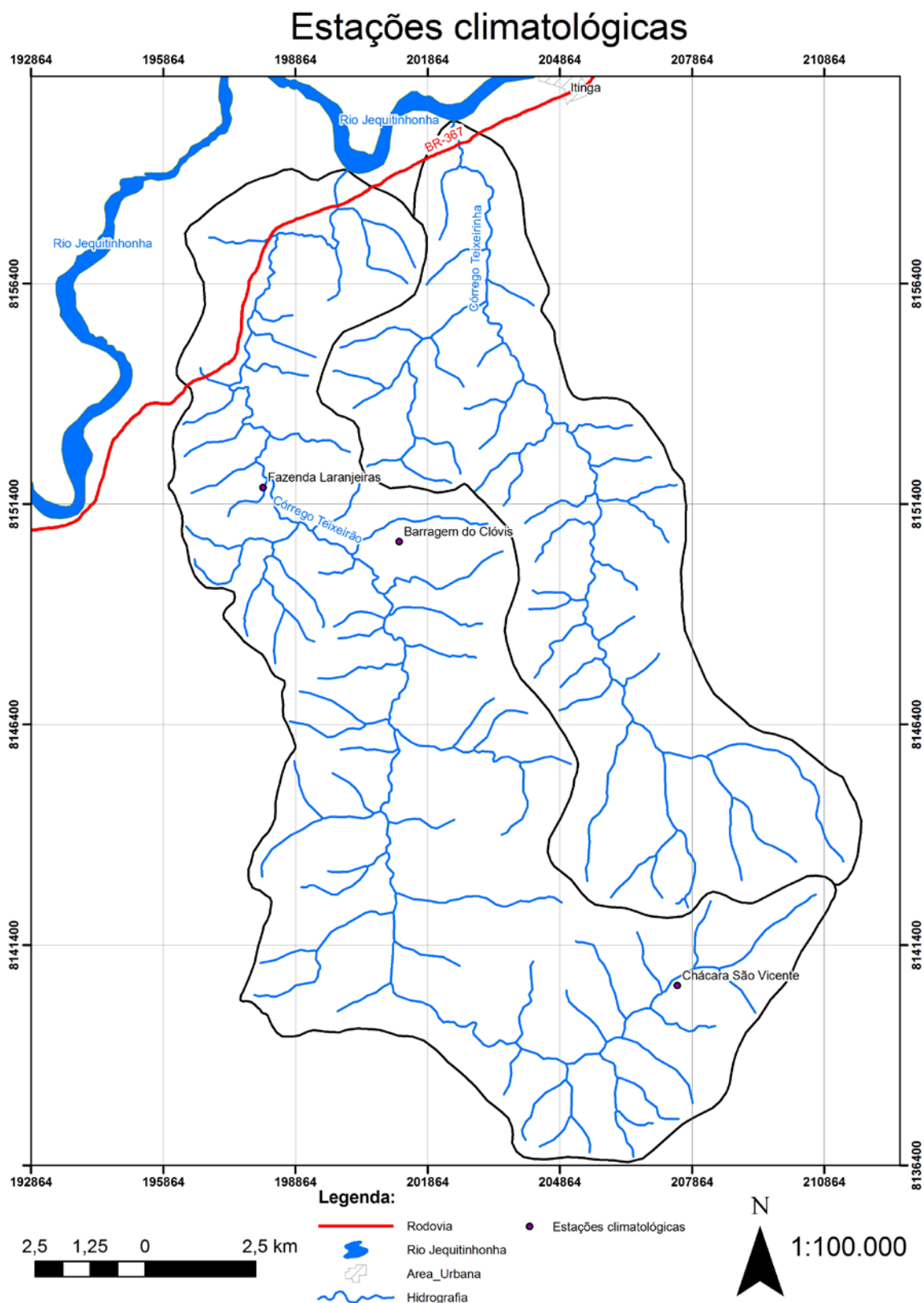


Figura 4.27 - Estações evaporimétricas localizadas na bacia do Teixeira

Foram implantadas uma estação convencional, localizada na Barragem do Clóvis, e duas digitais da marca Squiter, localizadas na Chácara São Vicente e na Fazenda Laranjeiras.

A estação evaporimétrica da Barragem do Clóvis conta com um pluviômetro, um pluviógrafo e um tanque “Classe A” com anemômetros e termômetros. As estações da Squiter contam com pluviômetros com data logger, piranômetros e medidores de velocidade do vento.

As informações disponibilizadas a partir do tanque evaporimétrico “Classe A” são as leituras do nível do tanque, os complementos e as alturas de diárias de precipitação. Dessa maneira, para calcular a evaporação diária em mm, utilizam-se as seguintes equações:

$$c_{i-1} = 0 \rightarrow E_i = l_{i-1} + P_i - l_i \quad (4.2)$$

$$c_{i-1} \neq 0 \rightarrow E_i = c_{i-1} + P_i - l_i \quad (4.3)$$

sendo: E – evaporação; c – complemento (volume de água adicionada ao tanque); l – leitura no Tanque; P – Precipitação; todos em mm.

A estação da Barragem do Clóvis foi instalada pela ANA em 2004 e as estações automatizadas da Squitter em 2009. A estação meteorológica foi configurada para registrar dados de chuva, radiação solar, velocidade do vento, temperatura e umidade relativa do ar em intervalos de 1 hora.

A estação da Barragem do Clóvis permitiu calcular a ETP utilizando os dados obtidos no tanque “Classe A” e, para o cálculo da ETo, foram utilizados os dados obtidos nas estações climatológicas automatizadas.

A estação climatológica automatizada forneceu dados climatológicos médios horários necessários para a aplicação da fórmula combinada de Penman-Monteith.

O índice de aridez na região foi calculado utilizando-se a seguinte expressão estabelecida pela FAO/UNESCO:

$$IA = \frac{P}{ETP} \quad (4.4)$$

4.2.3 Intercepção

O estudo da intercepção na bacia do córrego Teixeira foi realizado na Fazenda Laranjeiras (Figura 4.28), em uma área vegetada escolhida por representar a cobertura vegetal característica da região.

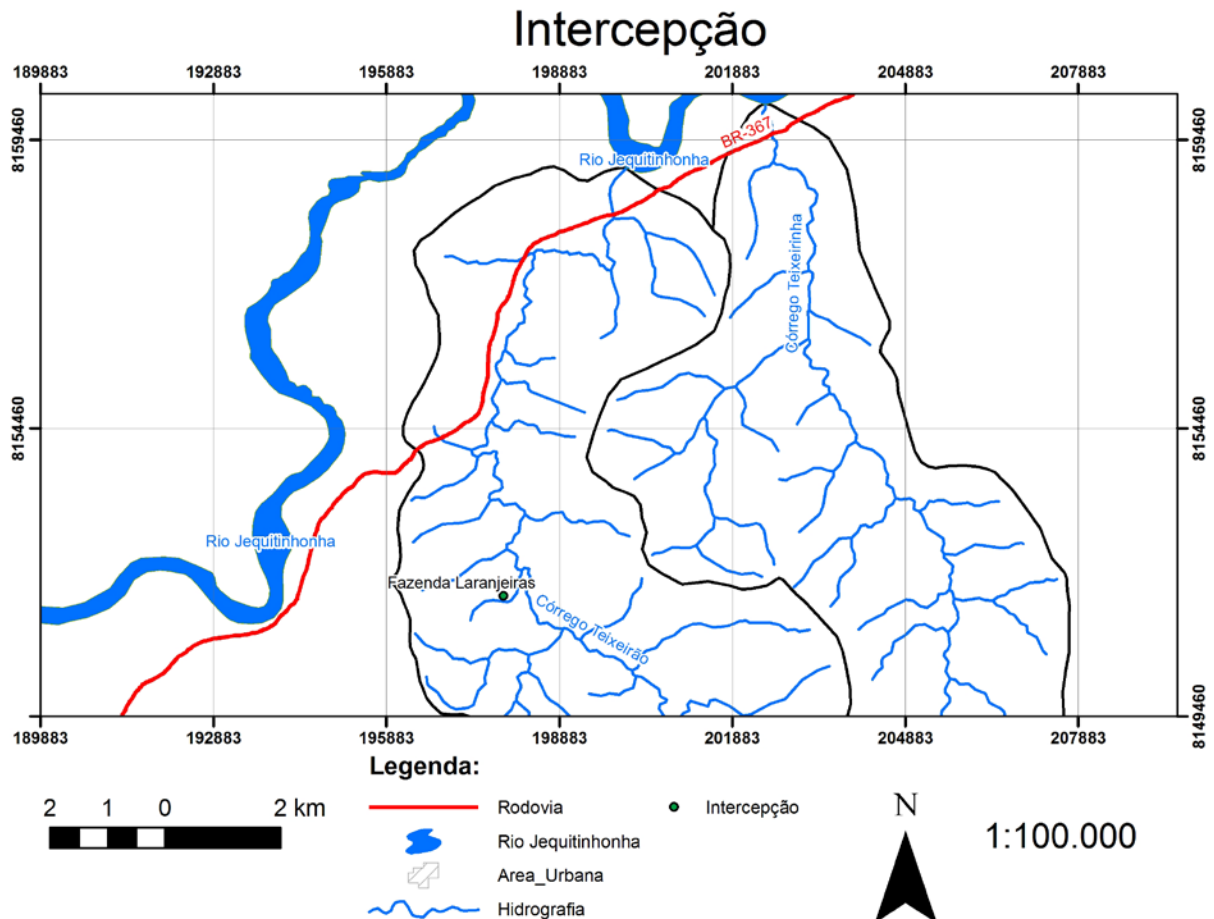


Figura 4.28 - Mapa com a localização do monitoramento da perda por intercepção

Para a realização desse monitoramento delimitou-se uma área de 10 metros por 10 metros, e posteriormente realizou-se sua divisão em 25 áreas internas de 2 metros por 2 metros. De forma aleatória foram distribuídos 10 baldes de 8 litros nessas 25 áreas (Figuras 4.29, 4.30, 4.31 e 4.32), de modo a permitir medir a precipitação que atravessa a vegetação (precipitação interna).

Inicialmente, os baldes foram colocados em locais que permitiam a sua movimentação na área delimitada. Pouco tempo após o início do monitoramento, percebeu-se que os proprietários

estavam utilizando a área para a pastagem e que alguns animais estavam derrubando os equipamentos, dificultando a movimentação dos mesmos na área. Para evitar a situação de perda de dados, os baldes foram deslocados para os locais onde os animais não os derrubariam mais.

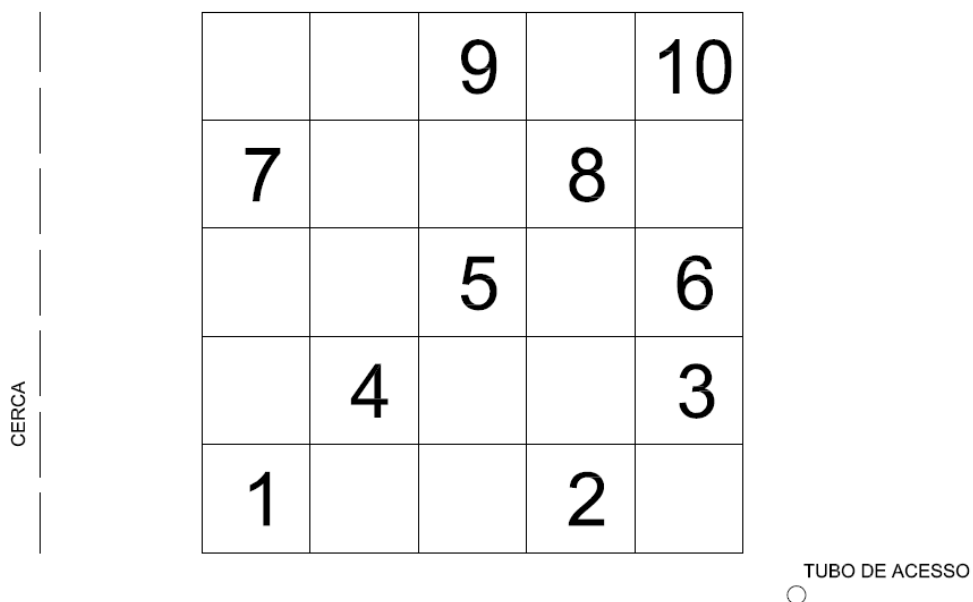


Figura 4.29 - Esquema mostrando a distribuição dos baldes na área delimitada



Figura 4.30 - Baldes utilizados no monitoramento da interceptação



Figura 4.31 - Vegetação da área selecionada



Figura 4.32 - Pluviômetros utilizados

Em março de 2010, foram introduzidos nessa mesma área 06 pluviômetros (Figura 4.33), que foram instalados embaixo das copas das árvores e em locais onde não existissem baldes. Em outubro de 2011 as medições passaram a ser realizadas somente com o uso de 5 pluviômetros, pois um dos pluviômetros precisou ser deslocado para uma área aberta, devido aos problemas enfrentados com a estação climatológica instalada na área em estudo. Na mesma data, o monitoramento realizado com o uso dos baldes foi finalizado. A decisão de não substituí-los deve-se às dificuldades na leitura e limpeza dos equipamentos durante a realização do monitoramento, e à fragilidade dos mesmos quanto às variações climáticas e à acidez do solo que ocasionou perda de resistência do plástico e rachaduras que não permitiam mais o seu

uso. Devido à presença de animais soltos na área, decidiu-se não realizar a movimentação dos pluviômetros na área, instalando-os próximos a locais relativamente mais fechados.

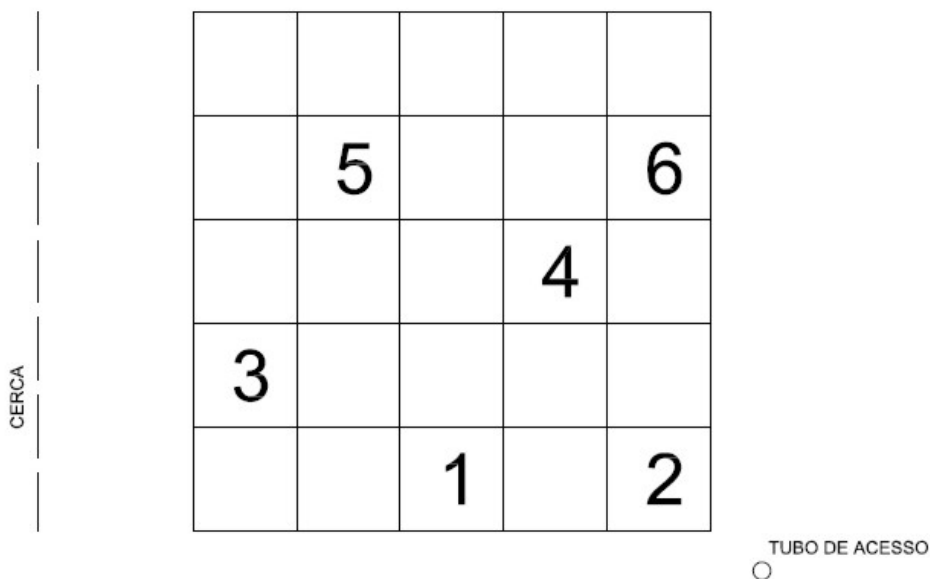


Figura 4.33 - Esquema mostrando a localização dos pluviômetros na área delimitada

Na realização deste trabalho, a precipitação que escoava pelos troncos não foi medida devido a dificuldades apresentadas para a instalação dos equipamentos necessários para a coleta da água escoada nos troncos das árvores. Também, não foi instalado um pluviômetro para o monitoramento da precipitação acima da copa das árvores, os dados de chuva necessários para o cálculo da perda por interceptação foram obtidos do pluviômetro instalado na estação climatológica de Fazenda Laranjeiras, localizado a aproximadamente 200 metros do local de realização do experimento. A não realização do monitoramento nesse ponto representa uma pequena parcela de erro, o que não acarretaria nenhuma perda para a análise dos dados.

4.2.4 Caracterização física do solo

Para a caracterização física do solo, foram coletadas amostras em áreas próximas aos locais onde foram instalados os tubos de acesso de umidade.

As amostras foram analisadas no Laboratório de Geociências do Centro Universitário do Leste de Minas Gerais (Unileste). Nesse laboratório, foi realizada uma análise granulométrica dos solos coletados conforme o método prescrito na norma técnica NBR 7181 (ABNT, 1984).

As amostras foram coletadas em 27 pontos nas camadas de medição da umidade do solo que são medidas pela sonda Delta-T, quais sejam: 100, 200, 300, 400, 600 e 1000 mm.

Os equipamentos e acessórios utilizados são listados a seguir:

- trados;
- sacos plástico de diferentes tamanhos;
- enxadas; e
- espátulas.

Para a realização da retirada da amostra, inicialmente fez-se uma limpeza no local de trabalho, retirando a vegetação superficial, raízes e qualquer outra matéria estranha ao solo, para só depois se iniciar o processo de coleta de amostra. As amostras foram coletadas nas cotas inicialmente estabelecidas com o auxílio de um trado. A sondagem a trado é regulada pela NBR 9603/86 (ABNT, 1986b).

A amostra foi colocada em saco de lona ou plástico resistente, identificada por meio de uma etiqueta amarrada à “boca” do saco e contendo informações sobre o local, número, profundidade e data da amostragem. As amostras coletadas foram armazenadas em um local refrigerado e posteriormente encaminhadas ao laboratório do UnilesteMG.

Durante o período de armazenamento no laboratório, tomou-se cuidado para que a amostra permanecesse em câmara úmida saturada, em local seguro e que não fosse movimentada sem necessidade. Adicionalmente, a etiqueta esteve sempre visível e legível.

4.2.5 Infiltração

A infiltração de água no solo foi quantificada utilizando-se um infiltrômetro de duplo anel. Na Figura 4.34 apresentam-se os locais onde foram instalados os infiltrômetros em campo. Para a realização da experiência procurou-se um ponto que permitisse a inserção dos anéis no solo. Foi verificado se o solo não se encontrava saturado de água no momento do monitoramento.

Infiltrômetros

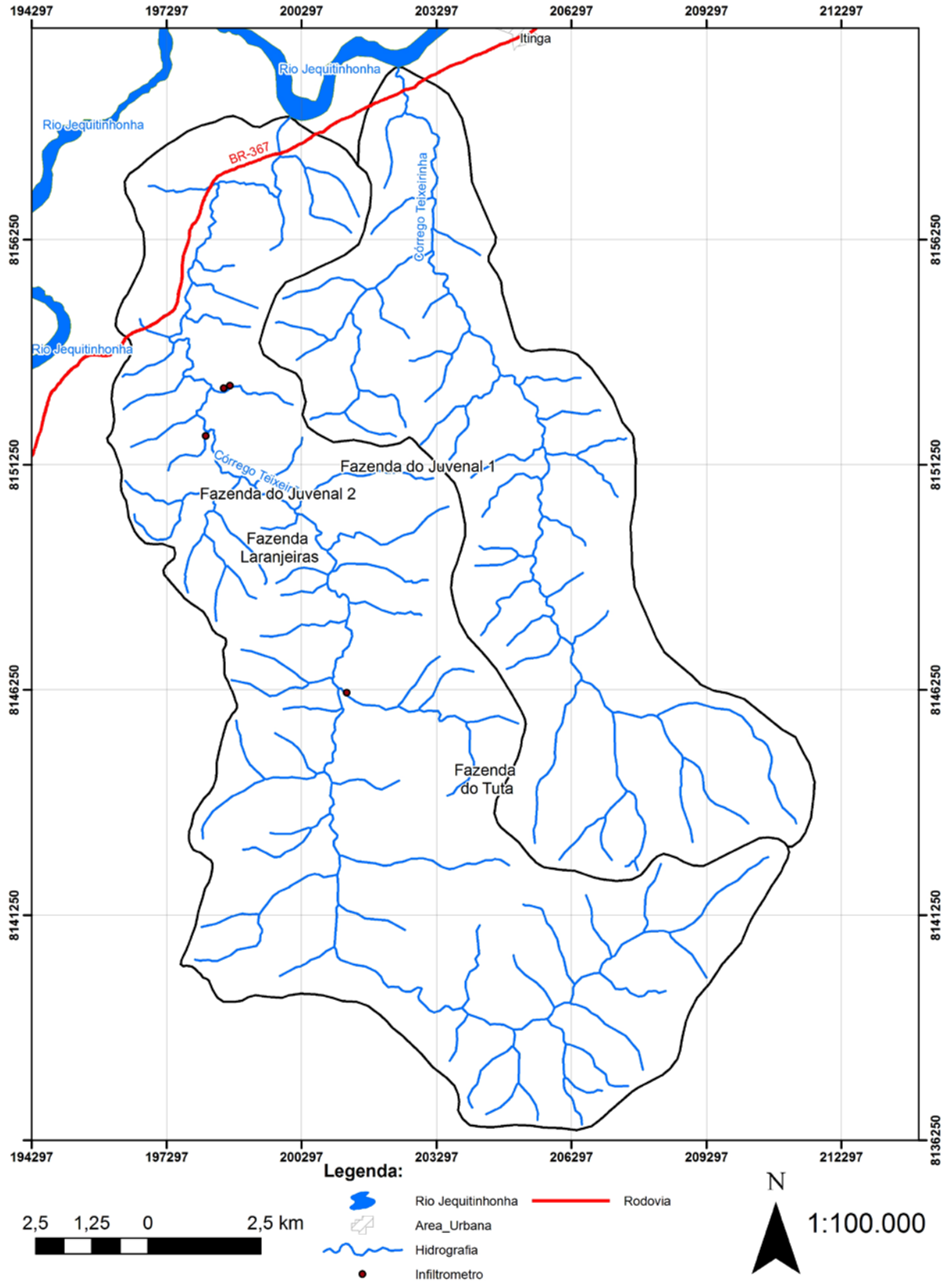


Figura 4.34 - Localização dos pontos do experimento da infiltração

Não foi possível realizar o monitoramento de infiltração na Chácara São Vicente, na Foz do córrego Teixeira e na Barragem do Clóvis por problemas decorrentes ao deslocamento dos equipamentos e a disponibilidade de água no local.

Para a realização desse teste foram utilizados os seguintes materiais:

- Anéis metálicos com diâmetro de 30 e 60 cm;
- 6 Garrafas d'água de 10 L;
- Água;
- 2 Reservatórios;
- Marreta;
- Cronômetro; e
- Caderno de anotações.

O anel do infiltrômetro foi inserido no solo a uma profundidade de 15 cm e os reservatórios de água foram preenchidos conforme ilustrado na Figura 4.35. Com o auxílio do cronômetro registrou-se a variação do nível d'água em um dos reservatórios, e procedeu-se à leitura dos dados nos tempos de 2, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, 120 minutos.



Figura 4.35 - Infiltrômetro instalado em campo

4.2.6 Escoamento superficial

As medições de vazão do córrego Teixeira e Teixeiraíha têm sido realizadas nas pontes rodoviárias da BR-387 que permitem a travessia dos respectivos cursos d'água. Na Figura 4.36 é apresentada a localização das seções fluviométricas.

O monitoramento é realizado por um linígrafo e na seção de controle de vazão foi instalada uma régua linimétrica para construção da curva-chave e estimativa da vazão. Devido à alta mobilidade do material arenoso, o perfil da seção transversal muda frequentemente.

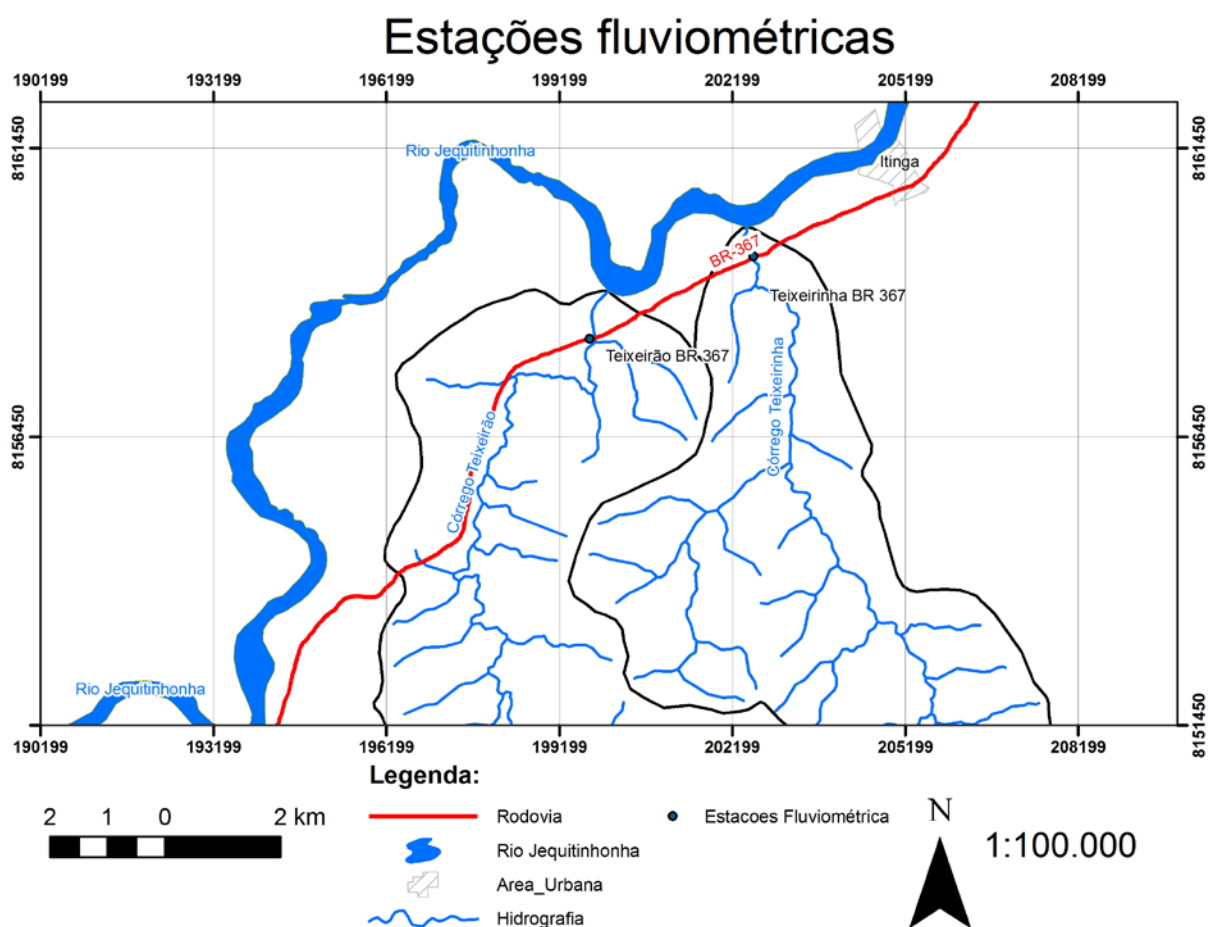


Figura 4.36 - Mapa com a localização das seções fluviométricas

Nas Figuras 4.37 e 4.38 apresentam-se, respectivamente, as curvas-chave do córrego Teixeira e Teixeiraíhas.

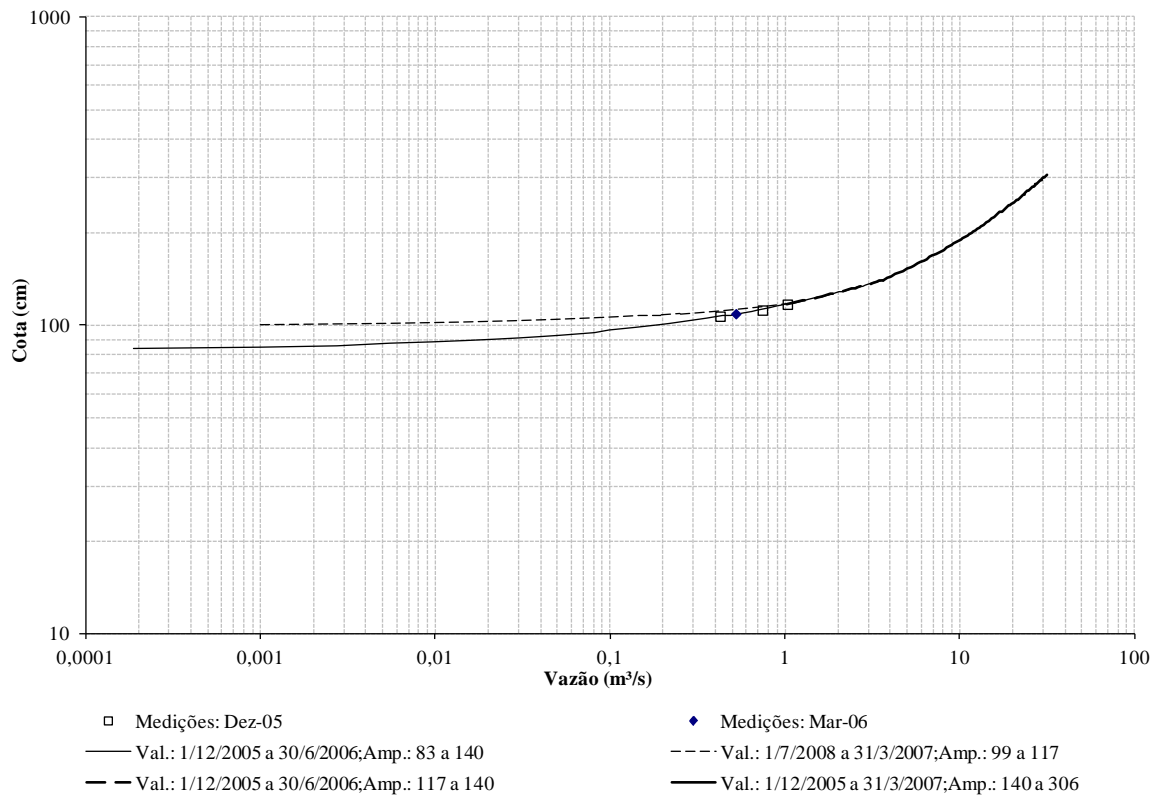


Figura 4.37 - Curva-chave do córrego Teixeira
 Fonte: Curva definida pela CPRM

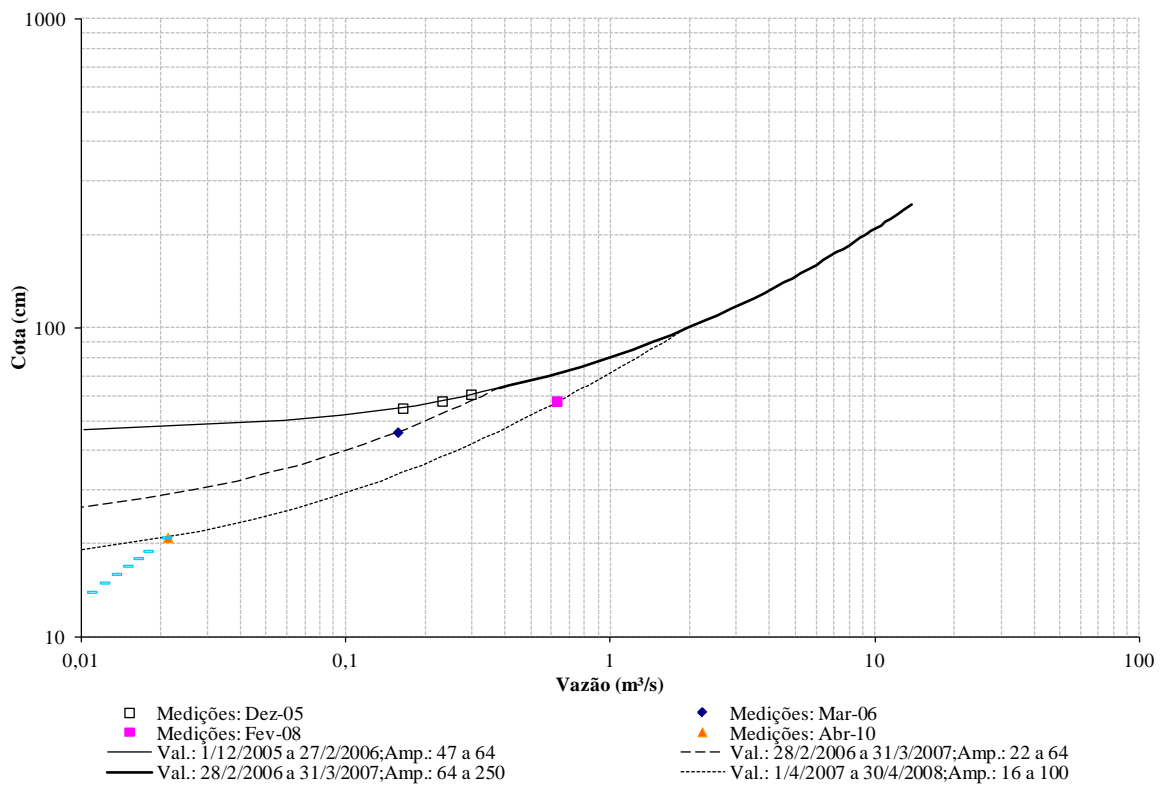


Figura 4.38 - Curva-chave do córrego Teixeirainha
 Fonte: Curva definida pela CPRM

Nas curvas-chave apresentadas nas Figuras 4.37 e 4.38 observa-se que a quantidade de pontos obtidos em campo para sua determinação é muito pequena. As medições no córrego Teixeira foram realizadas em dezembro de 2005 e março de 2006, e no córrego Teixeira além dessas datas foram realizadas campanhas em fevereiro de 2008 e abril de 2010. As curvas-chave foram obtidas para medições de vazões realizadas para pequenos valores, e que as curvas-chave obtidas foram extrapoladas para determinar valores de vazão maiores e menores. A essa extrapolação acrescenta mais dúvidas e incertezas nos valores das grandes vazões a serem obtidas no curso d'água em análise.

Nas Figuras 4.39 e 4.40 apresentam-se duas seções transversais levantadas no córrego Teixeira próximo ao local de medição. Nas Figuras 4.41, 4.42 e 4.43 apresentam-se duas seções transversais levantadas no córrego Teixeira próximo ao local de medição.

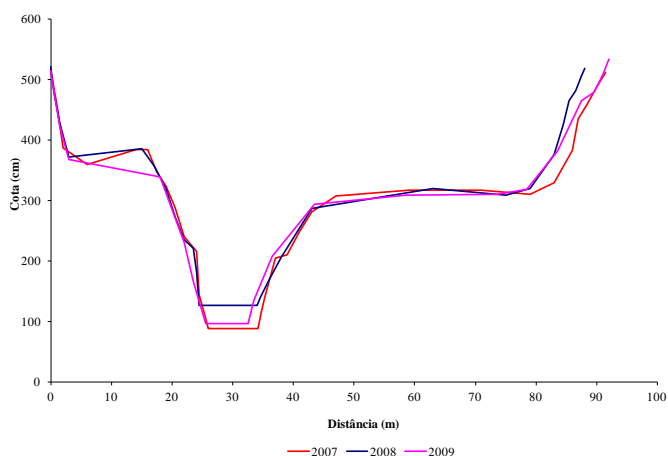


Figura 4.39 - Seção transversal do córrego Teixeira levantada logo a jusante da ponte BR-367

Fonte: Seção fornecida pela CPRM

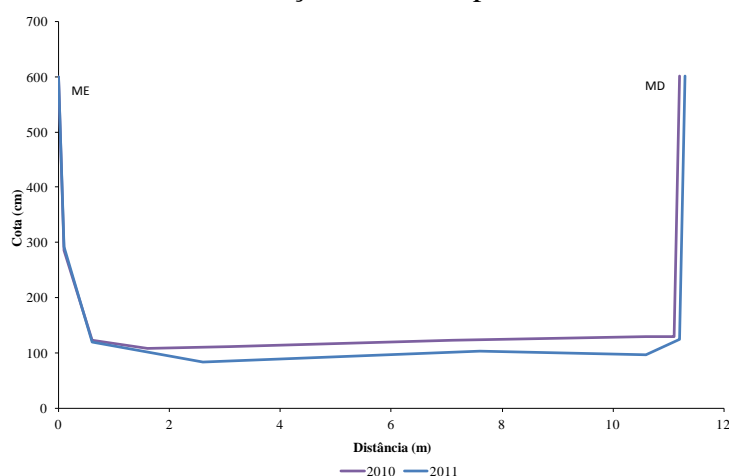


Figura 4.40 - Seção transversal do córrego Teixeira levantada na ponte BR-367

Fonte: Seção fornecida pela CPRM

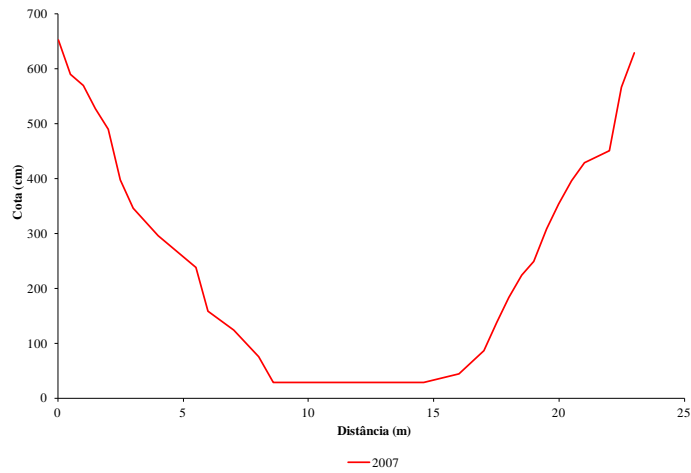


Figura 4.41 - Seção transversal do córrego Teixeira levantada logo a jusante da ponte BR-367

Fonte: Seção fornecida pela CPRM

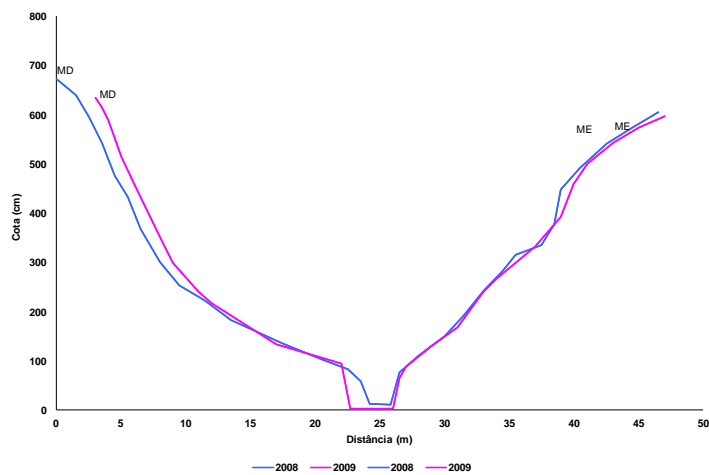


Figura 4.42 - Nova seção transversal de medição do córrego Teixeira levantada 20 metros a jusante da Figura 4.41

Fonte: Seção fornecida pela CPRM

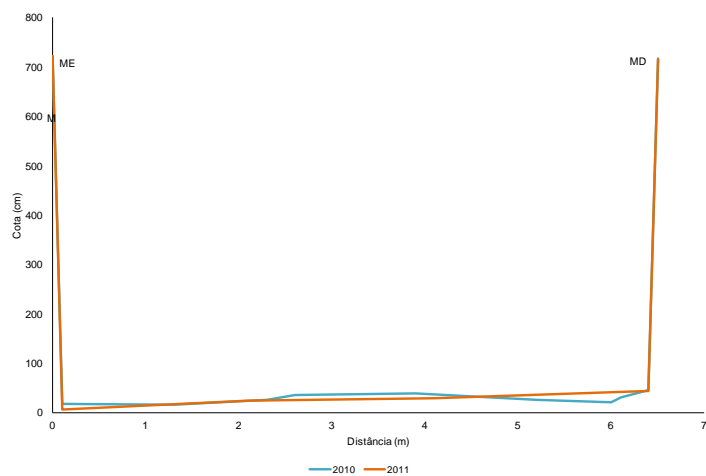


Figura 4.43 - Seção transversal do córrego Teixeira levantada na ponte BR-367

Fonte: Seção fornecida pela CPRM

4.2.7 Água no solo

O monitoramento da água no solo consistiu de medições de umidade do solo e de pressão da água no solo em diferentes pontos da bacia do córrego Teixeira, de níveis de quatro piezômetros instalados próximos a esse curso d'água (todos de uma mesma seção transversal) e de níveis d'água de quatro poços de observação.

O monitoramento da umidade do solo foi realizado por meio de medições pontuais utilizando uma sonda de capacitância da empresa “Delta-T Devices” e um conjunto de tensiômetros da empresa “Soil Moisture”.

Um conjunto básico Delta T é composto por uma sonda emissora/receptora, tubos de acesso em material plástico composto altamente resistente, sistema digital portátil para entrada de informações, leitura e armazenamento de dados, além de uma série de equipamentos auxiliares para instalação dos tubos de acesso no campo (trados, base niveladora, marreta percussiva etc).

O dispositivo eletrônico da sonda de perfil PR2/6 está embarcado em um tubo de policarbonato, com aproximadamente 2,5 cm de diâmetro externo e pouco mais de um metro de comprimento, devidamente montado para medir a umidade do solo nas profundidades de 100, 200, 300, 400, 600 e 1000 mm (Delta T Devices Ltd, 2008). Para a leitura, a sonda é inserida no tubo de acesso instalado em campo.

O tubo de acesso é composto por uma fina parede de material translúcido que maximiza a transferência, no solo, do campo eletromagnético gerado pelos sensores (Figura 4.44). O tubo deve ser introduzido no solo utilizando equipamentos próprios para sua instalação de modo a evitar a formação de vazios entre a parede desse tubo e o solo, pois esses vazios podem diminuir a precisão das medidas realizadas pela sonda. A leitura dos dados pela sonda é realizada por um equipamento denominado HH2.

O funcionamento da sonda Delta T é simples: quando energizada, a mesma gera um sinal de 100 MHz (similar a ondas de rádio FM), que é aplicado nos pares de anéis de aço inoxidáveis que transmitem um campo eletromagnético no solo que se estende por um raio aproximado de 100 mm; após a detecção da amplitude da onda de retorno, indiretamente é estimado o

conteúdo de água próximo aos sensores por meio do valor correspondente da onda de retorno ou permissividade do meio (Delta T Devices Ltd, 2008).

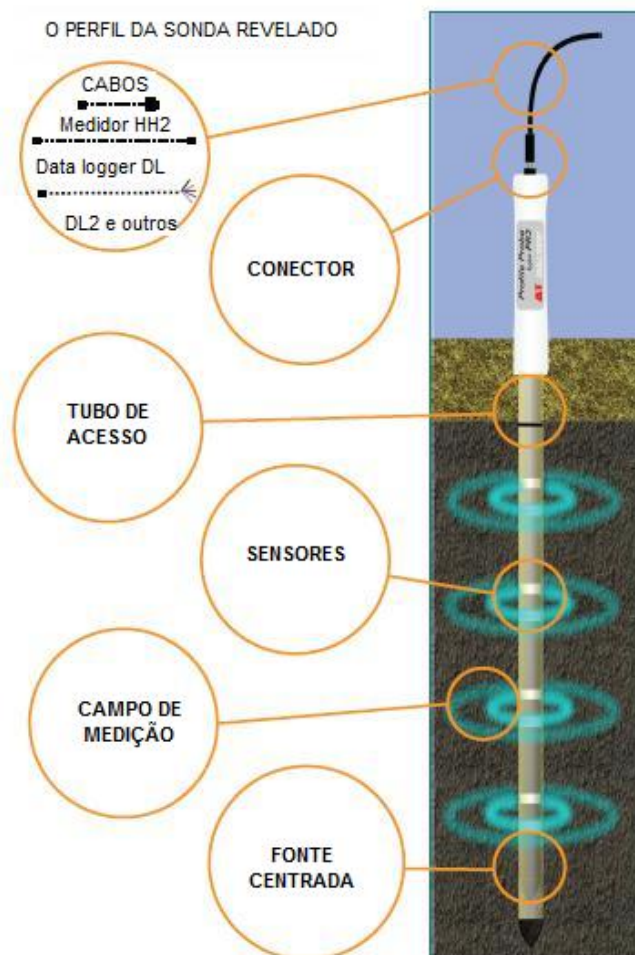


Figura 4.44 - Esquema de funcionamento da Sonda Delta-T
Fonte: Adaptado de Delta T Devices Ltd (2004)

A permissividade relativa é também conhecida como constante dielétrica, cujos valores dos grãos de solos variam de 4 a 8 F/m, a do ar é de 1 F/m, e a da água é de aproximadamente 80 F/m. A presença de umidade no solo, ainda que mínima, altera sensivelmente a sua permissividade, possibilitando assim que a referida grandeza possa ser utilizada como medida indireta do teor de umidade (Delta T Devices Ltd, 2008).

A permissividade do solo tem uma forte influência no campo aplicado, resultando em uma produção de voltagem estável que age como uma medida simples sensível à umidade contida no solo (Delta T Devices Ltd, 2008).

Para o monitoramento do conteúdo de água no perfil do solo, em setembro e outubro de 2009 foram instalados 20 tubos de acesso feitos de fibra de vidro na bacia do córrego Teixeira. A partir de setembro de 2011 foram instalados mais 7 tubos de acesso. Na Figura 4.45 e na Tabela 4.4 apresenta-se a localização dos pontos de monitoramento.

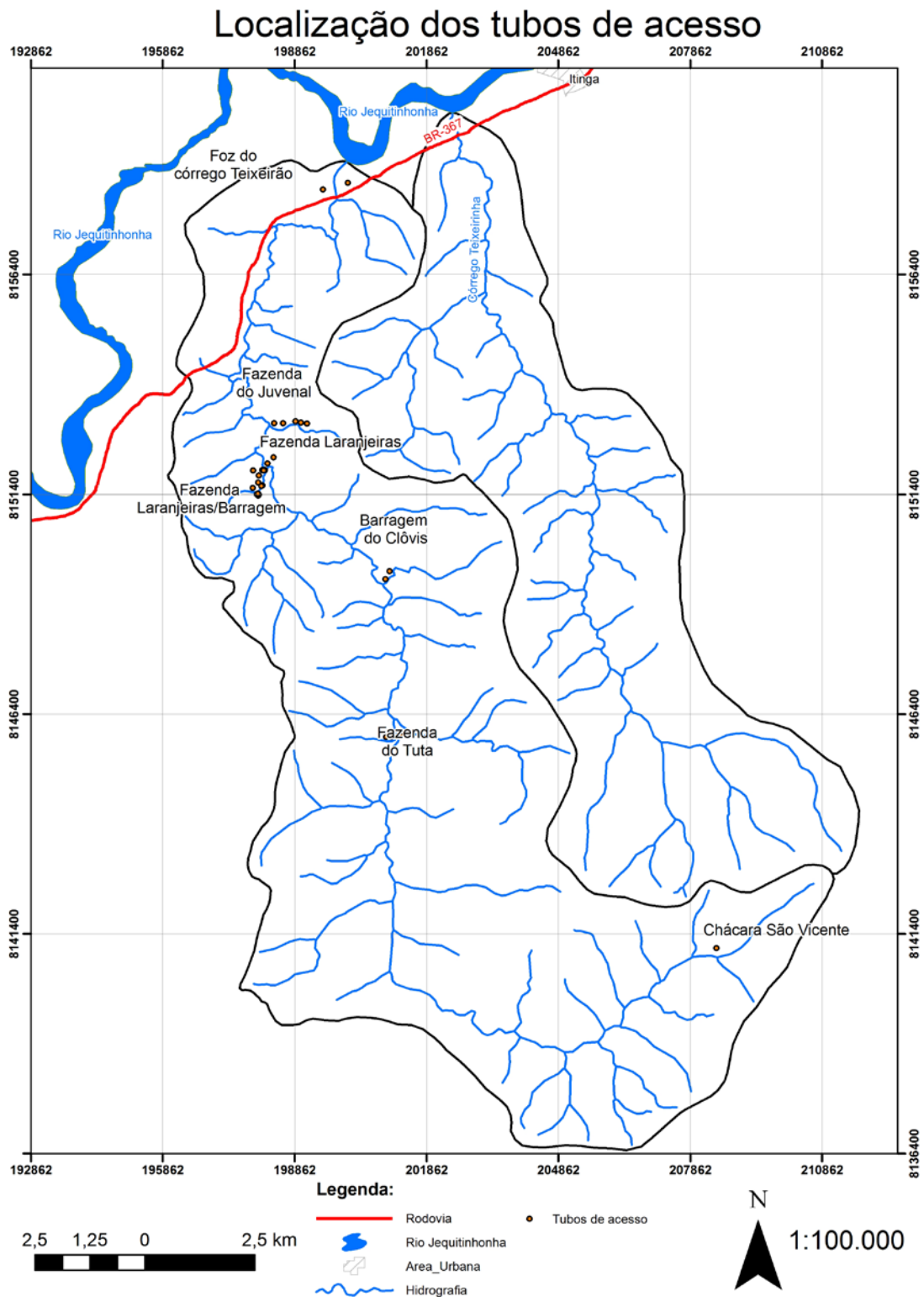


Figura 4.45 - Localização dos pontos de monitoramento de umidade do solo

Tabela 4.4 - Localização dos tubos de acesso

Área	Quantidade	Localização na bacia
Chácara São Vicente	1	Alto curso
Fazenda do Tuta	4	Médio curso
Barragem do Clóvis	2	Médio curso
Fazenda Laranjeiras	6	Médio curso
Fazenda Laranjeiras/Barragem	7	Médio curso
Fazenda do Juvenal	5	Médio curso
Foz do córrego Teixeira	2	Baixo curso

Buscou-se instalar os tubos de acesso em pontos representativos da bacia, os quais foram determinados em visita de campo, considerando sua localização na bacia, os acessos disponíveis e a permissão dos proprietários para a coleta de dados. Em alguns pontos da bacia buscou-se determinar um perfil da umidade do solo, considerando o perfil do terreno, a vegetação e a localização do curso d'água.

Com auxílio de imagens do Google Earth, são apresentados nas Figuras 4.46, 4.47, 4.48, 4.49, 4.50, 4.51 e 4.52 os pontos de monitoramento da umidade do solo, respectivamente, na Chácara São Vicente, na Barragem do Clóvis, na Fazenda do Tuta, na Fazenda Laranjeiras, na Fazenda Laranjeiras/Barragem, na Fazenda do Juvenal e na Foz do córrego Teixeira.



Figura 4.46 - Localização do ponto de monitoramento de umidade na Chácara São Vicente
 Fonte: Google Earth (2012)



Figura 4.47 - Localização do ponto de monitoramento de umidade na Fazenda do Tuta
 Fonte: Google Earth (2012)



Figura 4.48 - Localização dos pontos de monitoramento de umidade na Barragem do Clóvis
 Fonte: Google Earth (2012)



Figura 4.49 - Localização dos pontos de monitoramento de umidade na Fazenda Laranjeiras
 Fonte: Google Earth (2012)



Figura 4.50 - Localização dos pontos de monitoramento na Fazenda Laranjeiras/Barragem
Fonte: Google Earth (2012)



Figura 4.51 - Localização do ponto de monitoramento na Fazenda do Juvenal
Fonte: Google Earth (2012)

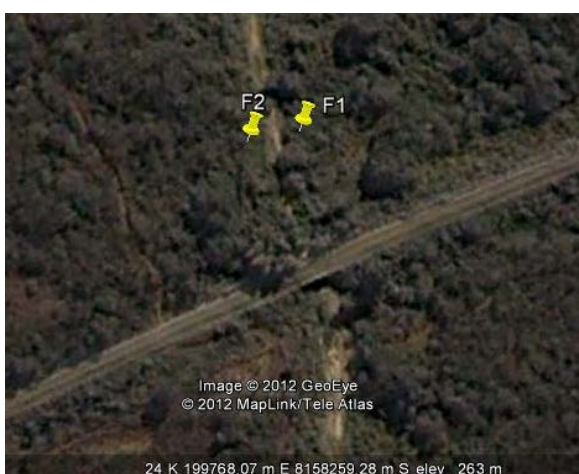


Figura 4.52 - Localização dos pontos de monitoramento de umidade na Foz do córrego
Teixeirão
Fonte: Google Earth (2012)

Nas Figuras 4.53, 4.54, 4.55, 4.56, 4.57, 4.58 e 4.59 são apresentados esquemas dos perfis do terreno com os locais de instalação dos tubos de acesso, respectivamente, na Chácara São Vicente, na Barragem do Clóvis, na Fazenda do Tuta, na Fazenda Laranjeiras, Fazenda Laranjeiras/Barragem na Fazenda do Juvenal e na Foz do córrego Teixeiraão.

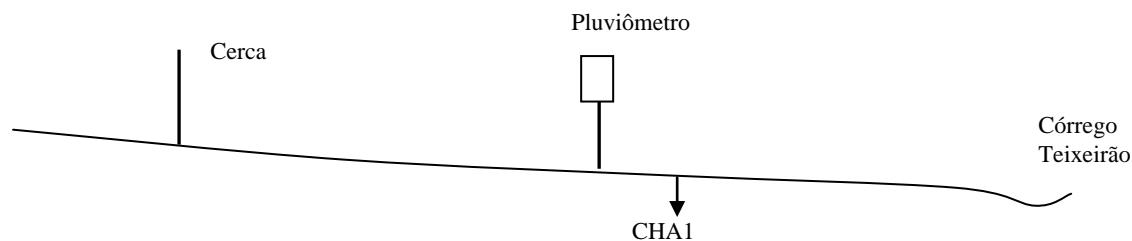


Figura 4.53 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso CHA1 (Chácara São Vicente - área de pasto sujo)

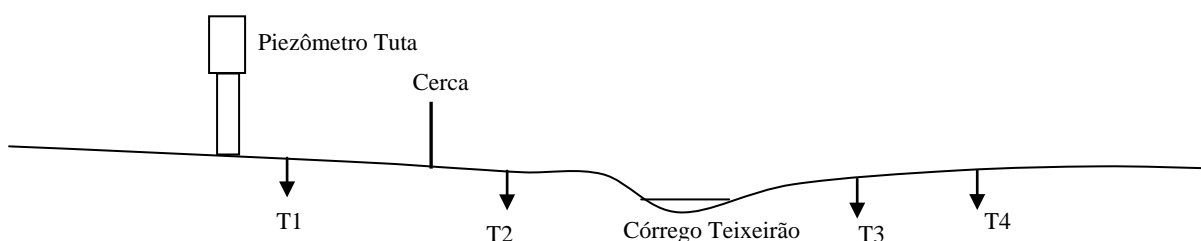


Figura 4.54 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso T1, T2, T3 e T4 (Fazenda do Tuta - área de pasto sujo)

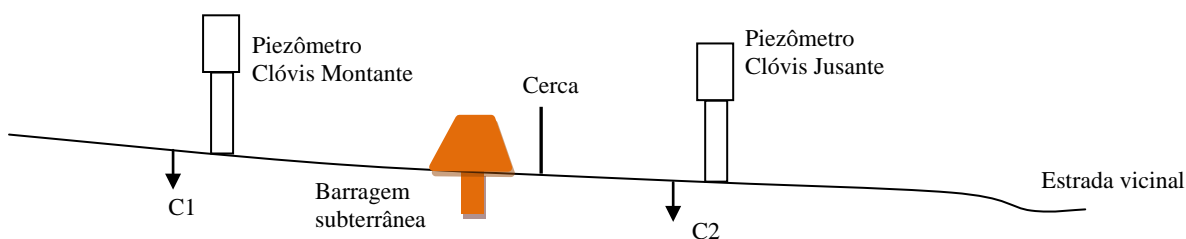


Figura 4.55 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso C1 e C2 (Barragem do Clóvis - C1: área de plantio; C2: área de pasto sujo)

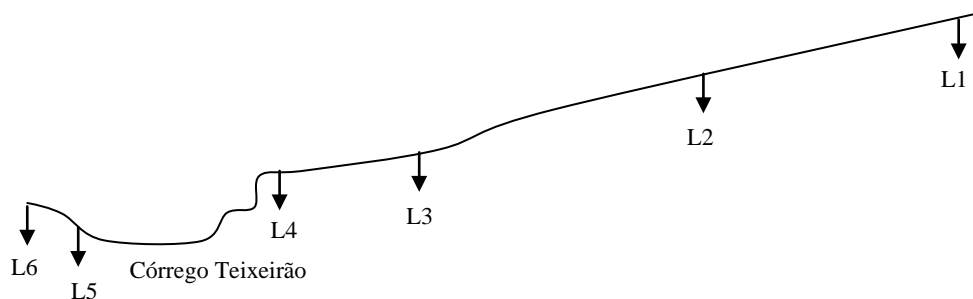


Figura 4.56 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso L1, L2, L3, L4, L5 e L6 (Fazenda Laranjeiras - L1: área vegetada; L2 a L5: pasto sujo; L6: área vegetada)

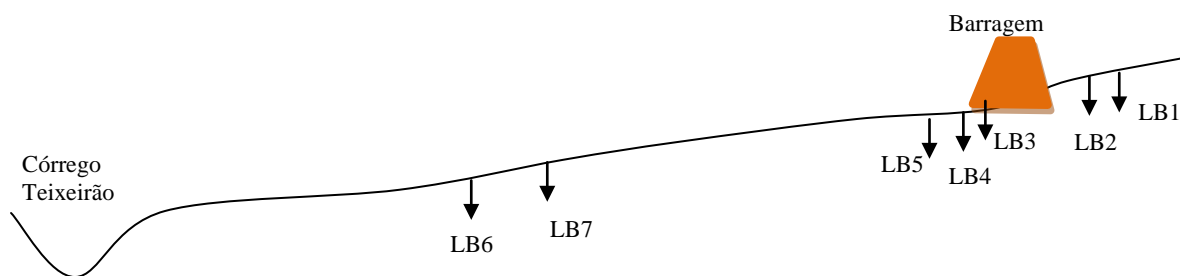


Figura 4.57 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso LB1, LB2, LB3, LB4, LB5, LB6 e LB7 (Fazenda Laranjeiras/Barragem - área de pasto sujo)

A barragem existente foi construída pelo proprietário da Fazenda Laranjeiras para armazenar água durante o período seco e aumentar a taxa de infiltração na área.

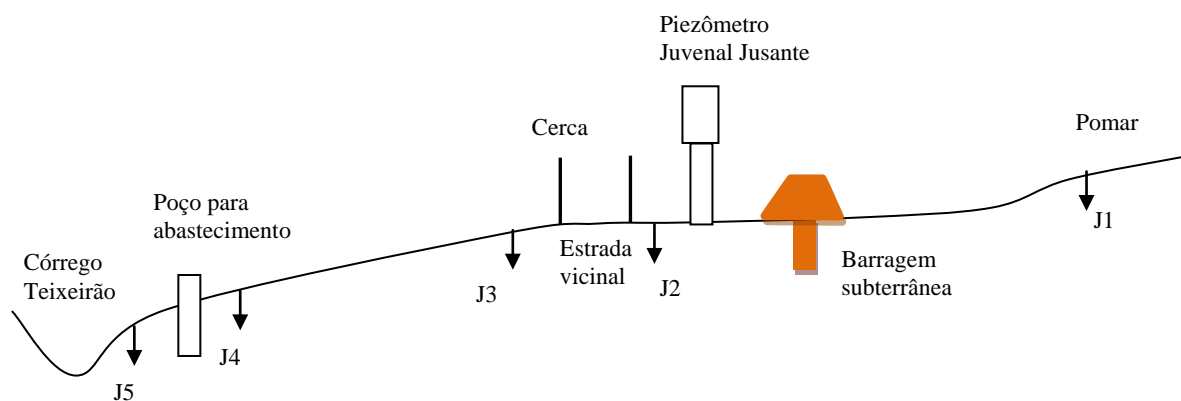


Figura 4.58 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso J1, J2, J3, J4 e J5 (Fazenda do Juvenal)

O tubo de acesso do ponto J1 foi instalado em um local onde existe um pomar e plantações, pouco a montante da área de influência de acúmulo superficial de água em função da parte superior da barragem subterrânea. O ponto J2 localiza-se em um local onde se plantava cana. O ponto J3 localiza-se em uma área com solo nu e que os animais domésticos são presos. Os pontos J4 e J5 localizam-se em uma área de pasto sujo, onde, em meados do ano 2011, foi instalado um poço para abastecimento de água.

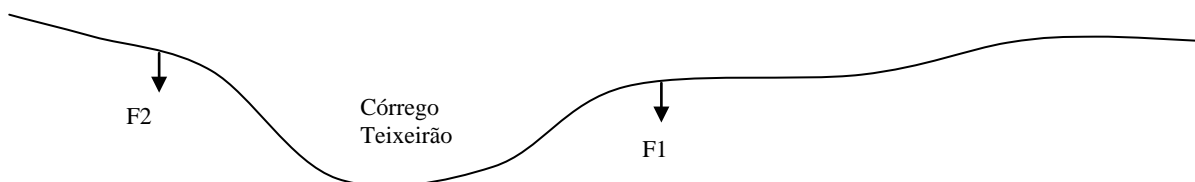


Figura 4.59 - Desenho esquemático de localização do tubo de acesso F1 e F2 (Foz do córrego Teixeira - área de pasto sujo)

A instalação dos tubos e a coleta de amostras para análise granulométrica do solo (item 4.2.4) foram iniciadas em 15/09/2009 e finalizadas em 10/10/2009, exceto em Fazenda Laranjeiras/Barragem, as quais foram realizadas em 25/09/2011. A instalação foi feita de modo a garantir um bom contato entre o solo e os tubos de acesso, ficando os mesmos a cerca de 4 cm acima da superfície do solo. A frequência de monitoramento dos sensores de umidade foi mensal, sendo que em alguns pontos o intervalo de monitoramento foi diminuído a partir de setembro de 2011.

Na Fazenda do Tuta, em dezembro de 2010, foram retirados dois tubos de acesso que estavam localizados na margem esquerda do córrego Teixeira. Esses tubos estavam localizados em um ponto que sofria alagamento constante e na realização do monitoramento observou-se que os tubos estavam sempre cheio de água durante o período chuvoso. Esses tubos foram reinstalados na mesma margem, mas em uma área mais aberta e em uma cota superior.

Na Fazenda do Juvenal, em janeiro de 2011, foi necessário reposicionar os dois tubos de acesso instalados a jusante da barragem subterrânea. Esses tubos estavam localizados em uma área com problemas constantes de inundação, onde não era possível realizar o monitoramento durante o período chuvoso. Esses dois novos tubos foram instalados em pontos fora da área de inundação e próximos à barragem subterrânea.

No período de setembro de 2009 a setembro de 2011, foram realizadas 20 observações em intervalos de aproximadamente um mês, e após esse período as leituras foram realizadas da seguinte forma: intervalo mensal (Chácara São Vicente, e Foz), duas leituras semanais (Clóvis e Tuta) e uma leitura por dia (nos demais locais). Esses novos intervalos foram determinados considerando a distância dos pontos em relação à residência da observadora que realizou as leituras.

Para a medição da pressão da água no solo fez-se uso de tensiômetro, que consiste em uma cápsula porosa, geralmente de cerâmica ou porcelana, conectada a um medidor de vácuo por meio de um tubo plástico, tendo todas as partes preenchidas com água. Na Figura 4.60 são apresentadas fotos de um aparelho típico da Soil Moisture utilizado no presente trabalho.

Os tensiômetros foram instalados na Fazenda Laranjeiras, no ponto L4 (Figura 4.56). Esse ponto foi escolhido devido à proximidade da casa da observadora encarregada das leituras diárias, e também por melhor representar a umidade média na área. Nesse ponto, os tensiômetros foram instalados nas profundidades de 100, 200, 300, 400, 600 e 1000 mm.



Figura 4.60 - Tensiômetro
Fonte: Soil Moisture (2012)

O funcionamento do tensiômetro é simples: após estar completamente cheio de água e em solo saturado, nenhuma água passará pela cápsula e não haverá vácuo. À medida que o solo seca, a água sai do aparelho através da cápsula porosa, criando um vácuo no interior do tubo equivalente à tensão da água no solo e as leituras de vácuo no manômetro (kPa) conectado ficam mais altas. De forma inversa, após uma chuva a umidade do solo é aumentada e a água passa do solo para o tensiômetro através da cápsula e as leituras de vácuo ficam mais baixas.

Durante o desenvolvimento do trabalho foram instalados quatro piezômetros rasos, na Fazenda Laranjeiras, em uma seção transversal do córrego Teixeira. Na Figura 4.61 apresenta-se o esquema de localização dos poços piezométricos rasos instalados na Fazenda Laranjeiras.

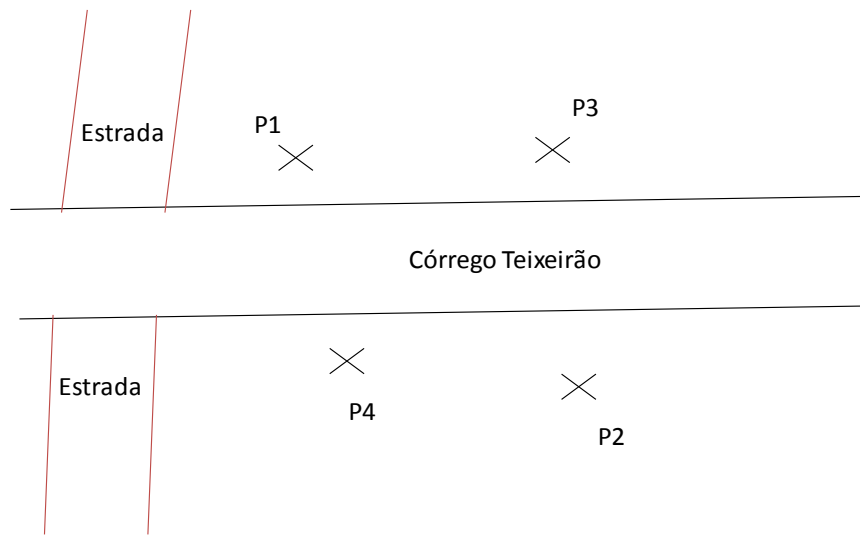


Figura 4.61 - Esquema de localização dos poços piezométricos da Fazenda Laranjeiras
 Na Figura 4.62 apresenta-se a localização dos poços piezométricos rasos na bacia do
 Teixeiraão.

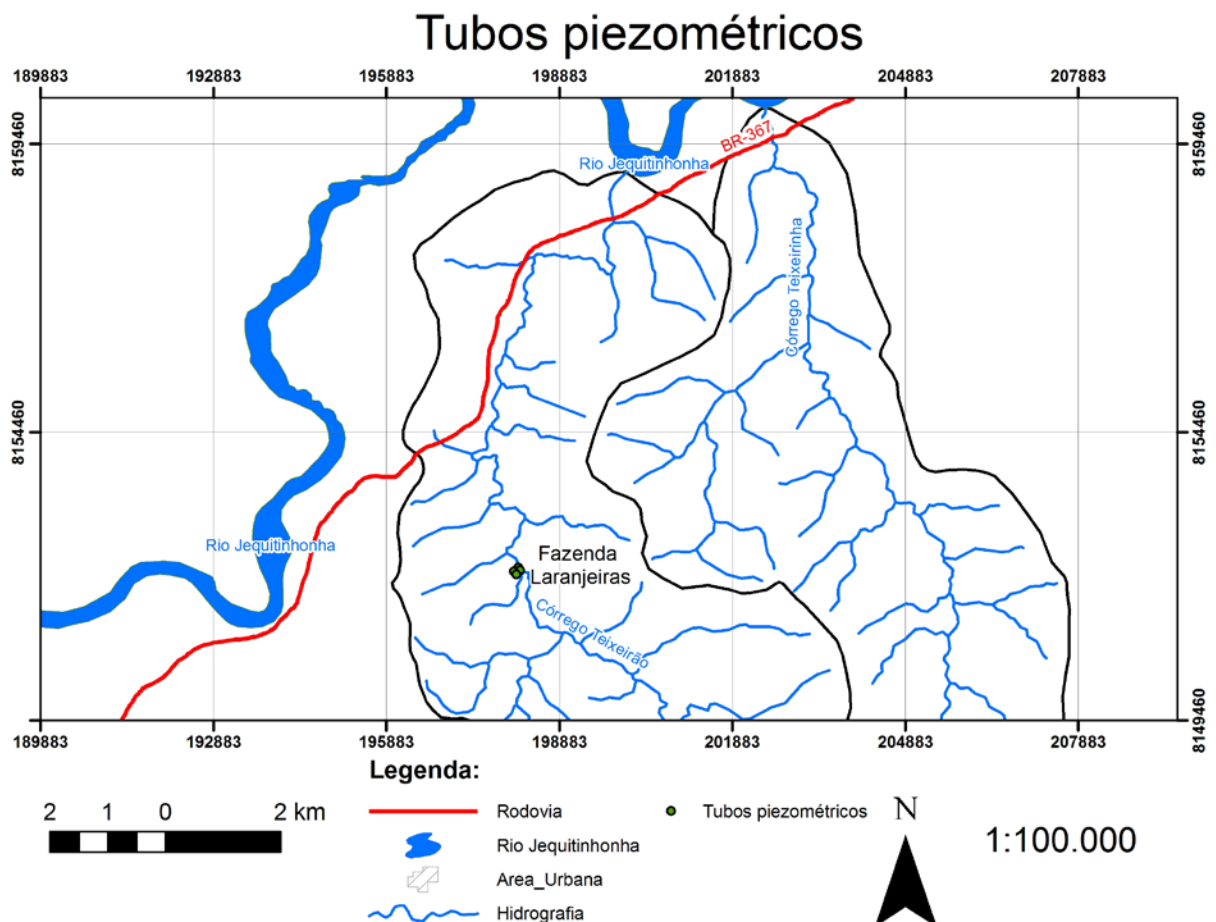


Figura 4.62 - Localização dos poços piezométricos rasos

Dois desses poços foram perfurados em outubro de 2009, um em novembro de 2009 e os outros dois em agosto de 2010, sendo que em cada margem foram perfurados dois poços em cada estação. Um quinto poço foi perfurado no leito do córrego, mas na primeira cheia de 2009 o piezômetro foi deslocado para jusante. O objetivo de implantação desses poços é analisar a interação que ocorre entre o rio e o aquífero.

Um piezômetro adicional instalado na aluvião entre os pontos 2 e 3 foi carreado pelo primeiro escoamento posterior verificado no córrego Teixeira. O objetivo de sua instalação era o de monitorar o nível piezométrico na aluvião; entretanto, observou-se que não era possível instalá-lo a uma profundidade adequada, pois outra enchente poderia carrear-lo novamente.

Na Figura 4.63 apresenta-se o esquema de construção dos poços perfurados e nas Figuras 4.64 e 4.65 são apresentadas fotografias mostrando os poços perfurados em ambas as margens.

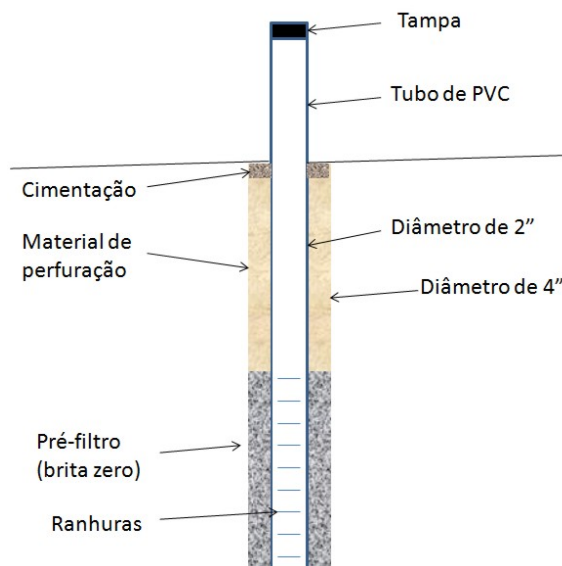


Figura 4.63 - Poço tubular para observação do nível d'água



Figura 4.64 - Poços piezométricos rasos localizados na margem direita



Figura 4.65 - Poços piezométricos rasos localizados na margem esquerda

Nas Figuras 4.66, 4.67, 4.68 e 4.69 são apresentadas as informações de cada poço piezométrico, os níveis observados foram levantados considerando como referência a parte superior da cimentação existente no poço P4. Observa-se que o poço mais raso é o P1 e o mais profundo é o P4.

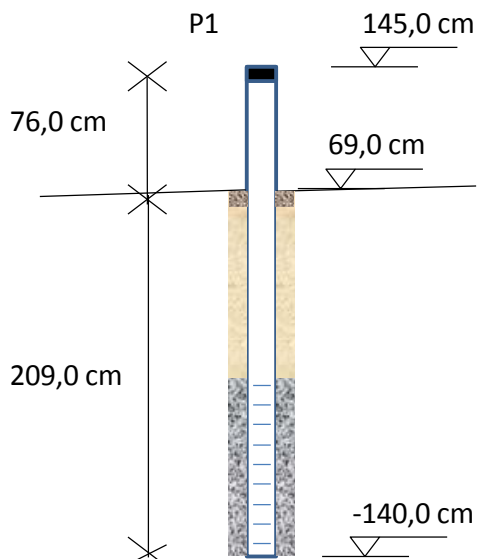


Figura 4.66 - Dados do poço piezométrico P1

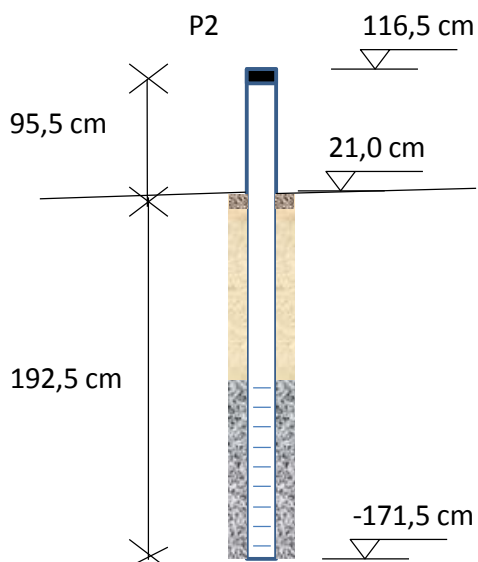


Figura 4.67 - Dados do poço piezométrico P2

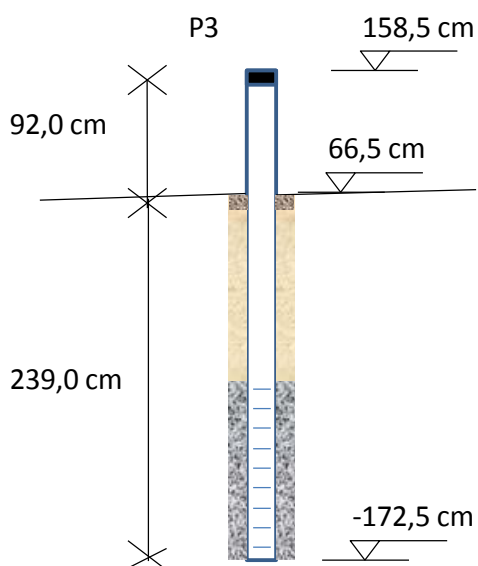


Figura 4.68 - Dados do poço piezométrico P3

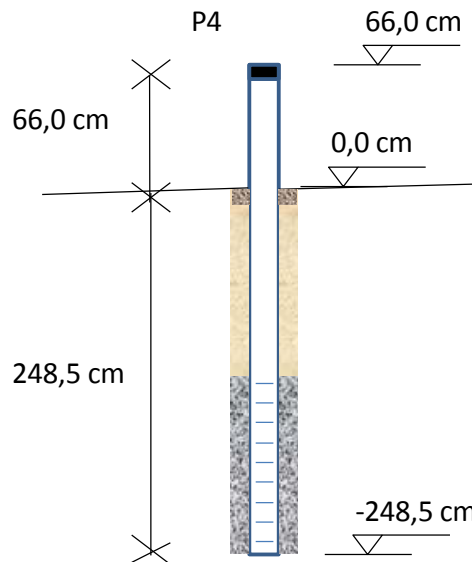


Figura 4.69 - Dados do poço piezométrico P4

Para aprimorar o conhecimento do comportamento hidrogeológico da bacia do Teixeiraão, foi iniciado, em junho de 2008, o monitoramento contínuo dos níveis piezométricos do aquífero livre da bacia, a partir da instalação de 5 piezômetros profundos, com a localização apresentada na Figura 4.70 e perfis apresentados nas Figuras 4.71, 4.72, 4.73, 4.74 e 4.75.

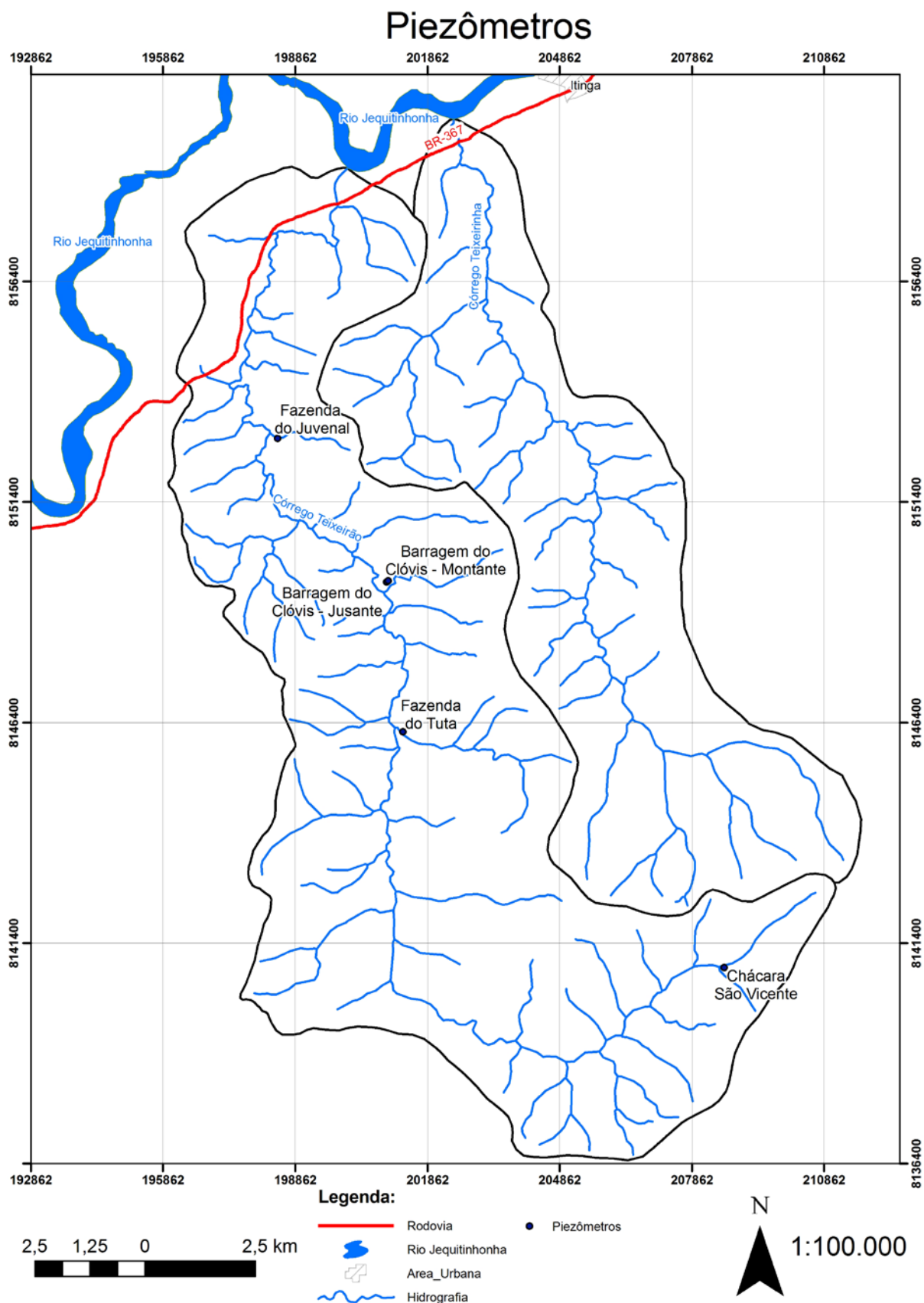


Figura 4.70 - Mapa de localização dos piezômetros

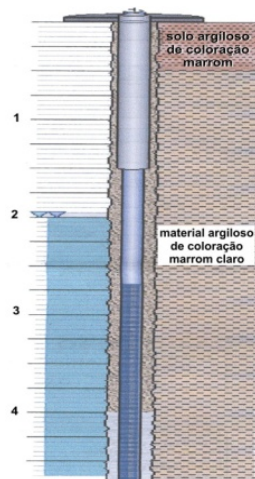


Figura 4.71 - Perfil do piezômetro da Fazenda do Juvenal jusante
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

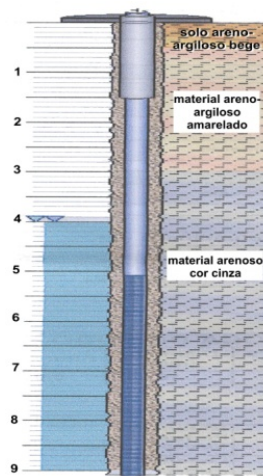


Figura 4.72 - Perfil do piezômetro da Barragem do Clóvis montante
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

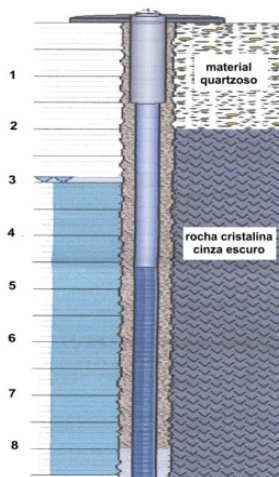


Figura 4.73 - Perfil do piezômetro da Barragem do Clóvis jusante
 Fonte: Pinto *et al.* (2008)

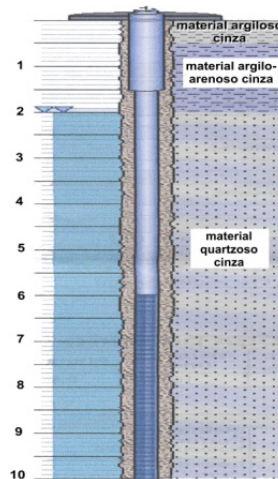


Figura 4.74 - Perfil do piezômetro da Fazenda do Tuta
Fonte: Pinto *et al.* (2008)

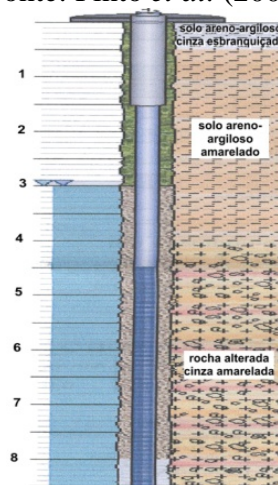


Figura 4.75 - Perfil do piezômetro da Chácara São Vicente
Fonte: Pinto *et al.* (2008)

Os piezômetros da Fazenda do Juvenal Jusante, Barragem do Clóvis Jusante, Barragem do Clóvis Jusante, Fazenda do Tuta e Chácara São Vicente, correspondem respectivamente aos piezômetros 5, 6, 7, 8 e 9 apresentados na Figura 4.22.

4.3 Estabilidade espacial e temporal da umidade

A análise de estabilidade temporal e de variabilidade espaço-temporal do armazenamento da umidade do solo foi executada com base na metodologia proposta por Vachaud *et al.* (1985), utilizando as equações 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7 e 3.8 e os dados obtidos durante o monitoramento realizado entre setembro de 2009 a março de 2012. A análise foi realizada para os pontos amostrados em cada área estudada.

Na análise realizada, observou-se a variação do conteúdo de água no perfil de solo (ΔW) com a utilização da seguinte equação:

$$W_{(t)} = \sum_{z_i}^{z_j} \bar{\theta}_{(z_j-z_i)} \cdot (z_j - z_i) \times 100 \quad (4.5)$$

na qual:

W é a água armazenada no perfil do solo (mm) e $\bar{\theta}_{(z_j-z_i)}$ é o conteúdo da umidade média ($m^3 \cdot m^{-3}$) medido nas profundidades z_i e z_j (mm).

A variação da água armazenada no perfil do solo foi obtida com o uso da equação a seguir:

$$\Delta W = W(t) - W(t - 1) \quad (4.6)$$

4.4 Modelagem

Foram utilizados dois modelos chuva-vazão (Rio Grande adaptado e MORECS) para estimar as vazões nos cursos d'água estudados. Com os resultados obtidos no monitoramento realizado na bacia do Teixeira, buscou-se utilizar o modelo Rio Grande adaptado para prever o escoamento na bacia do Teixeira, que apresenta características fisiográficas semelhantes e para a qual estão disponíveis somente dados fluviométricos para a avaliação dos resultados.

4.4.1 Modelo Rio Grande

Nas simulações realizadas com o modelo Rio Grande adaptado foram utilizados os seguintes dados de entrada:

- Precipitação observada;
- Evaporação observada; e
- Área da bacia;

Além desses dados de entrada, os dados de vazões observadas foram utilizados para efeitos de calibração e verificação dos resultados. O modelo foi calibrado para cada ano hidrológico e escolheu-se o conjunto de parâmetros que apresentaram o melhor coeficiente de Nash-Sutcliffe. Com os parâmetros do modelo definido realizaram-se as simulações necessárias para os dados existentes na bacia do córrego Teixeirão. Com os resultados obtidos foram construídos gráficos para a sua análise.

Para a bacia do córrego Teixeiraíha transportou-se os parâmetros obtidos na calibração do modelo na bacia do Teixeirão, introduziu os dados da bacia em estudo e construíram gráficos com os resultados obtidos para análise.

4.4.2 Modelo MORECS

Para a realização da modelagem foi necessário obter as seguintes informações em campo:

- 1) dados de entrada meteorológicos;
- 2) dados de umidade do solo;

O modelo MORECS realizou as estimativas do déficit de umidade do solo (SMD) em um ponto representativo das áreas monitoradas (Chácara São Vicente, Tuta, Barragem do Clóvis, Fazenda Laranjeiras, Fazenda Laranjeiras/Barragem, Fazenda do Juvenal, Foz do córrego Teixeirão). Utilizando o coeficiente de Nash-Sutcliffe, determinou-se o tamanho ótimo de cada reservatório e realizou as simulações com os dados existentes. Com os resultados obtidos foram construídos gráficos para a sua análise.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados e discutidos os dados – precipitação, evaporação, interceptação, infiltração, escoamento superficial e escoamento subterrâneo – obtidos do monitoramento de variáveis dos processos hidrológico na bacia do córrego Teixeira e dados de escoamento superficial na bacia do córrego Teixeira. Foram analisados os resultados de uma análise da estabilidade espacial e temporal da umidade do solo e discutidas as estimativas de vazão e umidade do solo obtida por meio de modelagem hidrológica.

5.1 Análise dos dados hidrológicos monitorados

5.1.1 Precipitação

Nas Tabelas 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4 apresentam-se os dados das alturas de precipitações mensais obtidas para cada um dos locais monitorados. A estação pluviométrica Chácara São Vicente operada pela CPRM não foi utilizada na análise, por causa das falhas encontradas nos registros obtidos.

Tabela 5.1 - Precipitação mensal na estação da Barragem do Clóvis (mm)

Mês / Ano	Mês												Σ
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
05/06	11,80	162,90	249,60	16,90	167,80	184,70	47,40	65,20	5,00	2,60	23,20	45,10	982,20
06/07	45,80	346,20	150,90	54,10	157,40	13,70	16,50	7,40	0,00	3,30	0,00	0,70	796,00
07/08	0,00	88,30	34,50	65,20	185,10	131,70	16,20	0,00	0,00	0,00	1,70	25,80	548,50
08/09	0,00	171,80	256,80	227,60	13,10	102,00	125,50	18,90	3,50	0,00	1,50	6,10	926,80
09/10	181,44	142,00	202,20	45,30	97,30	187,10	38,00	30,50	0,00	1,90	0,00	1,40	927,14
10/11	129,40	234,20	120,40	54,30	14,80	163,10	17,00	0,60	0,00	3,00	0,00	0,00	736,80
11/12	39,20	90,00	132,50	39,50	0,00	12,50							313,70

Tabela 5.2 - Precipitação mensal na estação de Itinga (mm)

Mês / Ano	Mês												Σ
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
05/06	5,40	127,10	121,40	12,20	97,80	183,60	37,80	45,40	6,80	0,60	34,00	10,00	682,10
06/07	45,50	285,20	184,50	102,10	133,50	25,70	19,20	10,40	0,60	0,60	3,70	0,00	811,00
07/08	0,00	70,40	137,60	56,60	162,10	134,20	18,60	1,20	0,60	0,00	2,20	25,40	608,90
08/09	2,20	151,00	229,10	216,10	0,00	61,60	126,90	31,20	0,70	0,80	1,40	0,60	821,60
09/10	230,10	142,00	202,20	24,40	90,30	182,10	43,60	42,60	0,80	7,20	0,00	0,00	965,30
10/11	83,00	220,64	151,60	34,00	44,80	146,20	27,00	0,00	0,00	8,60	0,00	0,00	715,84
11/12	74,00	74,60	139,20	90,00	8,90								386,70

Tabela 5.3 - Precipitação mensal na estação da Fazenda Laranjeiras (mm)

Mês / Ano	Mês												Σ
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
09/10	170,25	146,25	161,75	11,50	75,75	248,75	21,25	27,75	1,75	5,00	0,00	18,00	888,00
10/11	129,75	246,75	150,50	71,20	14,00	169,00	57,50	7,75	0,00	0,50	0,00	0,00	846,95
11/12	46,25	108,15	129,1	37,8	0,00	13,90							335,20

Tabela 5.4 - Precipitação mensal na estação da Chácara São Vicente (mm)

Mês / Ano	Mês												Σ
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
09/10	163,00	134,75	104,00	19,75	49,25	123,25	40,25	23,50	1,00	5,75	0,25	47,75	712,50
10/11	142,00	237,50	95,00	26,25	41,25	111,25	14,25	2,75	0,00	6,00	0,50	0,00	676,75
11/12	86,25	81,75	162,50	54,00	4,75								389,25

Observa-se que as estações pluviométricas instaladas na Barragem do Clóvis e em Itinga registraram os maiores valores de precipitação. As estações instaladas na Fazenda Laranjeiras e na Chácara São Vicente são automatizadas e permitem analisar a distribuição temporal da chuva e a sua intensidade. Para o mês de março de 2012 não foi possível obter os dados de precipitação nas estações de Itinga e da Chácara São Vicente.

A precipitação média na bacia foi calculada utilizando inicialmente a média das duas estações existentes (Itinga e Clóvis) e, a partir de outubro de 2009, utilizando o método de Thiessen.

Utilizando o software ArcGIS calculou-se a área de influência de cada estação pluviométrica utilizada e determinou-se o peso que cada posto pluviométrico exerce no cálculo da precipitação média. Na Tabela 5.5 são apresentados os pesos obtidos para cada estação e na Tabela 5.6 apresenta-se o valor da precipitação média calculada na bacia do córrego Teixeira. Verifica-se na Tabela 5.5 que a estação de Itinga possui um pequeno peso no cálculo da precipitação média.

Tabela 5.5 - Peso de cada estação pluviométrica

Estação	Peso
Itinga	3,4%
Laranjeiras	23,1%
Clóvis	30,8%
Chácara	42,6%
Total	100,0%

Tabela 5.6 - Precipitação média da bacia do Teixeira

Mês / Ano	Mês												Σ
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
05/06	8,60	145,00	185,50	14,55	132,80	184,15	42,60	55,30	5,90	1,60	28,60	27,55	832,15
06/07	45,65	315,70	167,70	78,10	145,45	19,70	17,85	8,90	0,30	1,95	1,85	0,35	803,50
07/08	0,00	79,35	86,05	60,90	173,60	132,95	17,40	0,60	0,30	0,00	1,95	25,60	578,70
08/09	1,10	161,40	242,95	221,85	6,55	81,80	126,20	25,05	2,10	0,40	1,45	6,49	877,34
09/10	172,70	139,89	151,02	25,88	71,61	173,97	35,29	27,31	0,86	4,44	0,11	24,93	828,00
10/11	133,22	238,03	117,62	45,54	26,93	141,78	25,53	3,15	0,00	3,90	0,21	0,00	735,93
11/12	62,09	84,48	143,30	43,43	2,34	13,20							348,83

Na Figura 5.1 apresenta-se a precipitação média mensal e na Figura 5.2 apresenta-se a precipitação diária da bacia do córrego Teixeira calculadas pelo método de Thiessen.

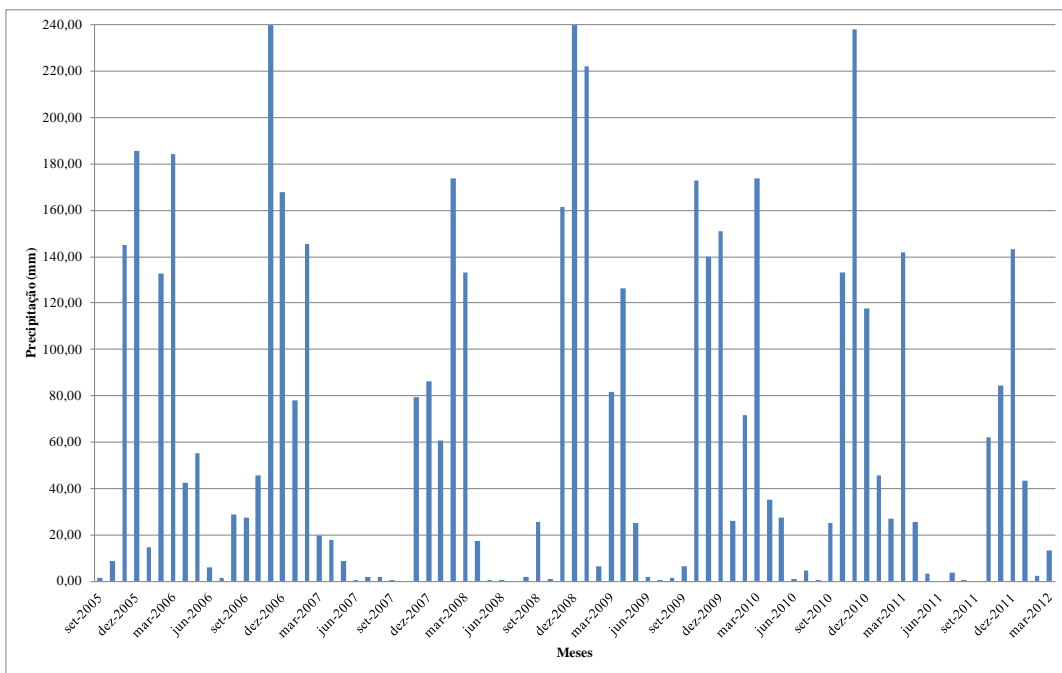


Figura 5.1 - Precipitação mensal da bacia do córrego Teixeira

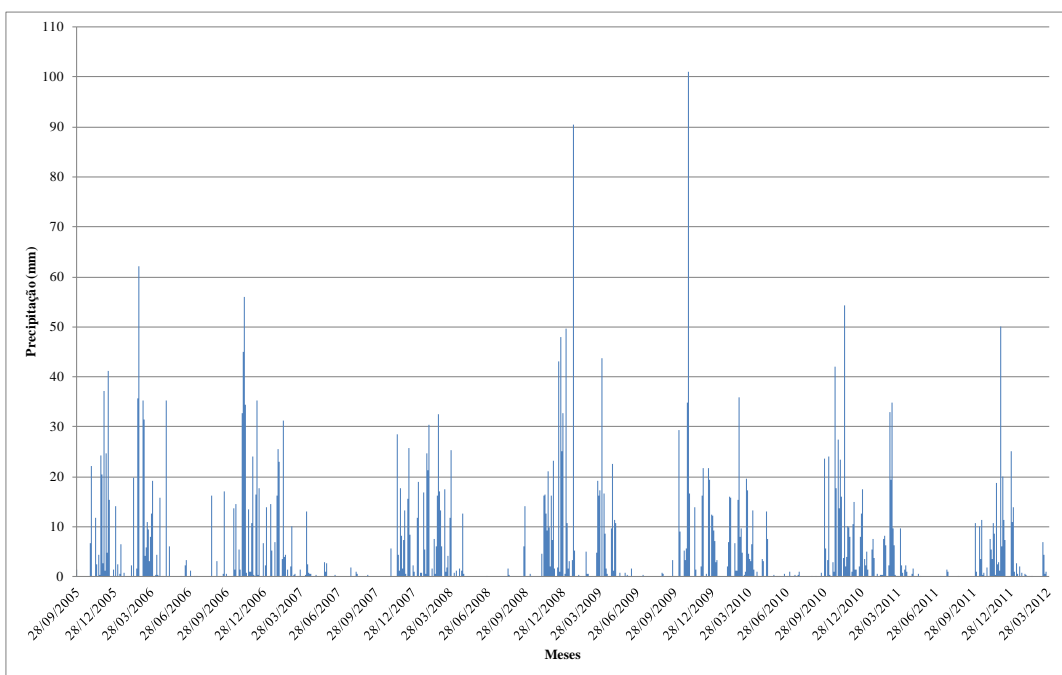


Figura 5.2 - Precipitação diária na bacia do Teixeira

Na Figura 5.1 observa-se que os meses que apresentam maiores alturas de chuvas foram outubro, novembro, dezembro e março. Percebeu-se que os meses de janeiro e fevereiro apresentam valores próximos aos obtidos para o mês de abril.

Na análise da Figura 5.2 observa-se que na bacia ocorrem eventos com precipitações intensas e que as chuvas estão concentradas em poucos dias durante o período chuvoso. Verifica-se que a maior intensidade de precipitação média sobre a bacia foi de 101,90 mm em 24 horas, registrada em 01/11/2009. As maiores intensidades de precipitação registradas em 01/11/2009 na Fazenda Laranjeiras, Barragem do Clóvis, na Chácara São Vicente e em Itinga foram de, respectivamente, 100,25, 82,2, 116,75 e 82,2 mm em 24 horas.

Nas estações de Fazenda Laranjeiras e na Barragem do Clóvis, no período monitorado de 15/09/2009 a 31/03/2012 (929 dias), ocorreram, respectivamente, 180 e 175 dias de alturas de precipitação não nulas; já nas estações da Chácara São Vicente e de Itinga, no período monitorado de 15/09/2009 a 29/02/2012 (898 dias), ocorreram, respectivamente, 239 e 189 dias de alturas de precipitação não nulas. A seguir nas Tabelas 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10, foi realizada uma compilação dos dados de precipitação por ano hidrológico obtidos dos registros das estações pluviométricas.

Tabela 5.7 - Compilação dos dados de precipitação da Fazenda Laranjeiras

Ano	Nº de dias com chuvas	Precipitação total	Precipitação média diária	Nº de dias com precipitação acima da média	Precipitação acumulada acima da média diária	% Precipitação acima da média diária
2009/2010	73	888,00	12,16	23	696,25	78,4%
2010/2011	79	846,95	10,72	25	705,75	83,3%
2011/2012*	27	335,20	12,41	10	251,60	75,1%

* Monitoramento realizado até março de 2012

Tabela 5.8 - Compilação dos dados de precipitação da Barragem do Clóvis

Ano	Nº de dias com chuvas	Precipitação total	Precipitação média diária	Nº de dias com precipitação acima da média	Precipitação acumulada acima da média diária	% Precipitação acima da média diária
2009/2010	70	927,14	13,24	22	711,67	76,8%
2010/2011	66	736,80	11,16	20	585,50	79,5%
2011/2012	38	313,70	8,26	15	262,40	83,6%

* Monitoramento realizado até março de 2012

Tabela 5.9 - Compilação dos dados de precipitação da Chácara São Vicente

Ano	Nº de dias com chuvas	Precipitação total	Precipitação média diária	Nº de dias com precipitação acima da média	Precipitação acumulada acima da média diária	% Precipitação acima da média diária
2009/2010	90	712,50	7,92	26	592,50	83,2%
2010/2011	96	676,75	7,05	29	581,75	86,0%
2011/2012	51	389,25	7,63	15	318,25	81,8%

* Monitoramento realizado até março de 2012

Tabela 5.10 - Compilação dos dados de precipitação de Itinga

Ano	Nº de dias com chuvas	Precipitação total	Precipitação média diária	Nº de dias com precipitação acima da média	Precipitação acumulada acima da média diária	% Precipitação acima da média diária
2009/2010	75	965,30	12,87	28	834,10	86,4%
2010/2011	74	715,84	9,67	24	540,80	75,5%
2011/2012	39	386,70	9,92	15	386,70	100,0%

* Monitoramento realizado até março de 2012

Nas Tabelas 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10 observa-se que o ano hidrológico de 2011/2012 apresenta-se mais seco do que os outros anos monitorados. Na Tabela 5.11, apresenta-se uma análise comparativa da precipitação observada no ano hidrológico de 2011/2012 em relação aos anos anteriores.

Tabela 5.11 - Comparação da precipitação de 2011/2012 com os outros anos monitorados

	Fazenda Laranjeiras	Barragem do Clóvis	Chácara São Vicente	Itinga	Bacia do Teixeira
2009/2010	38%	34%	55%	40%	42%
2010/2011	40%	43%	58%	54%	47%

Na Tabela 5.11, observa-se que a redução da precipitação do ano hidrológico 2011/2012 foi significativa, sendo que na Bacia do Teixeira a precipitação média corresponde a 42% para o ano de 2009/2010 e a 47% para o ano de 2010/2011. Percebe-se que em alguns pontos a redução corresponde a quase um terço do que foi precipitado em 2009/2010.

Na Tabela 5.12 e na Figura 5.3 apresentam-se as precipitações médias mensais observadas na estação de Itinga, e as calculadas para a bacia do córrego Teixeira.

Tabela 5.12 - Precipitações médias mensais na estação de Itinga e na bacia do córrego Teixeira

Mês / Ano	Mês											Σ	
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago		Set
Itinga (77/78 a 05/06)	61,00	131,00	160,00	143,00	70,00	81,00	35,00	15,00	4,00	7,00	6,00	20,00	733,00
Itinga (2009 a 2012)	129,03	145,75	164,33	49,47	48,00	164,15	35,30	21,30	0,40	7,90	0,00	0,00	765,63
Bacia Teixeira (2009 a 2012)	60,48	166,26	156,31	70,04	79,90	106,79	44,14	20,05	1,58	2,05	5,69	12,33	725,62

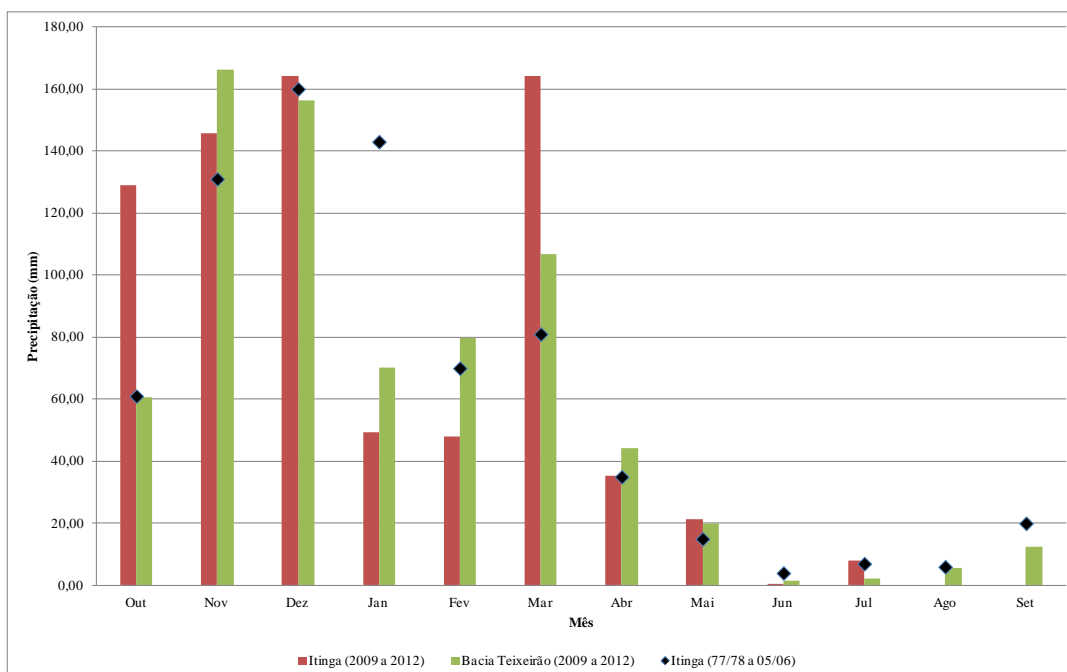


Figura 5.3 - Precipitações médias mensais na estação de Itinga e na bacia do córrego Teixeiraão

Observa-se que, durante o período de 2009 a 2012, a precipitação na bacia e na estação de Itinga está concentrada nos meses de outubro, novembro, dezembro, fevereiro e março. Entretanto, quando se analisa a série histórica da estação pluviométrica de Itinga, nota-se que, durante as estações chuvosas, o valor de precipitação é relativamente mais alto no mês de março, e relativamente mais baixo em janeiro.

Para uma melhor avaliação da precipitação medida nas estações climatológicas foi utilizada a representação de dupla massa para identificar a ocorrência de alguma mudança no seu comportamento ao longo do tempo. Na análise realizada, utilizaram-se dados de outubro de 2009 a fevereiro de 2012.

Na Figura 5.4, apresenta-se as curvas de dupla massa obtidas para as estações pluviométricas utilizadas no estudo. Por possuir dados de precipitação desde 2005 e, além disso, estar localizada no centro da bacia, utilizou-se a estação da Barragem do Clóvis como base de comparação com as outras estações.

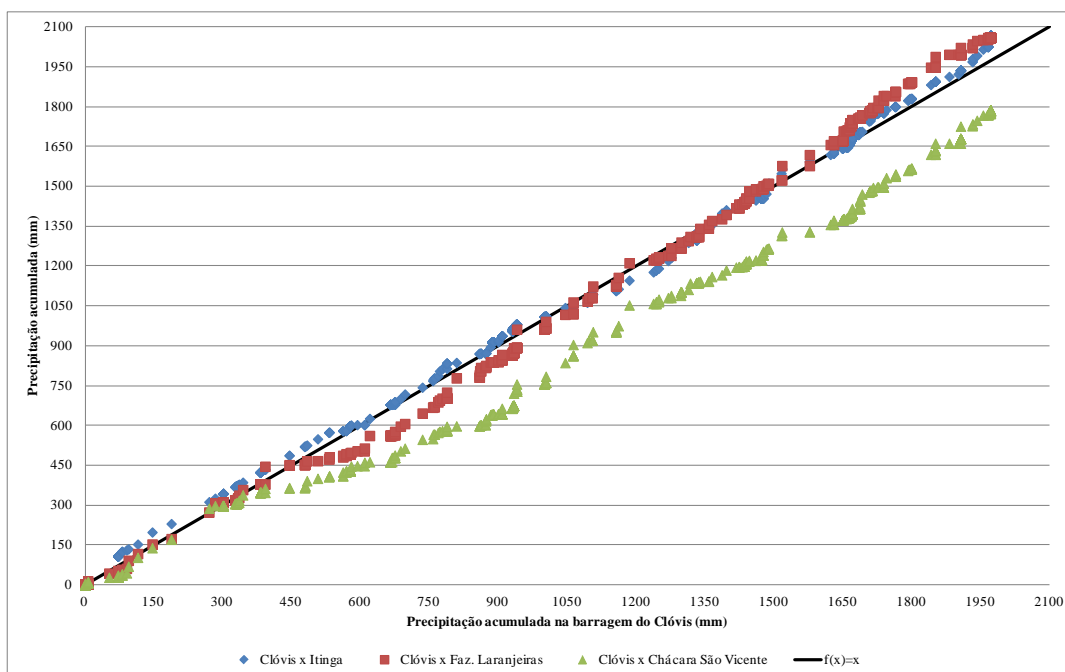


Figura 5.4 - Curva de dupla massa das estações pluviométricas

Na Figura 5.4 observa-se que na estação da Chácara São Vicente o índice pluviométrico é menor em relação aos valores obtidos para as outras estações. Nota-se a partir do segundo ano hidrológico que a curva obtida apresenta um valor de declividade próximo àquele da estação de Itinga. A estação foi instalada em um local onde o relevo pode influenciar a distribuição da precipitação, atuando como um obstáculo.

Na mesma Figura 5.4 nota-se que a estação da Fazenda Laranjeiras logo no início apresentou um total precipitado menor e no final esse valor foi superior aos valores da estação do Clóvis e de Itinga. Para a estação de Itinga observou-se que nos períodos inicial e final os totais precipitados foram maiores e no período intermediário o valor precipitado foi inferior ao da estação da Barragem do Clóvis. Para essas três estações observa-se que as inclinações das retas apresentam-se com comportamentos similares.

5.1.2 Evapotranspiração

Apresenta-se a seguir uma análise dos valores de evapotranspiração potencial e de referência calculadas a partir dos dados coletados nas estações climatológicas instaladas na bacia.

Na Tabela 5.13 apresentam-se os dados de evapotranspiração obtidos no tanque “Classe A” localizado na Barragem do Clóvis.

Tabela 5.13 - Evapotranspiração do tanque “Classe A” medida na Barragem do Clóvis (mm)

Mês / Ano	Mês												Σ
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
05/06	267,60	170,44	166,60	182,90	222,50	138,54	114,89	87,42	67,70	94,03	152,42	171,70	1836,74
06/07	148,40	177,10	147,87	154,60	122,27	142,70	131,20	109,02	120,10	126,90	151,90	202,70	1734,76
07/08	250,79	264,00	210,60	205,18	160,95	157,30	185,28	133,20	133,28	137,00	166,78	205,97	2210,33
08/09	258,44	179,44	143,43	160,52	173,00	175,10	96,21	95,89	82,34	122,36	139,48	200,18	1826,39
09/10	206,72	209,06	173,60	206,53	194,84	169,12	137,14	129,70	109,16	132,20	190,44	217,42	2075,93
10/11	202,14	201,68	184,16	186,08	205,58	175,86	131,14	132,78	136,97	141,02	193,26	230,72	2121,39
11/12	187,89	170,82	190,79	194,51	208,22	229,01							1181,24

Os dados obtidos na Tabela 5.13 são brutos e nenhum coeficiente de tanque foi utilizado para determinação a evapotranspiração potencial do local.

Nas Tabelas 5.14 e 5.15 apresentam-se os valores obtidos de evapotranspiração de referência utilizando a fórmula de Penman-Monteith. Em outubro de 2011 constatou-se que as estações climatológicas da Fazenda Laranjeiras e da Chácara São Vicente apresentaram problemas técnicos, com ausência do armazenamento de algumas variáveis (velocidade do vento, umidade mínima e máxima), que são necessárias para a realização do cálculo da evapotranspiração.

Tabela 5.14 - Evapotranspiração de referência (ET_o) obtida na estação Fazenda Laranjeiras (mm)

Mês / Ano	Mês												Σ
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
2009/2010	97,24	79,17	65,87	113,12	100,76	60,22	60,17	69,05	65,48	80,07	97,13	117,60	1005,89
2010/2011	106,51	74,27	72,92	103,48	94,91	86,55	72,74	74,82	76,85	80,17	103,75	112,90	1059,87

Tabela 5.15 - Evapotranspiração de referência (ET_o) obtida na estação Chácara São Vicente (mm)

Mês / Ano	Mês												Σ
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
2009/2010	58,89	57,72	51,19	70,42	61,01	40,07	39,67	42,56	39,76	42,87	60,15	67,41	631,72
2010/2011	61,76	37,77	44,10	57,40	73,25	104,71	149,85	125,31	112,44	120,16	124,16	93,35	1104,268

Observa-se na análise das Tabelas 5.14 e 5.15 que a evapotranspiração calculada na Chácara São Vicente, para o ano hidrológico de 2009/2010, apresentou valores muito baixos. Não foi possível realizar uma análise dos dados para justificar a ocorrência desses valores. Esperava-se que, com a continuação do monitoramento, esse comportamento pudesse ser compreendido, mas os problemas que ocorreram com a operação da estação impediram essa análise.

Como na estação climatológica do Clóvis utiliza-se um tanque “Classe A” para se medir a evapotranspiração potencial, na determinação da evapotranspiração potencial (ET_p), os valores obtidos foram corrigidos por um fator conhecido como coeficiente do tanque (K_p),

com valor médio de 0,75. Na Tabela 5.16 são apresentados os valores obtidos antes e depois da multiplicação pelo coeficiente de tanque.

Tabela 5.16 - Evapotranspiração média mensal na estação climatológica da Barragem do Clóvis

Mês / Ano	Mês												Σ
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	
Barragem do Clóvis K _p = 0,75	163,07	147,06	130,40	138,25	137,93	127,25	99,48	86,00	81,19	94,19	124,29	153,59	1482,69
Barragem do Clóvis	217,43	196,08	173,86	184,33	183,91	169,66	132,64	114,67	108,26	125,59	165,71	204,78	1976,92

Na Tabela 5.17 são apresentadas as médias mensais da evapotranspiração potencial (ET_p) e a de referência (ET_o) medidas nas estações climatológicas monitoradas comparadas com os valores obtidos no evaporímetro de Piche na estação de Araçuaí.

Tabela 5.17 - Evapotranspiração média mensal das estações climatológicas

Mês / Ano	Mês												Σ
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	
ET _p Clóvis	163,07	147,06	130,40	138,25	137,93	127,25	99,48	86,00	81,19	94,19	124,29	153,59	1482,69
ET _p Araçuaí	127,00	122,00	129,00	139,00	133,00	136,00	111,00	90,00	72,00	67,00	88,00	110,00	1324,00
ET _o Fazenda Laranjeiras	101,88	76,72	69,40	108,30	97,84	73,39	66,46	71,94	71,17	80,12	100,44	115,25	1032,88
ET _o Chácara São Vicente	61,76	37,77	44,10	57,40	73,25	104,71	149,85	125,31	112,44	120,16	124,16	93,35	1104,27

Na Figura 5.5 apresentam-se os valores médios mensais da evapotranspiração potencial (ET_p) e da evapotranspiração de referência (ET_o) observadas nas estações climatológicas utilizadas.

Analisando os dados obtidos pode-se notar que os valores da evapotranspiração potencial (ET_p), obtidos na estação da Barragem do Clóvis apresentam-se superiores ao da estação de Araçuaí. A ET_p obtida em Araçuaí utilizando as normais climatológicas fornecidas pelo INMET pelo método de Thornthwaite, são superiores aos valores estimados da ET_o com os dados observados em Fazenda Laranjeiras entre os meses de outubro a maio.

Observa-se que os valores da ET_p na estação de Araçuaí são superiores a ET_o para a Chácara São Vicente entre os meses de setembro a março, e são superiores a ET_o na Barragem do Clóvis entre os meses de março a maio.

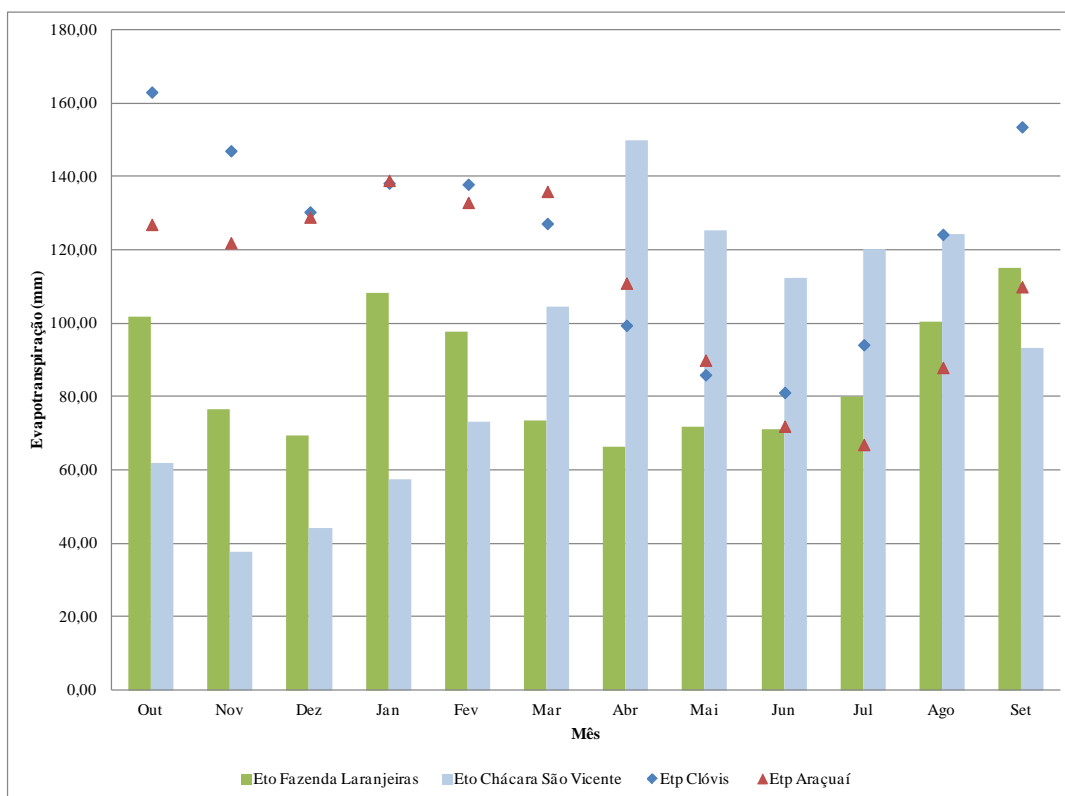


Figura 5.5 - Evapotranspiração média mensal nas estações climatológicas monitoradas

Observa-se que os valores da evapotranspiração de referência (ETo) calculados para a Chácara São Vicente são relativamente mais baixos no período chuvoso e mais elevados no período seco; em função disso, optou-se por desconsiderar os dados dessa estação na análise dessa variável. Percebe-se que o problema está relacionado aos dados do ano hidrológico de 2009/2010. Nessa estação, observou-se a existência de muitas falhas nos dados monitorados, colocando em dúvida a representatividade dos valores monitorados.

Os dados obtidos permitem avaliar o comportamento da evapotranspiração na região de estudo. Quanto ao método de Thornthwaite, Amorim *et al.* (1999) observaram que a metodologia de cálculo é bastante criticada por considerar somente a temperatura do ar como variável independente e que sua utilização deve ser feita na caracterização de grandes áreas na forma de zoneamento agroclimático. Já Allen *et al.* (1998) observaram que a FAO considera o método de Penman-Monteith como o padrão de estimativa de evapotranspiração de referência, a partir de dados meteorológicos. Os resultados obtidos com o método Penman-Monteith podem ser utilizados como padrão, uma vez que a equação utilizada é baseada em processos físicos, com a incorporação de parâmetros fisiológicos e aerodinâmicos.

Para uma melhor visualização dos valores de evapotranspiração, os dados da evapotranspiração acumulada nas estações climatológicas da Barragem do Clóvis e da Fazenda Laranjeiras são apresentados na Figura 5.6.

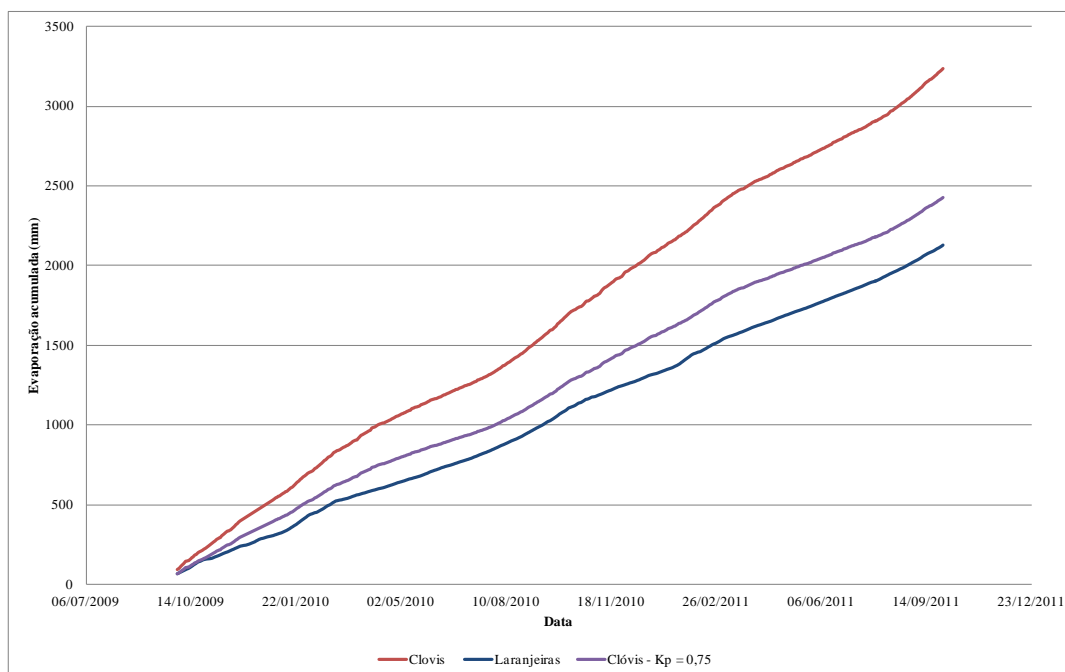


Figura 5.6 - Evapotranspiração acumulada para as estações climatológicas da Barragem do Clóvis e a da Fazenda Laranjeiras

Observa-se na Figura 5.6 que a utilização do coeficiente de tanque no valor de 0,75 não apresentou melhorias nos valores da evapotranspiração acumulada para os dados obtidos na estação climatológica da Barragem do Clóvis, em relação aos dados calculados utilizando o método Penman-Monteith na estação climatológica da Fazenda Laranjeiras. Para uma melhor avaliação da evapotranspiração medida nas estações climatológicas foi utilizada a curva de dupla massa para identificar se ocorreram mudanças no comportamento da evapotranspiração ao longo do tempo.

Na Figura 5.7 apresenta a curva de dupla massa obtida entre os valores das estações climatológicas da Barragem do Clóvis e da Fazenda Laranjeiras.

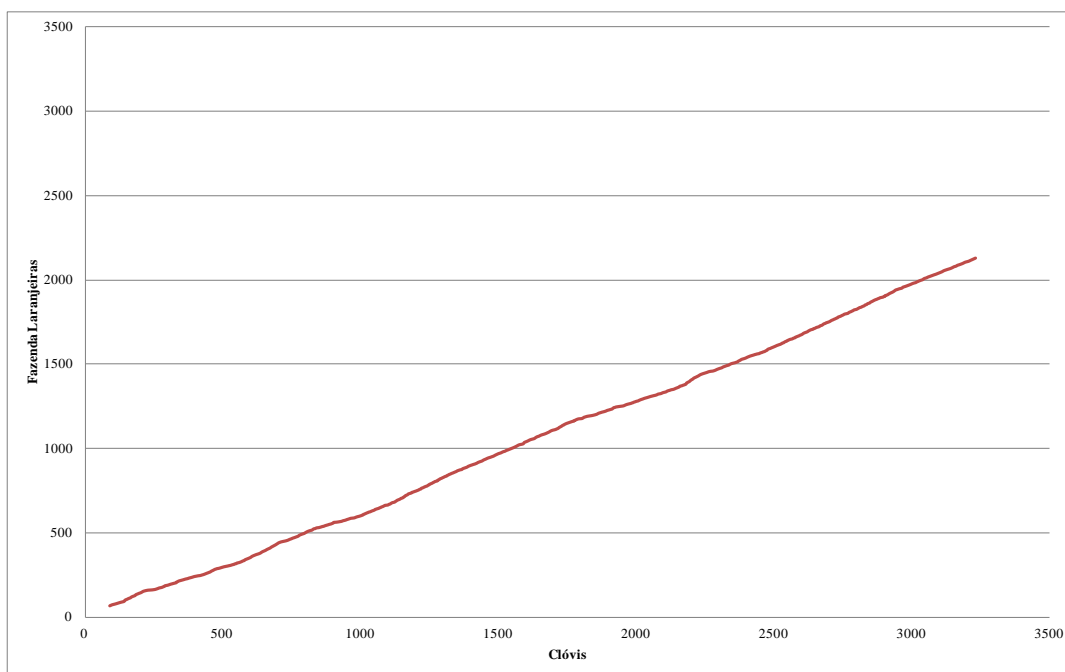


Figura 5.7 - Curva dupla-massa entre os valores de evapotranspiração das estações climatológicas da Barragem do Clóvis e da Fazenda Laranjeiras

Na curva de dupla-massa apresentada na Figura 5.7 foi possível perceber a consistência dos dados de evapotranspiração medidos pelas estações climatológicas; por meio da declividade da reta obtida foi possível estabelecer a proporcionalidade entre as séries. A relação obtida entre os dados das estações climatológicas da Fazenda Laranjeiras e da Barragem do Clóvis foi de 0,49. Na Figura 5.8 apresenta-se a evapotranspiração de referência acumulada para os dois coeficientes de tanque utilizados e os valores obtidos para a Fazenda Laranjeiras.

Observa-se na Figura 5.8 que a evapotranspiração calculada utilizando o coeficiente de tanque igual a 0,49 tem comportamento similar ao dos valores obtidos para a estação climatológica da Fazenda Laranjeiras. Braga *et al.* (2008) observaram na região do submédio São Francisco que o uso do valor de K_p fixo igual a 0,75 superestima a lâmina de irrigação em até 37%, recomendando adotar um valor médio de 0,55 para o coeficiente do tanque “Classe A”. Para este trabalho, será adotado o coeficiente de tanque igual a 0,49. Na Figura 5.9 são apresentados os valores de evapotranspiração média de referência obtidos nas estações climatológicas de Fazenda Laranjeiras e Barragem do Clóvis.

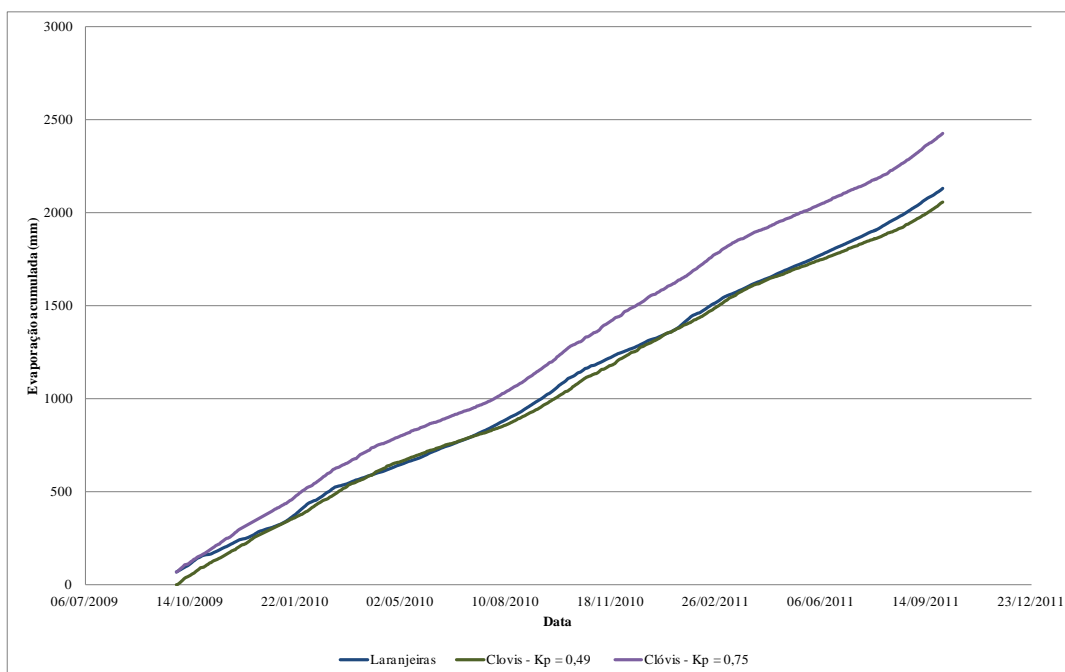


Figura 5.8 - Comparação dos valores da evapotranspiração média de referência calculados para a Barragem do Clóvis

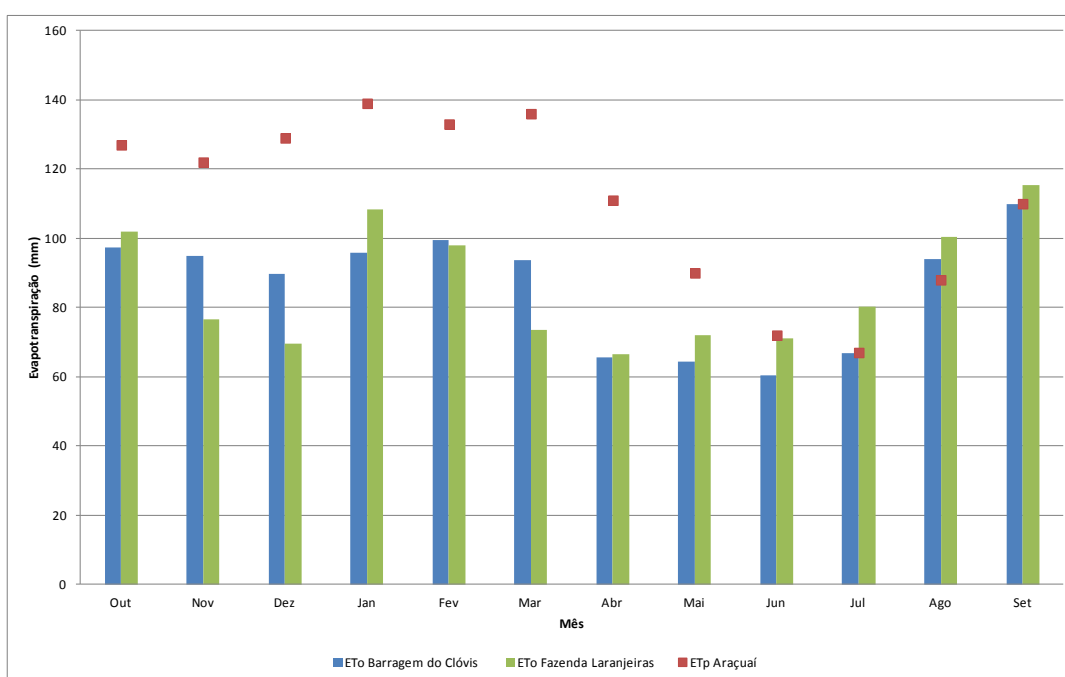


Figura 5.9 - Médias mensais de evapotranspiração de referência

Utilizando a fórmula proposta pela FAO/UNESCO (1979) para a classificação de regiões áridas, apresenta-se na Tabela 5.18 o valor do índice de aridez calculado para a bacia do córrego Teixeira a partir dos dados obtidos na estação da Barragem do Clóvis.

Tabela 5.18 - Índice de Aridez da bacia do córrego Teixeira

Local	P (mm)	ETP (mm)	IA
Barragem do Clóvis	927,14	1976,92	0,47

De acordo com a classificação utilizada pela FAO/UNESCO (1979), observou-se que os valores obtidos possuem IA de região semiárida. Destaca-se que os valores obtidos utilizando os dados do INMET para as estações de Itinga e Araçuaí são iguais a 0,57 e 0,64, respectivamente.

5.1.3 Intercepção

O monitoramento da perda por intercepção na bacia do Teixeira foi realizado numa área vegetada na Fazenda Laranjeira no período de dezembro de 2009 a março de 2012. Na Figura 5.10 e na Tabela 5.19 apresentam-se os valores das perdas por intercepção.

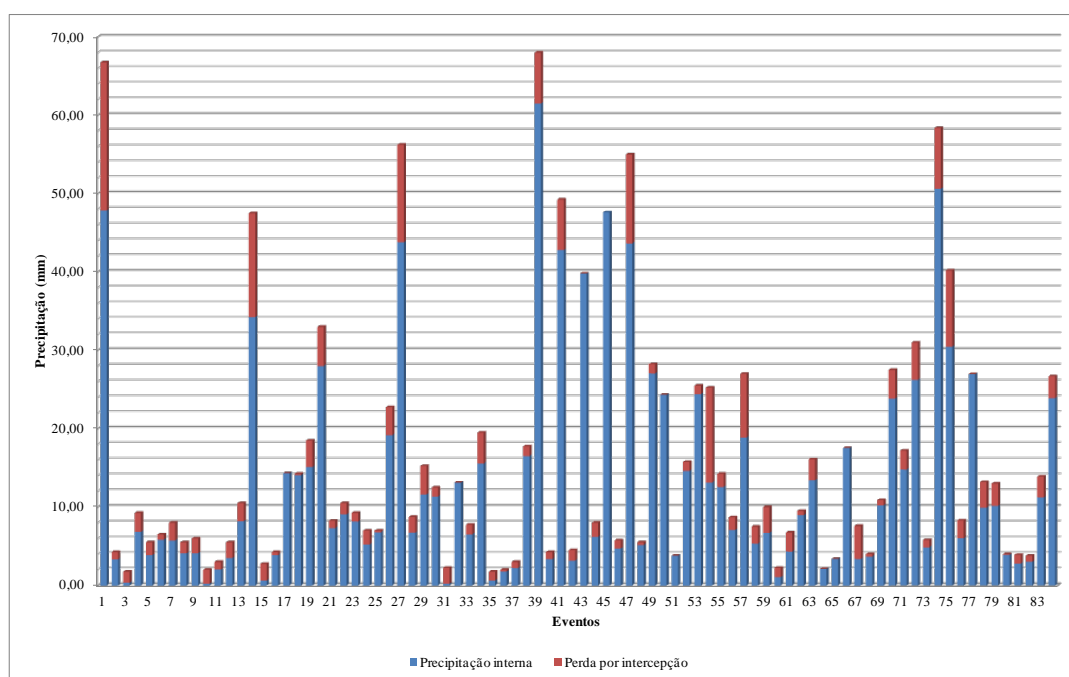


Figura 5.10 - Intercepção na área monitorada

Tabela 5.19 - Intercepção na área de estudo da Fazenda Laranjeiras

Evento	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Data	20/12/2009	21/12/2009	22/12/2009	26/12/2009	27/12/2009	28/12/2009	31/12/2009	03/01/2010	07/01/2010	05/02/2010
Precipitação interna (mm)	47,85	3,34	0,36	6,84	3,86	5,84	5,74	4,12	4,12	0,21
Perda por intercepção (mm)	18,90	0,91	1,39	2,41	1,64	0,66	2,26	1,38	1,88	1,79
Total (mm)	66,75	4,25	1,75	9,25	5,50	6,50	8,00	5,50	6,00	2,00
Evento	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Data	06/02/2010	07/02/2010	09/02/2010	10/02/2010	23/02/2010	27/02/2010	01/03/2010	02/03/2010	03/03/2010	04/03/2010
Precipitação interna (mm)	2,03	3,49	8,20	34,25	0,63	3,86	14,33	14,07	15,12	28,00
Perda por intercepção (mm)	0,97	2,01	2,30	13,25	2,12	0,39	0,00	0,18	3,38	5,00
Total (mm)	3,00	5,50	10,50	47,50	2,75	4,25	14,33	14,25	18,50	33,00
Evento	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Data	05/03/2010	08/03/2010	09/03/2010	10/03/2010	11/03/2010	22/03/2010	23/03/2010	27/03/2010	28/03/2010	31/03/2010
Precipitação interna (mm)	7,31	9,09	8,15	5,22	6,79	19,17	43,80	6,74	11,61	11,34
Perda por intercepção (mm)	0,94	1,41	1,10	1,78	0,21	3,58	12,45	2,01	3,64	1,16
Total (mm)	8,25	10,50	9,25	7,00	7,00	22,75	56,25	8,75	15,25	12,50
Evento	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Data	02/02/2010	07/04/2010	01/05/2010	11/05/2010	23/06/2010	05/07/2010	29/07/2010	30/09/2010	09/10/2010	19/10/2010
Precipitação interna (mm)	0,21	13,13	6,51	15,58	0,64	1,78	2,23	16,52	61,52	3,36
Perda por intercepção (mm)	2,04	0,00	1,24	3,93	1,11	0,23	0,77	1,23	6,48	0,89
Total (mm)	2,25	13,13	7,75	19,50	1,75	2,00	3,00	17,75	68,00	4,25
Evento	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Data	25/10/2010	26/10/2010	02/11/2010	03/11/2010	08/11/2010	15/11/2010	17/11/2010	26/11/2010	28/11/2010	07/12/2010
Precipitação interna (mm)	42,81	3,17	39,81	6,21	47,63	4,71	43,65	5,16	27,06	24,34
Perda por intercepção (mm)	6,44	1,33	0,00	1,79	0,00	1,04	11,35	0,34	1,19	0,00
Total (mm)	49,25	4,50	39,81	8,00	47,63	5,75	55,00	5,50	28,25	24,34
Evento	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Data	08/12/2010	09/12/2010	25/12/2010	31/12/2010	04/01/2011	22/01/2011	25/01/2011	27/01/2011	24/02/2011	25/02/2011
Precipitação interna (mm)	3,79	14,63	24,41	13,14	12,57	7,09	18,88	5,34	6,72	1,05
Perda por intercepção (mm)	0,00	1,13	1,09	12,11	1,68	1,61	8,12	2,16	3,28	1,20
Total (mm)	3,79	15,75	25,50	25,25	14,25	8,70	27,00	7,50	10,00	2,25
Evento	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
Data	06/03/2011	15/04/2011	03/10/2011	04/10/2011	05/10/2011	17/10/2011	23/10/2011	31/10/2011	08/11/2011	11/11/2011
Precipitação interna (mm)	4,33	8,96	13,42	2,12	3,40	17,54	3,38	3,66	10,22	23,84
Perda por intercepção (mm)	2,42	0,54	2,68	0,00	0,00	0,00	4,22	0,34	0,68	3,66
Total (mm)	6,75	9,50	16,10	2,12	3,40	17,54	7,60	4,00	10,90	27,50
Evento	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
Data	15/11/2011	24/11/2011	28/11/2011	03/12/2011	10/12/2011	11/12/2011	29/12/2011	01/01/2012	02/01/2012	03/01/2012
Precipitação interna (mm)	14,80	26,24	4,86	50,62	30,46	6,02	26,98	9,92	10,16	3,90
Perda por intercepção (mm)	2,40	4,76	0,94	7,78	9,74	2,28	0,00	3,28	2,84	0,10
Total (mm)	17,20	31,00	5,80	58,40	40,20	8,30	26,98	13,20	13,00	4,00
Evento	81	82	83	84						
Data	05/01/2012	11/01/2012	17/03/2012	07/04/2012						
Precipitação interna (mm)	2,80	3,02	11,23	23,90						
Perda por intercepção (mm)	1,10	0,78	2,67	2,80						
Total (mm)	3,90	3,80	13,90	26,70						

Os dados de precipitação foram obtidos da estação climatológica instalada na Fazenda Laranjeiras, localizada a aproximadamente 200 m do experimento.

Conforme esperado, em termos absolutos, os maiores valores de perdas por intercepção ocorreram nos eventos associados a chuvas mais intensas, enquanto que percentualmente essas perdas são maiores para eventos de pequenas intensidades. Destaca-se que o tipo de vegetação na região é caracterizado pela perda das folhas na estação seca, de tal forma que as medições foram realizadas para diferentes valores de cobertura vegetal. Para os eventos considerados, o valor acumulado de perdas por intercepção na área foi de 220,87 mm para um valor total de precipitação de 1331,10 mm, ou seja, a razão entre esses dois valores é de 16,6%, valor que está dentro do intervalo daqueles observados na literatura. Salienta-se que

inicialmente o monitoramento foi realizado com baldes, o que contribui para o aumento das incertezas dos valores obtidos. De qualquer forma, julga-se que foi atingido o objetivo de verificação da importância relativa das perdas por interceptação para efeitos de estudos de balanço hídrico na bacia do córrego do Teixeira.

Observa-se que a perda por interceptação de 16,6% obtida na bacia do Teixeira é da mesma ordem de grandeza dos valores encontrado por Medeiros & Araújo (2009) na bacia experimental de Aiuaba e em outras bacias hidrográficas localizadas em regiões semiáridas com o mesmo total pluviométrico.

5.1.4 Análise granulométrica do solo

Na Tabela 5.20, apresentam-se os resultados obtidos nos ensaios granulométricos realizados nos pontos onde ocorre o monitoramento da umidade do solo na bacia do córrego Teixeira.

O valor percentual de areia no solo da bacia do Teixeira varia de 79,45% a 94,03%, o que permite classificar o solo da bacia como arenoso. Os solos arenosos, que possuem teores de areia superiores a 70% e o de argila inferior a 15%, são permeáveis, leves, de baixa capacidade de retenção de água e de baixo teor de matéria orgânica. Nesse tipo de solo, em geral, o escoamento de água por meio dos poros durante os eventos chuvosos costuma ser rápido, característica também associada ao processo de secamento das camadas superficiais do solo após o final das chuvas.

Observa-se, ainda na Tabela 5.20, que somente o solo da Chácara, na parte alta da bacia, apresenta um percentual de pedregulho superior a 10%, em provável associação ao fato de o ponto amostral estar localizado na região geológica Granito Teixeira. O ponto na Foz está localizado na região que faz parte do Grupo Macaúbas e os demais localizam-se na região de Formação Salinas.

Tabela 5.20 - Composição granulométrica do solo da bacia do Teixeiraão

Local	Pedregulho	Areia	Silte e Argila	Local	Pedregulho	Areia	Silte e Argila
Chácara São Vicente	14,76%	79,45%	5,79%	Fazenda Laranjeiras/Barragem 1	2,60%	84,00%	13,39%
Fazenda do Tuta 1	2,53%	84,84%	12,63%	Fazenda Laranjeiras/Barragem 2	2,27%	86,98%	10,76%
Fazenda do Tuta 2	2,69%	89,42%	7,89%	Fazenda Laranjeiras/Barragem 3	0,52%	84,53%	14,95%
Fazenda do Tuta 3	2,22%	93,74%	4,04%	Fazenda Laranjeiras/Barragem 4	1,28%	85,55%	13,16%
Fazenda do Tuta 4	1,41%	90,14%	8,45%	Fazenda Laranjeiras/Barragem 5	0,96%	83,15%	15,89%
Barragem do Clóvis 1	2,08%	89,99%	7,93%	Fazenda Laranjeiras/Barragem 6	0,25%	85,88%	13,87%
Barragem do Clóvis 2	1,70%	88,60%	9,70%	Fazenda Laranjeiras/Barragem 7	0,45%	87,92%	11,63%
Fazenda Laranjeiras 1	1,22%	90,97%	7,81%	Fazenda do Juvenal 1	2,68%	94,03%	3,29%
Fazenda Laranjeiras 2	1,62%	92,34%	6,04%	Fazenda do Juvenal 2	1,93%	88,80%	9,27%
Fazenda Laranjeiras 3	0,36%	93,02%	6,62%	Fazenda do Juvenal 3	3,65%	88,00%	8,34%
Fazenda Laranjeiras 4	0,49%	84,53%	14,98%	Fazenda do Juvenal 4	1,75%	88,90%	9,35%
Fazenda Laranjeiras 5	0,62%	82,51%	16,87%	Fazenda do Juvenal 5	1,35%	91,33%	7,32%
Fazenda Laranjeiras 6	0,12%	90,15%	9,73%	Foz do córrego Teixeiraão 1	2,37%	87,58%	10,05%
				Foz do córrego Teixeiraão 2	0,08%	87,32%	12,60%

5.1.5 Infiltração

Testes para a determinação da taxa de infiltração foram realizados em setembro e outubro de 2011 em quatro pontos da bacia. Os valores obtidos em campo são mostrados nas Tabelas 5.21, 5.22, 5.23 e 5.24, enquanto os gráficos correspondentes são apresentados nas Figuras 5.11, 5.12, 5.13 e 5.14.

Tabela 5.21 - Infiltração em Fazenda Laranjeiras

Tempo		Lâmina d'água				Infiltração acumulada	Capacidade de infiltração
Hora	t (min)	Δt (min)	h (cm)	Δh (mm)	Corrigido	(mm)	(mm/h)
00:06	00:00	0,0	20,3	0,0		0,0	
00:11	05:00	5,0	19,0	13,0		13,0	156,0
00:16	10:00	5,0	18,4	6,0		19,0	72,0
00:26	20:00	10,0	18,0	4,0	18,8	23,0	24,0
00:46	40:00	20,0	18,0	8,0	19,0	31,0	24,0
01:26	20:00	40,0	17,6	14,0	19,0	45,0	21,0
02:06	00:00	40,0	17,6	14,0	20,0	59,0	21,0

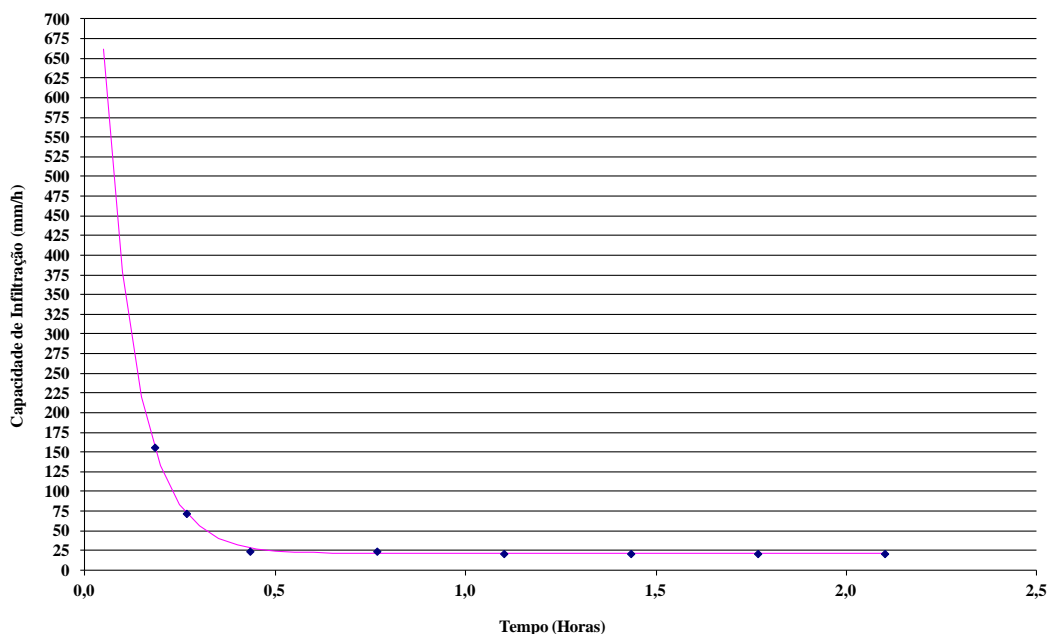


Figura 5.11 - Infiltração em Fazenda Laranjeiras

Tabela 5.22 - Infiltração na Fazenda do Juvenal

Tempo		Lâmina d'água				Infiltração acumulada	Capacidade de infiltração
Hora	t (min)	Δt (min)	h (cm)	Δh (mm)	Corrigido	(mm)	(mm/h)
00:02	00:00	0,0	27,3	0,0		0,0	
00:04	04:00	2,0	26,0	13,0		13,0	390,0
00:06	06:00	2,0	25,1	9,0		22,0	270,0
00:08	08:00	2,0	24,5	6,0		28,0	180,0
00:10	10:00	2,0	24,0	5,0		33,0	150,0
00:16	16:00	6,0	22,5	15,0		48,0	150,0
00:20	20:00	4,0	21,7	8,0	25,0	56,0	120,0
00:25	25:00	5,0	24,0	10,0		66,0	120,0
00:30	30:00	5,0	23,1	9,0		75,0	108,0
00:35	35:00	5,0	22,2	9,0		84,0	108,0
00:40	40:00	5,0	21,3	9,0	25,0	93,0	108,0
00:50	50:00	10,0	23,2	18,0		111,0	108,0
01:00	00:00	10,0	21,4	18,0		129,0	108,0

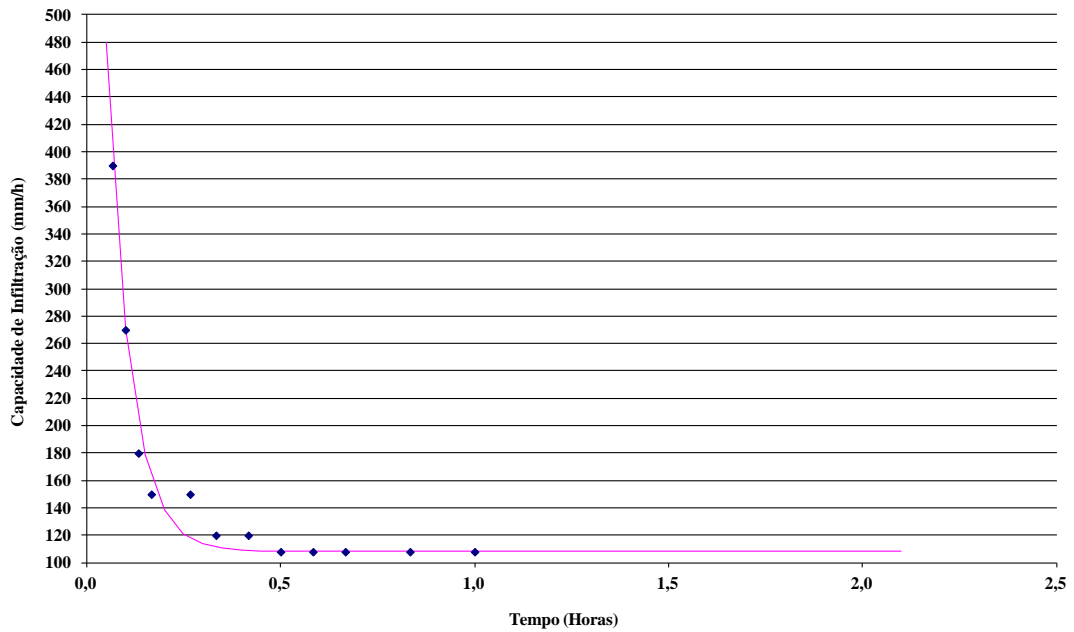


Figura 5.12 - Infiltração na Fazenda do Juvenal 1

Tabela 5.23 - Infiltração na Fazenda do Juvenal 2

Tempo		Lâmina d'água				Infiltração acumulada	Capacidade de infiltração
Hora	t (min)	Δt (min)	h (cm)	Δh (mm)	Corrigido	(mm)	(mm/h)
00:00	00:00	0,0	17,9	0,0		0,0	
00:02	02:00	2,0	17,0	9,0		9,0	270,0
00:04	04:00	2,0	16,4	6,0		15,0	180,0
00:06	06:00	2,0	15,9	5,0		20,0	150,0
00:08	08:00	2,0	15,5	4,0		24,0	120,0
00:10	10:00	2,0	15,3	2,0	17,6	26,0	60,0
00:15	15:00	5,0	17,2	4,0		30,0	48,0
00:20	20:00	5,0	17,0	2,0		32,0	24,0
00:30	30:00	10,0	16,6	4,0		36,0	24,0
00:40	40:00	10,0	16,3	3,0		39,0	18,0
00:50	50:00	10,0	16,0	3,0		42,0	18,0
01:00	00:00	10,0	15,7	3,0		45,0	18,0
01:10	10:00	10,0	15,4	3,0		48,0	18,0

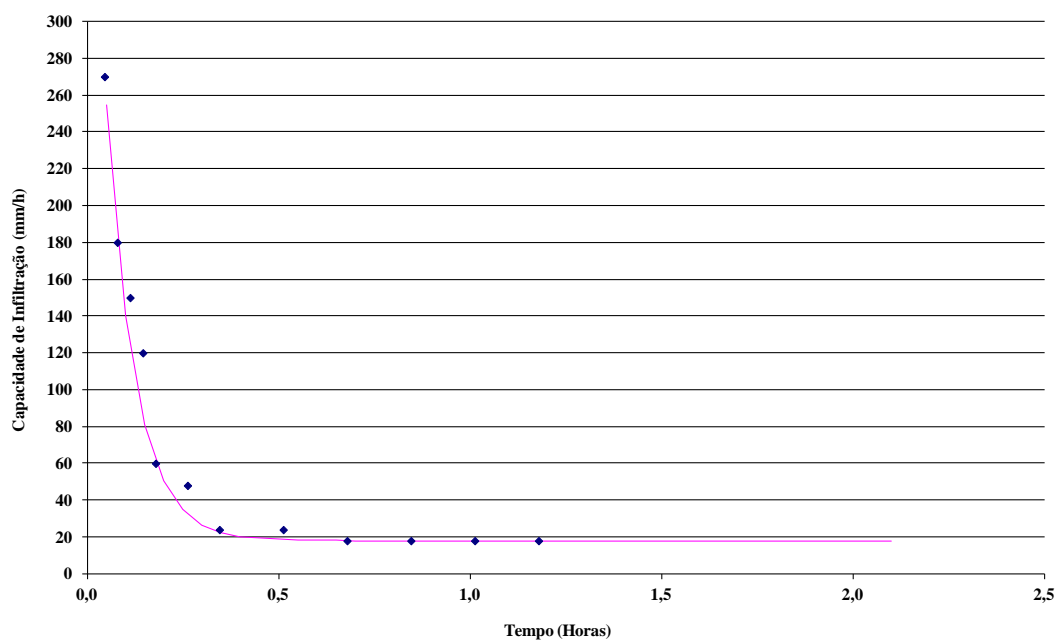


Figura 5.13 - Infiltração na Fazenda do Juvenal 2

Tabela 5.24 - Infiltração na Fazenda do Tuta

Tempo		Lâmina d'água				Infiltração acumulada	Capacidade de infiltração
Hora	t (min)	Δt (min)	h (cm)	Δh (mm)	Corrigido	(mm)	(mm/h)
00:00	00:00	0,0	18,7	0,0		0,0	
00:02	02:00	2,0	17,3	14,0		14,0	420,0
00:04	04:00	2,0	16,2	11,0		25,0	330,0
00:06	06:00	2,0	15,1	11,0		36,0	330,0
00:08	08:00	2,0	14,1	10,0		46,0	300,0
00:10	10:00	2,0	13,3	8,0		54,0	240,0
00:15	15:00	5,0	11,3	20,0	13,8	74,0	240,0
00:20	20:00	5,0	11,8	20,0		94,0	240,0
00:30	30:00	10,0	7,8	40,0	13,6	134,0	240,0
00:40	40:00	10,0	9,6	40,0		174,0	240,0
00:50	50:00	10,0	5,6	40,0	13,1	214,0	240,0
01:00	00:00	10,0	9,1	40,0		254,0	240,0

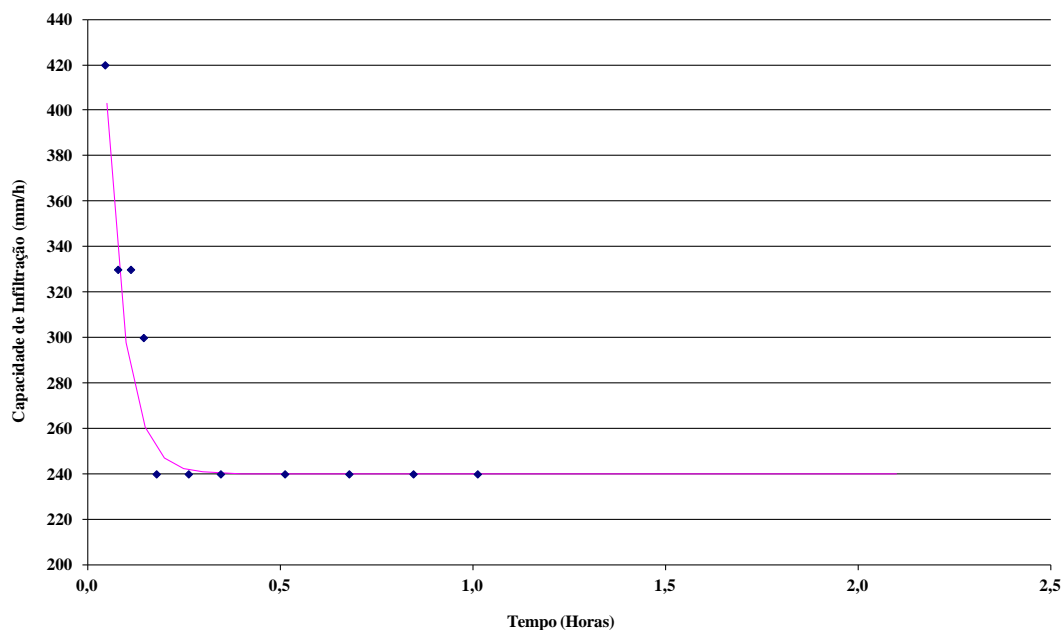


Figura 5.14 - Infiltração na Fazenda do Tuta

Com os dados de campo foram determinados os valores dos coeficientes da fórmula proposta por Horton, os quais são apresentados na Tabela 5.25.

Tabela 5.25 - Valores dos coeficientes da fórmula proposta por Horton

Local	f_o (mm/h)	f_c (mm/h)	k (h^{-1})
Fazenda Laranjeiras	1170,25	21,00	11,68
Fazenda do Juvenal 1	962,51	108,00	16,63
Fazenda do Juvenal 2	477,25	18,00	13,25
Fazenda do Tuta	701,50	240,00	20,79

O solo apresentou taxas de infiltração iniciais altas (de 477,24 a 1170,25 mm/h), provavelmente em função de sua granulometria arenosa e das condições iniciais de umidade, visto que os ensaios foram realizados quando o solo estava seco. Os valores da constante k encontram-se dentro do intervalo descrito no item 3.2.4.

Observa-se que os valores de f_c obtidos em Fazenda do Juvenal 1 e Fazenda do Tuta são elevados, sendo superiores às intensidades de chuvas registradas na bacia. Para uma melhor avaliação dessa variável, devem ser realizadas novas medições. Destaca-se que vários fatores podem estar influenciando o comportamento da infiltração da água no solo, podendo ser citados os seguintes: compactação; precipitação; textura do solo; cobertura vegetal; temperatura do solo; e presença de ar.

5.1.6 Escoamento superficial

Os dados de vazão foram observados nas seções de réguas instaladas nas pontes da BR-367 nos córregos Teixeira e Teixeira. Esses dados foram medidos pela CPRM e cedidos para esta pesquisa.

Na Tabela 5.26 apresentam-se os dados de vazão observados no córrego Teixeira e na Figura 5.15 apresenta-se um gráfico relacionando precipitação e vazão nesse córrego. Na Tabela 5.27 e na Figura 5.16 são apresentados os resultados equivalentes para o córrego Teixeira.

Tabela 5.26 - Vazão no Teixeira (m³/s)

Ano/Mês	Mês												Vazão medida anual
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
05/06	0,00	0,00	29,64	0,98	1,62	23,47	5,08	1,94	0,09	0,00	0,00	0,00	62,83
06/07	0,00	27,49	25,49	1,48	10,70	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	65,82
07/08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
08/09	0,00	0,00	13,23	62,90	3,29	14,99	8,66	0,76	0,00	0,00	0,00	0,00	103,84
09/10	0,00	8,17	1,18	11,09	2,51	45,93	13,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	82,61
10/11	0,00	38,51	5,53	3,31	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	47,76
11/12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							0,00

Tabela 5.27 - Vazão no Teixeira (m³/s)

Ano/Mês	Mês												Vazão medida anual
	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
05/06	0,00	0,00	16,15	0,00	1,12	8,71	7,26	2,93	0,57	0,11	0,00	0,00	36,85
06/07	0,00	21,65	13,88	1,53	2,32	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	39,97
07/08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,56	1,01	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,74
08/09	0,00	0,00	1,05	7,10	0,32	0,03	0,51	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	9,26
09/10	0,10	3,48	0,26	0,07	2,00	4,10	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,50
10/11	0,00	5,19	1,37	0,47	0,00	1,61	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,73
11/12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00								0,00

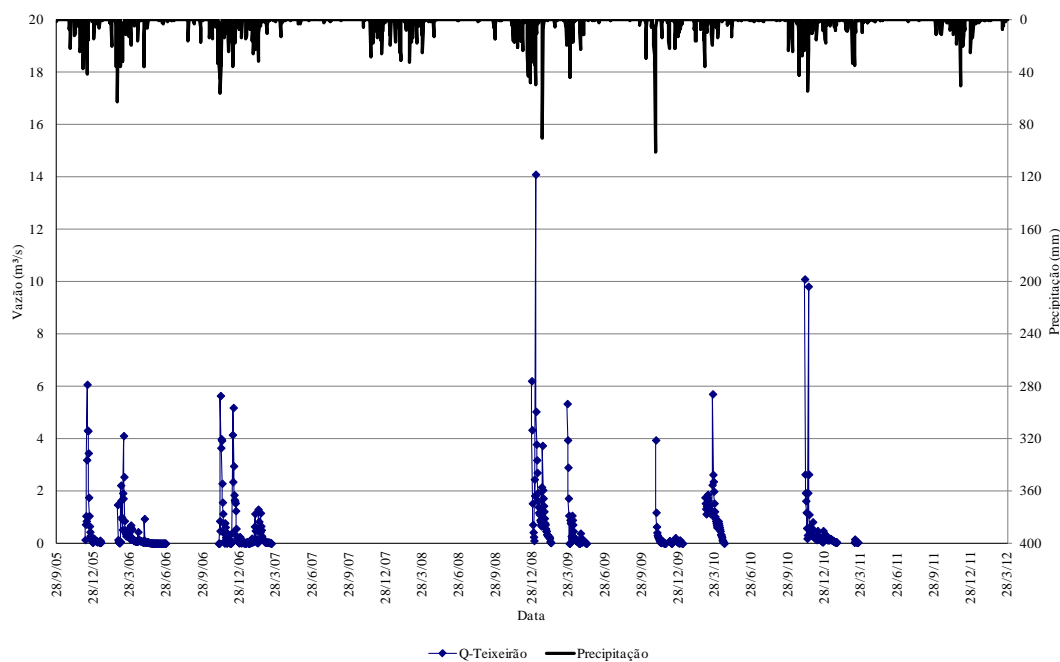


Figura 5.15 - Vazão do córrego Teixeira

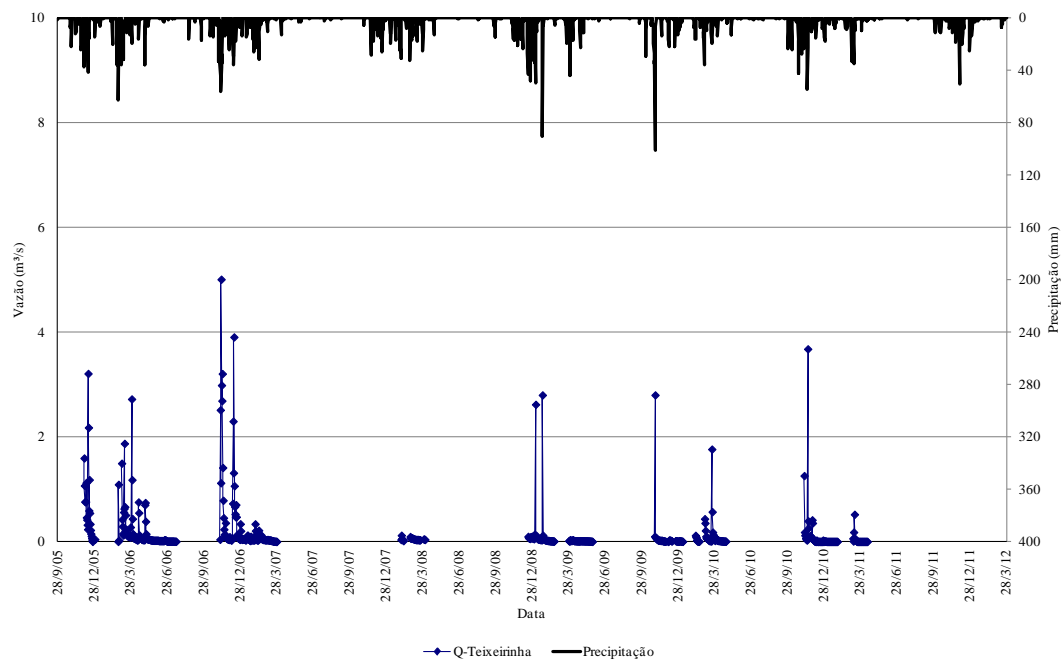


Figura 5.16 - Vazão do córrego Teixeira

A ocorrência de escoamento superficial não foi observada para todos os eventos chuvosos de grande intensidade. Observa-se que existem incertezas nos valores de vazão obtidos face à dificuldade de registro de níveis d'água para pequenas vazões, em função da alteração dos caminhos preferenciais da água, do assoreamento diferenciado dos cursos d'água e do número relativamente reduzido de observações que foram realizadas para obtenção das curvas-chave.

Durante os três anos de monitoramento, observou-se no período chuvoso que o escoamento ocorria nas seguintes locais em Chácara São Vicente, na Fazenda do Tuta e na Foz do córrego Teixeira. Em 2010/2011, observou-se que o escoamento ocorria em todo o curso d'água.

Na Fazenda do Tuta, durante a realização do monitoramento no período chuvoso, observou-se a ocorrência do escoamento no córrego, entretanto percebia-se que no trecho localizado pouco a jusante o curso d'água apresentava-se seco. Na ocorrência de um evento chuvoso intenso em janeiro de 2011, observou-se que o nível d'água no córrego Teixeira subiu rapidamente cerca de um metro, mas foi possível observar que no trecho a jusante permanecia seco. Percebe-se por meio dessas observações em campo, que para a ocorrência do escoamento a jusante da Fazenda do Tuta é necessário que a aluvião esteja saturada.

5.1.7 Água no solo

Para visualização e análise, os valores de umidade do solo foram agrupados de acordo com a profundidade medida pela sonda Delta-T em cada área de monitoramento, com exceção daqueles referentes à Chácara São Vicente, que são apresentados em uma única figura. Adicionalmente, para os locais nos quais a frequência de monitoramento foi alterada a partir de setembro de 2011 (aproximadamente uma observação por mês para duas observações semanais ou observações diárias) – Fazenda do Tuta, Barragem do Clóvis, Fazenda Laranjeiras e Fazenda do Juvenal –, são apresentados dois gráficos por profundidade, um para o período total de monitoramento e outro para o período de setembro de 2011 a março de 2012. Finalmente, ressalta-se que os registros de umidade do solo na Chácara São Vicente e na Foz do córrego Teixeira foram sempre realizados em frequência aproximadamente mensal, enquanto que na Fazenda Laranjeiras/Barragem foram iniciados apenas em setembro de 2011 e realizados em frequência diária.

Nas análises foram utilizados os dados de precipitação obtidos das estações climatológicas automatizadas instaladas na bacia do córrego Teixeira da seguinte forma: para o ponto analisado na Chácara São Vicente, foram utilizados os dados da estação climatológica instalada próxima, e para os demais pontos, os dados da estação de Fazenda Laranjeiras.

Durante o período analisado entre outubro de 2009 a março de 2012, foram registrados 4 picos de umidade nas camadas do solo em Chácara São Vicente nos seguintes dias: 12/03/2010 (100,75 mm de chuva entre os dias 01 e 11/03/2010); 01/11/2010 (101,50 mm de chuva entre os dias 25 e 27/10/2010); 19/03/2011 (109,25 mm de chuva entre os dias 06 e 17/03/2011); e 13/12/2011 (95,75 mm de chuva entre os dias 02 e 10 de dezembro de 2011).

Durante o mesmo período foram registrados 11 picos de umidade nas camadas superiores do solo em Fazenda Laranjeiras nos seguintes dias: 31/10/2009 (119,75 mm de chuva entre os dias 26 e 31/10/2009); 12/03/2010 (133,25 mm de chuva entre os dias 01 e 12/03/2010); 01/11/2010 (54,75 mm de chuva entre os dias 25 e 27/10/2010); 17/12/2010 (43,0 mm de chuva entre os dias 07 e 10 de dezembro de 2011); 19/03/2011 (168,25 mm de chuva entre os dias 06 e 17/03/2011); 12/11/2011 (38,4 mm de chuva entre os dias 08 e 11/11/2011); 17/11/2011 (17,2 mm de chuva no dia 15/11/2011); 25/11/2011 (31 mm de chuva no dia 24/11/2011); dia 04/12/2012 (55,0 mm de chuva no dia 03/12/2012); dia 11/12/2011 (48,5

mm de chuva nos dias 10 e 11/12/2011); e dia 02/01/2012 (51,6 mm de chuva entre os dias 29/12/2011 e 02/01/2012).

De forma geral, provavelmente em função das características arenosas dos solos, observa-se que os valores de umidade do solo nas profundidades de 100 mm, 200 mm e 300 mm são bastante influenciados pelos processos de precipitação e evapotranspiração. A influência desses processos hidrológicos nos valores de umidade do solo das demais profundidades monitoradas não foi uniforme, mas são poucos os pontos em que houve variação significativa nos valores associados às profundidades de 600 mm e 1000 mm.

O aumento da frequência de medições em alguns pontos permitiu constatar: a ocorrência de respostas significativamente rápidas de incremento de umidade após o início de eventos chuvosos e relativamente rápidas de decaimento de umidade após o cessar desses eventos para as camadas mais próximas à superfície; a magnitude dos picos de umidade da estação chuvosa 2011/2012; e, de forma menos nítida, o avanço da frente de molhamento.

O monitoramento de umidade do solo está disponível para as últimas três estações chuvosas, cujo menor valor acumulado de precipitação foi o correspondente ao da última, que coincide com o período de medições diárias de umidade em alguns locais. Apesar da precipitação relativamente menor, destaca-se que em todos os dias de precipitação não-nula foram registrados nesses locais picos de umidade nas camadas superficiais do solo.

Alguns problemas foram detectados ao longo do monitoramento, sendo o principal aquele ocorrido em janeiro de 2012, quando se verificou um mau contato do cabo que conecta a sonda ao aparelho, impedindo a realização da leitura contínua de valores para a profundidade de 100 mm em todos os pontos de medição. Em fevereiro de 2012, foi realizada uma troca da sonda Delta-T e sua influência se restringiu aos valores de umidade medidos na profundidade de 1000 mm para os pontos da Fazenda Laranjeiras, da Fazenda Laranjeiras/Barragem e da Fazenda do Juvenal.

Na sequência, são apresentados comentários específicos sobre cada estação de monitoramento. Apenas quando for o caso, menciona-se a ocorrência de alteração significativa no uso e ocupação do solo ao longo do período de monitoramento.

- Chácara São Vicente

Na Figura 5.17 são apresentados os valores de umidade do solo medidos na Chácara São Vicente para as profundidades de 100 mm, 200 mm, 300 mm, 400 mm, 600 mm e 1000 mm para o período de setembro de 2009 a abril de 2012. Foram registradas 27 observações no mencionado período, em intervalos de aproximadamente um mês.

Ressalta-se que nesse local o solo tem um índice relativamente alto de predregulho. Mesmo para as profundidades de 400 e 600 mm são observados incrementos de umidade do solo associados a dias antecedentes de significativos valores acumulados de precipitação, enquanto que os valores para a profundidade de 1000 mm são relativamente estáveis aos períodos de chuva e de longa estiagem.

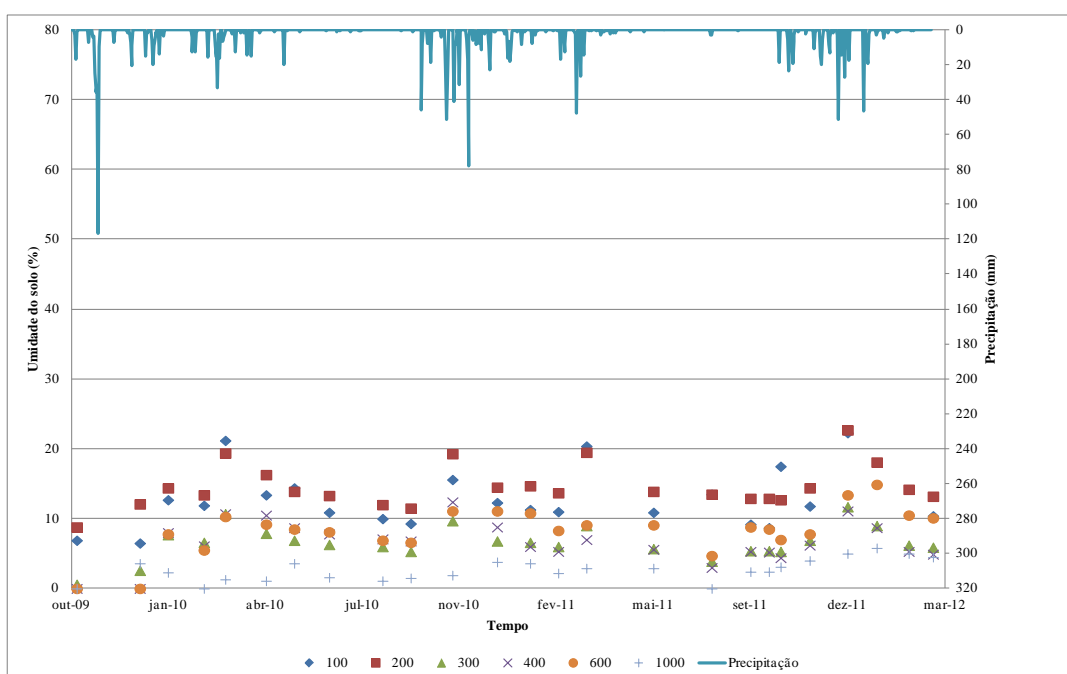


Figura 5.17 - Umidade do solo na Chácara São Vicente (período total de monitoramento)

- Fazenda do Tuta

Nas Figuras 5.18, 5.19, 5.20, 5.21, 5.22, 5.23, 5.24, 5.25, 5.26, 5.27, 5.28 e 5.29 são apresentados os valores de umidade do solo medidos na Fazenda do Tuta para, respectivamente, as profundidades de 100 mm (período total de monitoramento e estação chuvosa 2011/2012), 200 mm (idem), 300 mm (idem), 400 mm (idem), 600 mm (idem) e 1000 mm (idem). Para a estação chuvosa de 2011/2012, o registro de dados foi realizado duas vezes na semana.

Problemas técnicos impediram a coleta de dados para todas as profundidades nos pontos T3 e T4 entre novembro de 2010 e março de 2011 e em janeiro de 2012. Entre dezembro de 2011 e fevereiro de 2012, foram detectados valores irreais de umidade (valores próximos ou iguais a 100%) nas profundidades de 600 mm e 1000 mm no ponto T1 e na profundidade de 1000 mm no ponto T2.

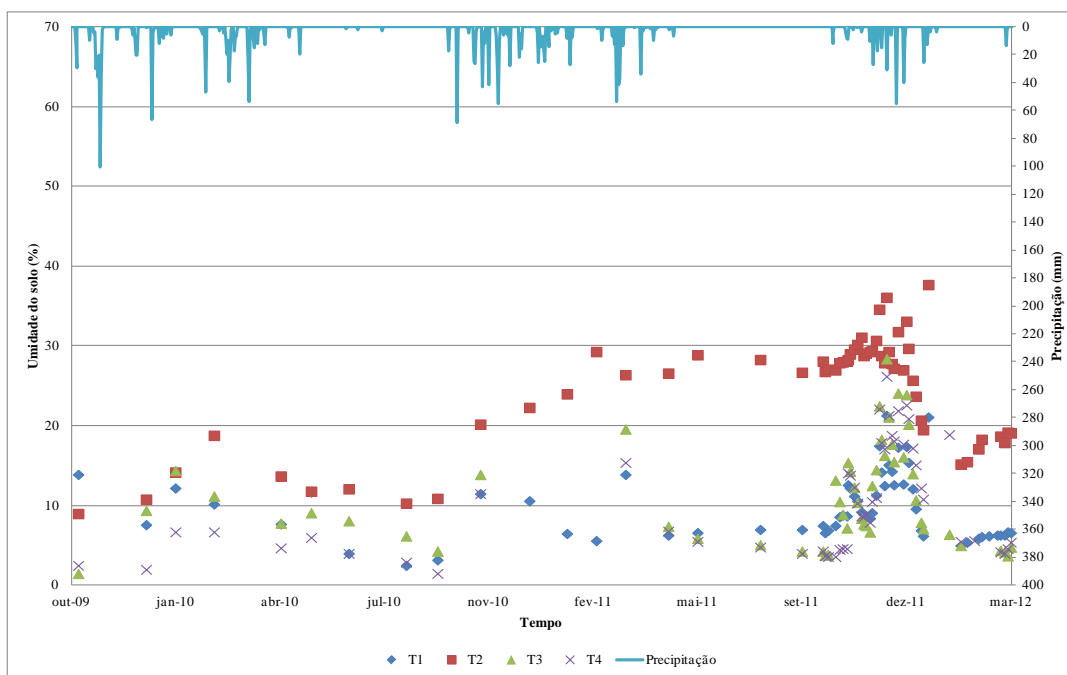


Figura 5.18 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm na Fazenda do Tuta

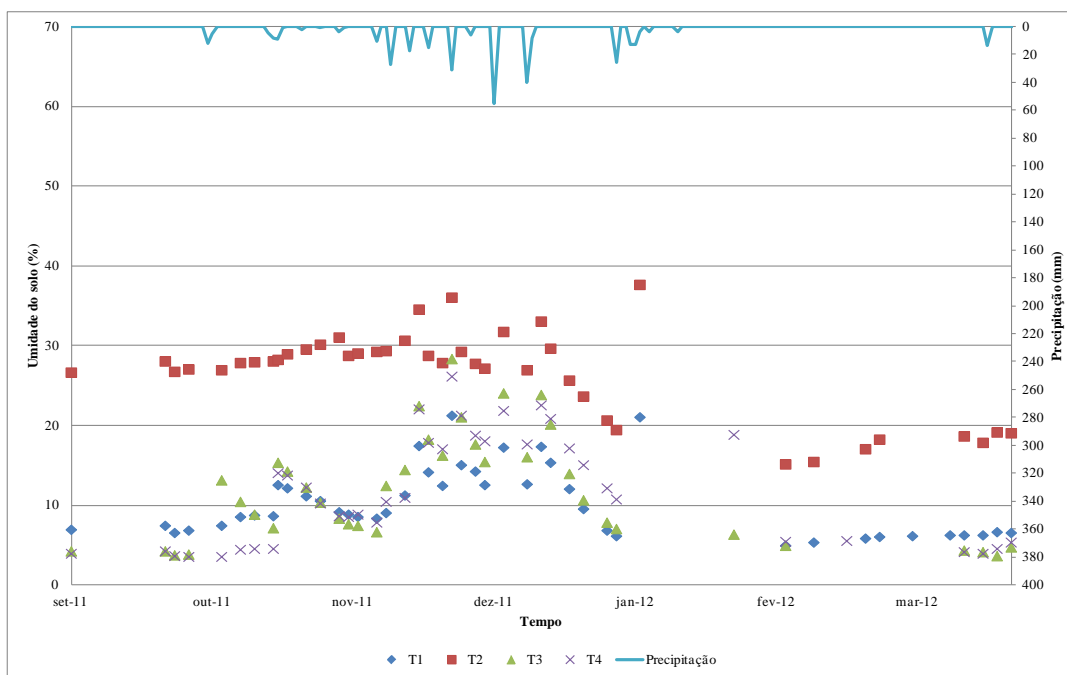


Figura 5.19 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta

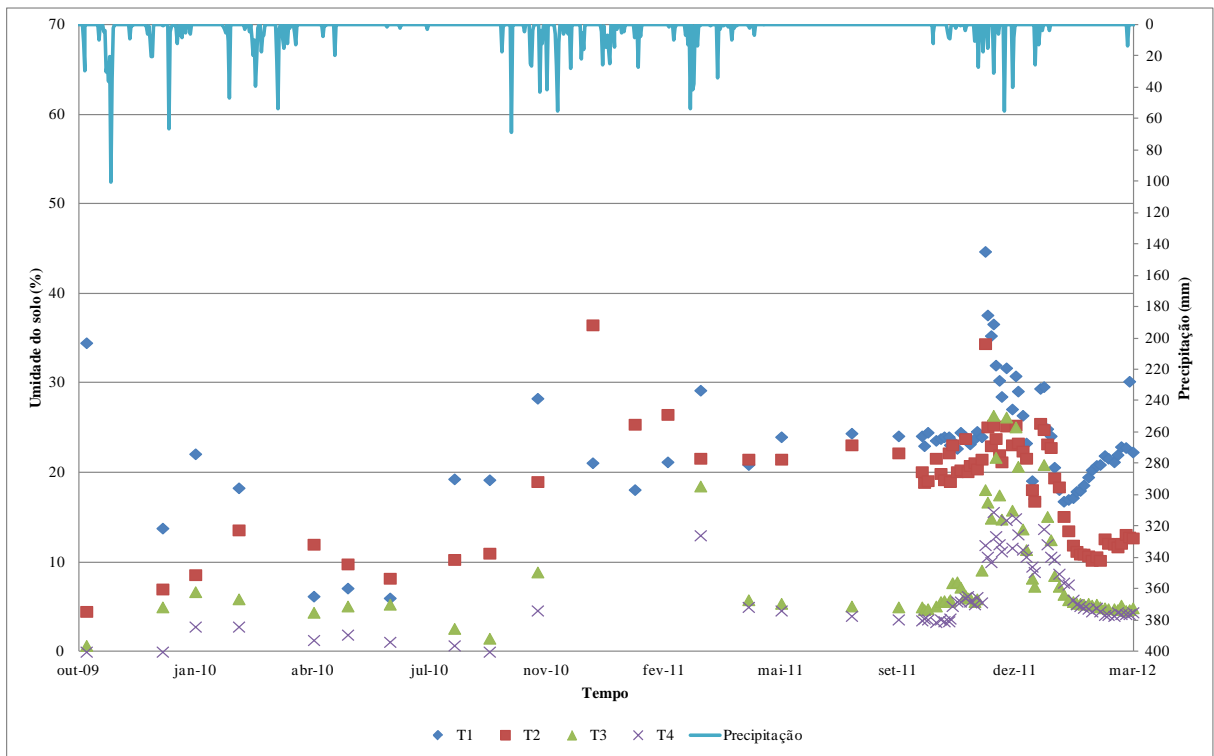


Figura 5.20 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm na Fazenda do Tuta

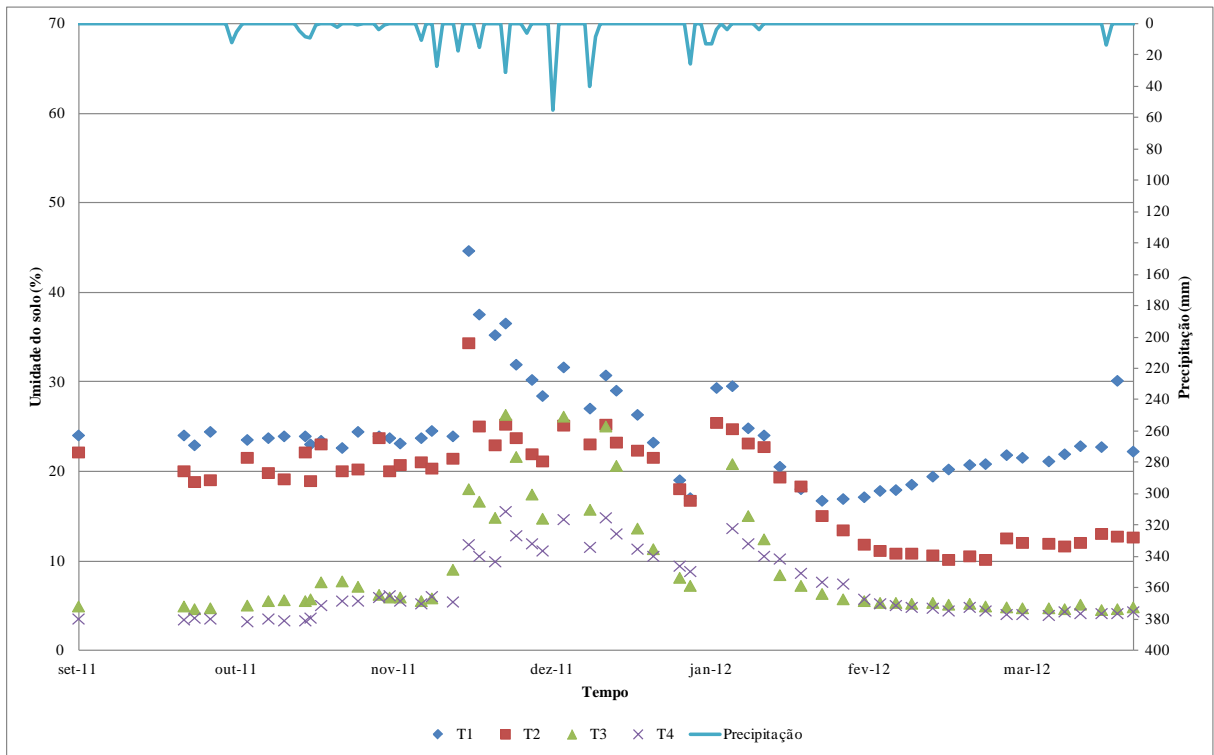


Figura 5.21 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta

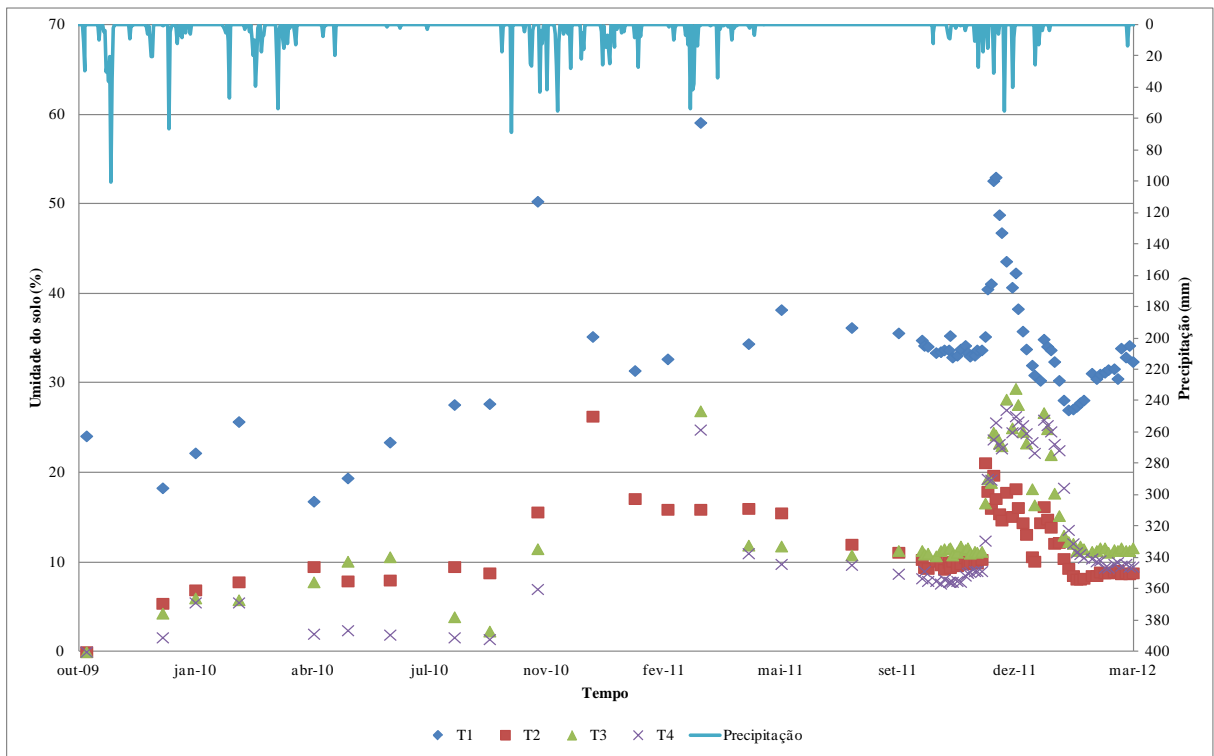


Figura 5.22 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm na Fazenda do Tuta

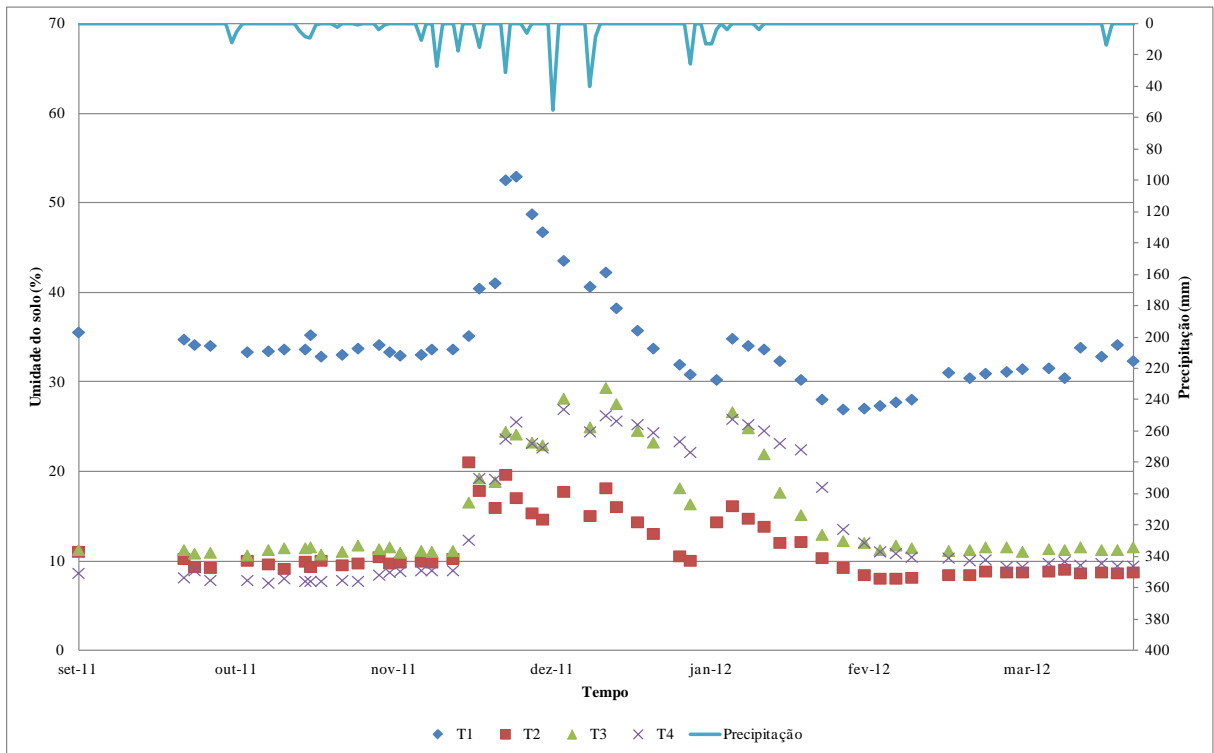


Figura 5.23 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta

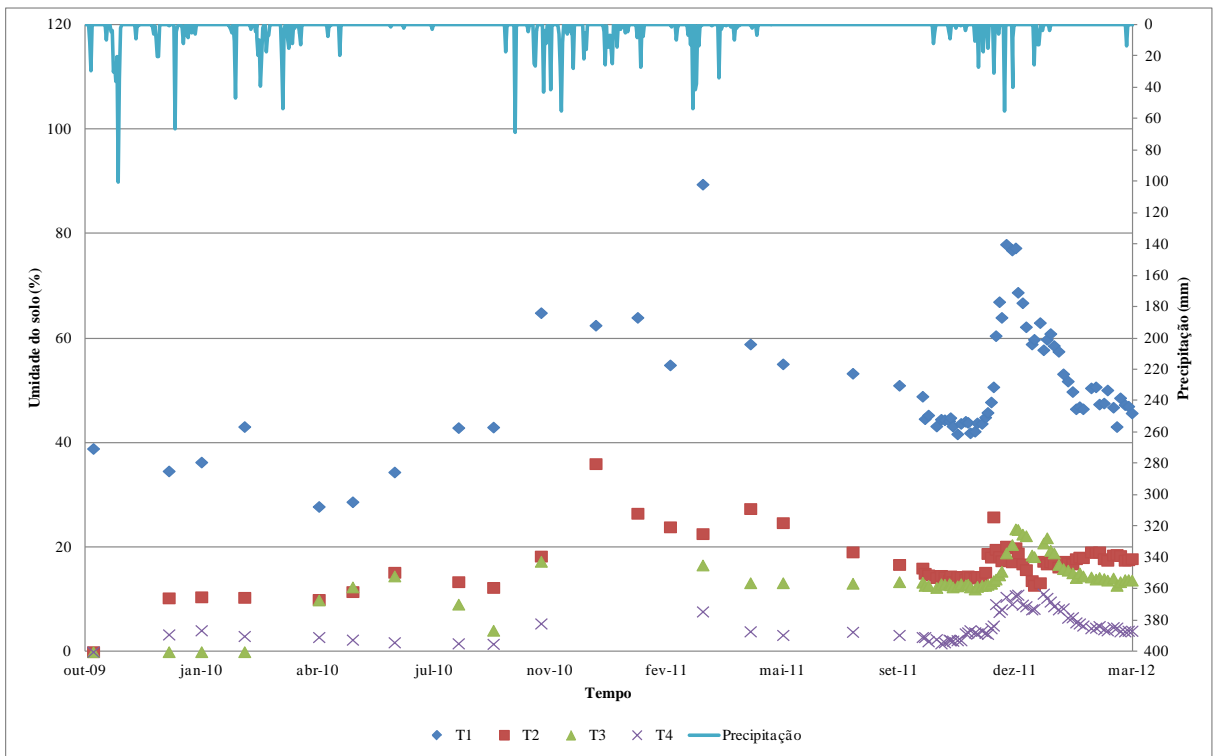


Figura 5.24 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm na Fazenda do Tuta

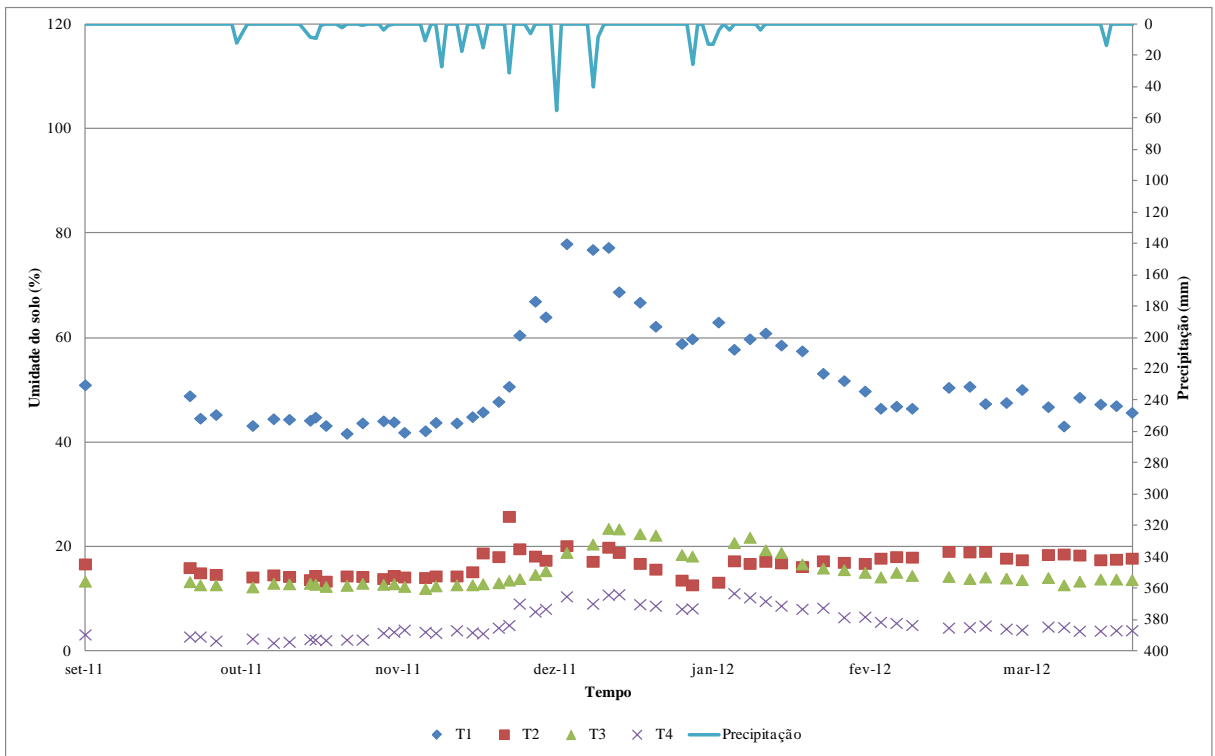


Figura 5.25 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta

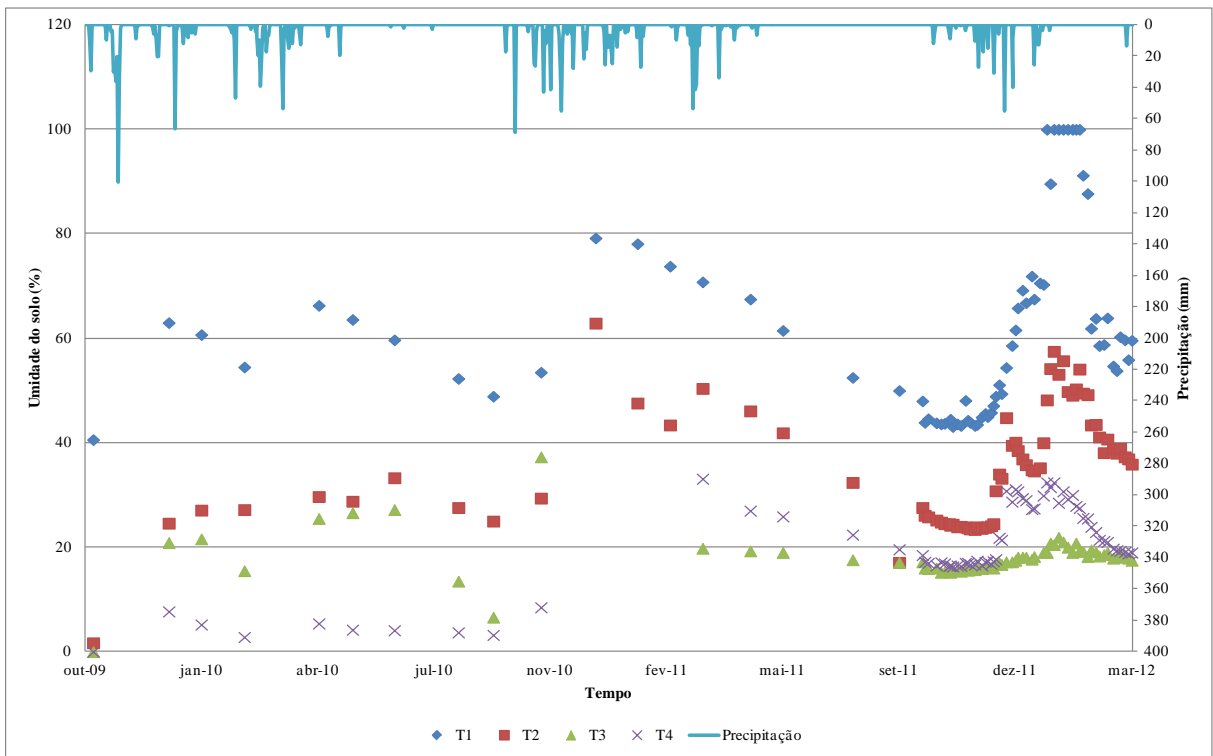


Figura 5.26 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm na Fazenda do Tuta

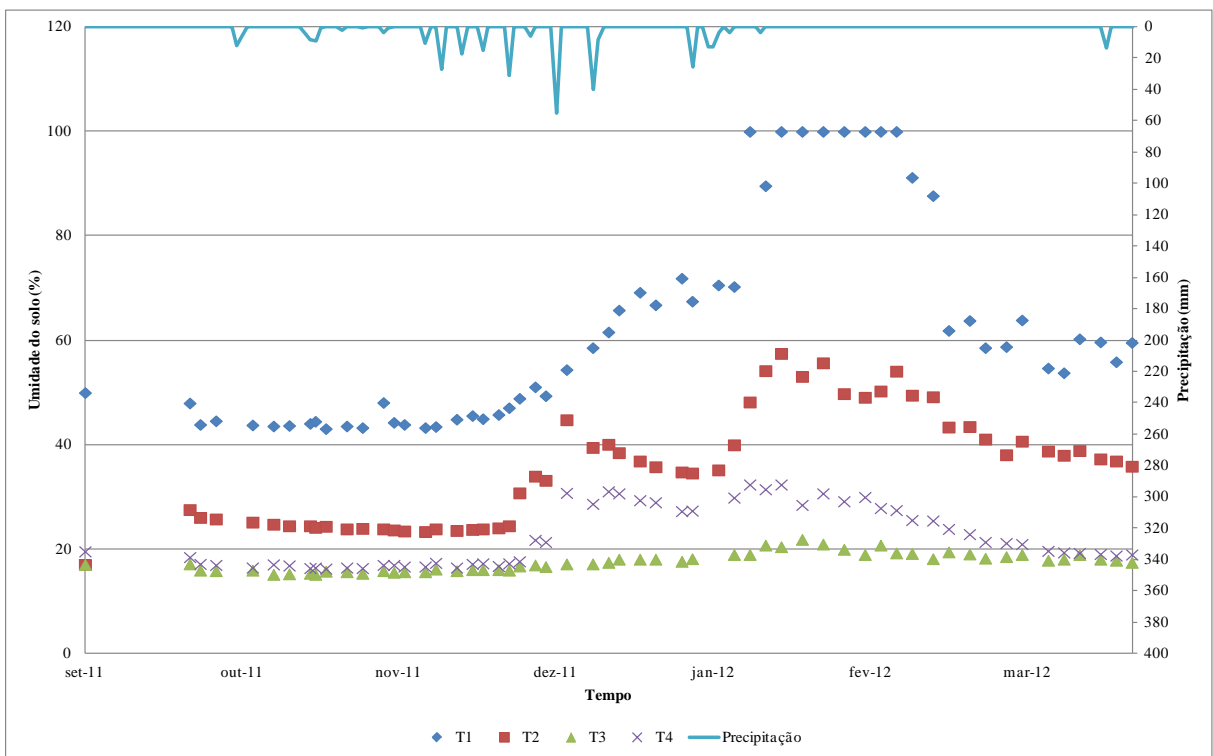


Figura 5.27 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta

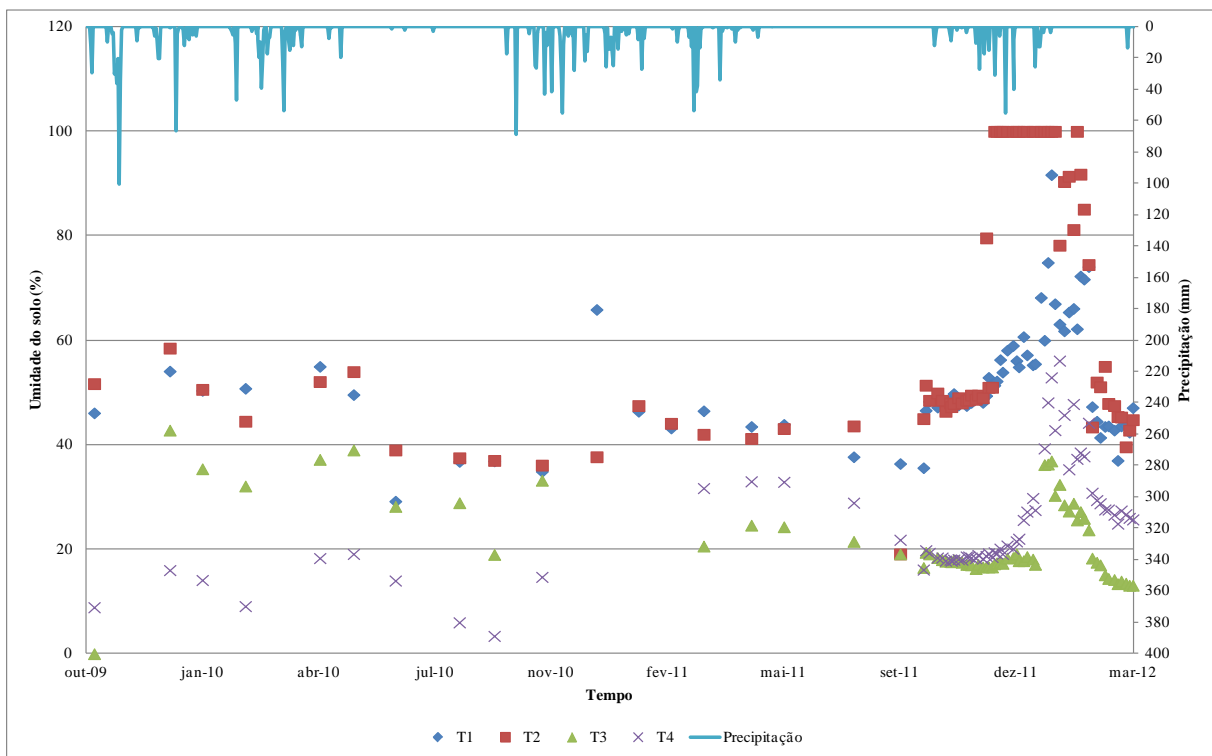


Figura 5.28 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm na Fazenda do Tuta

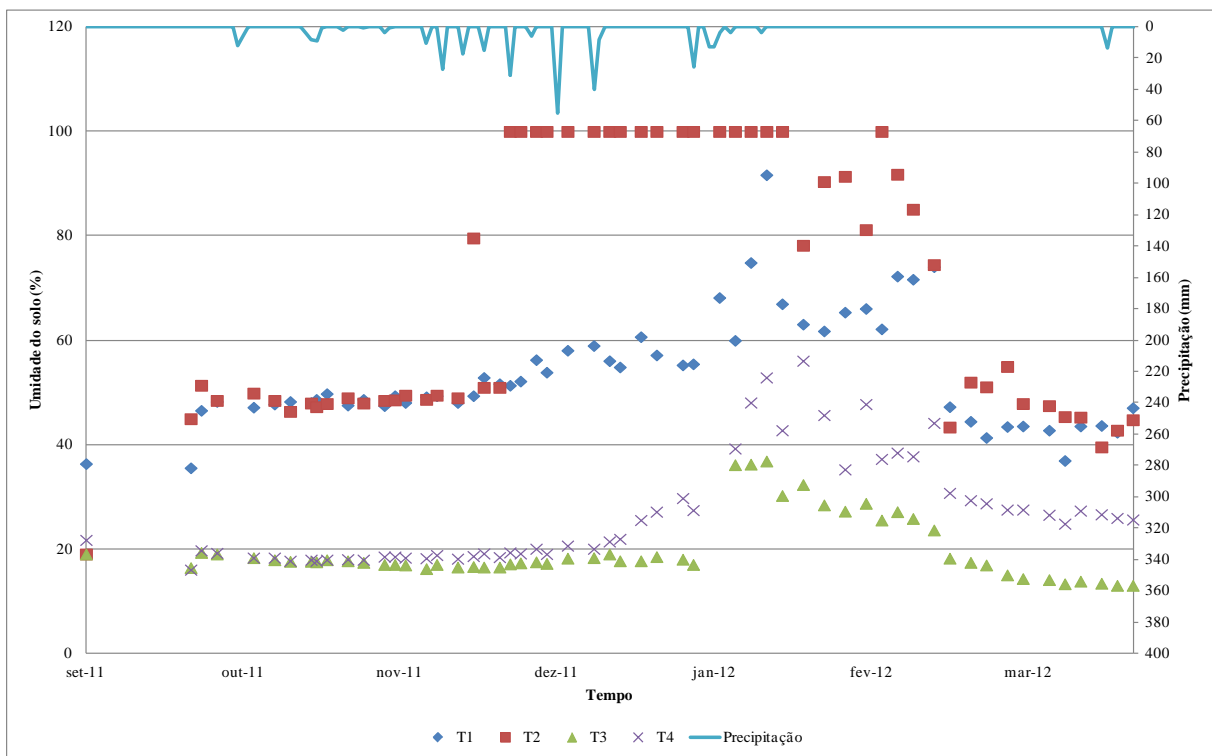


Figura 5.29 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Tuta

Durante os períodos de seca, o comportamento dos valores de umidade do solo nas profundidades de 100 mm, 200 mm, 300 mm e 400 mm dos pontos T1 e T2 não segue o

esperado, visto que não são observados decaimentos significativos. Há situações, inclusive, de aumento nos valores de umidade do solo ainda que não tenham sido registrados eventos de chuva por um longo período anterior às medições, casos específicos da estação seca de 2010 e do início da estação seca de 2012 (no último caso, só para a profundidade de 200 mm do ponto T1).

- Barragem do Clóvis

Nas Figuras 5.30, 5.31, 5.32, 5.33, 5.34, 5.35, 5.36, 5.37, 5.38, 5.39, 5.40 e 5.41 são apresentados os valores de umidade do solo medidos na Barragem do Clóvis para, respectivamente, as profundidades de 100 mm (período total de monitoramento e estação chuvosa 2011/2012), 200 mm (idem), 300 mm (idem), 400 mm (idem), 600 mm (idem) e 1000 mm (idem). Para a estação chuvosa de 2011/2012, o registro de dados foi realizado duas vezes na semana.

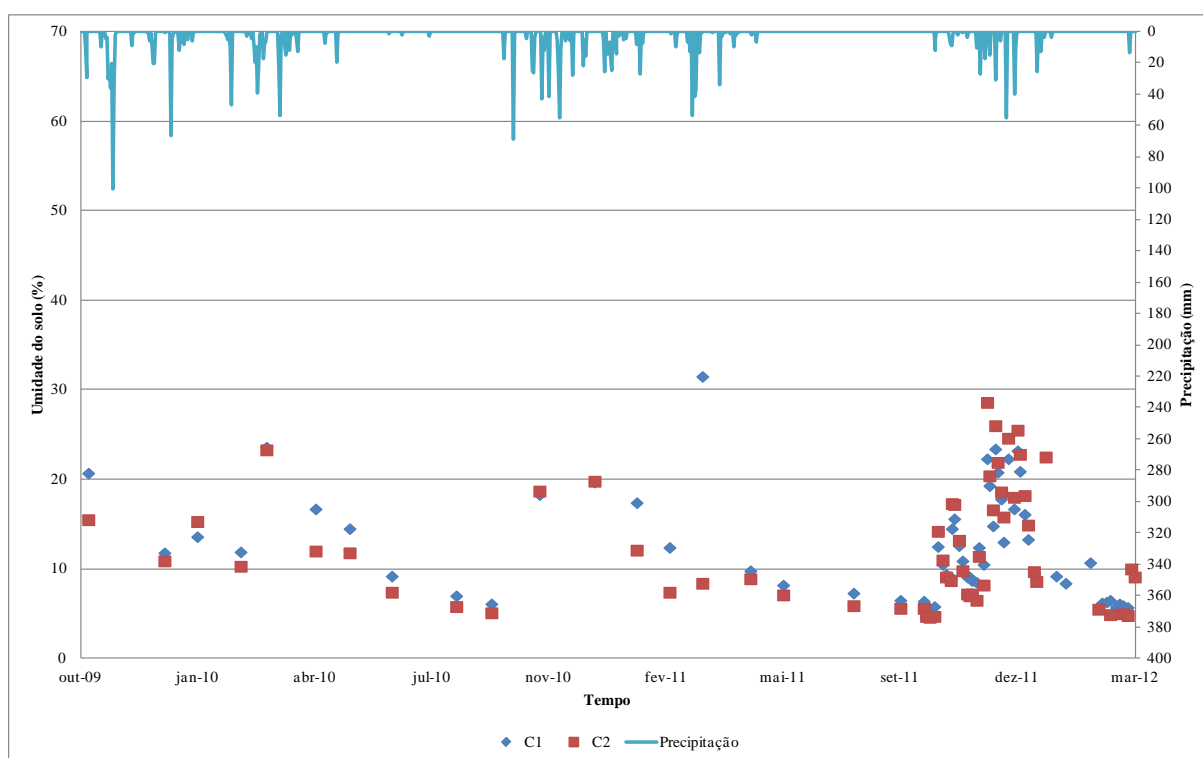


Figura 5.30 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm na Barragem do Clóvis

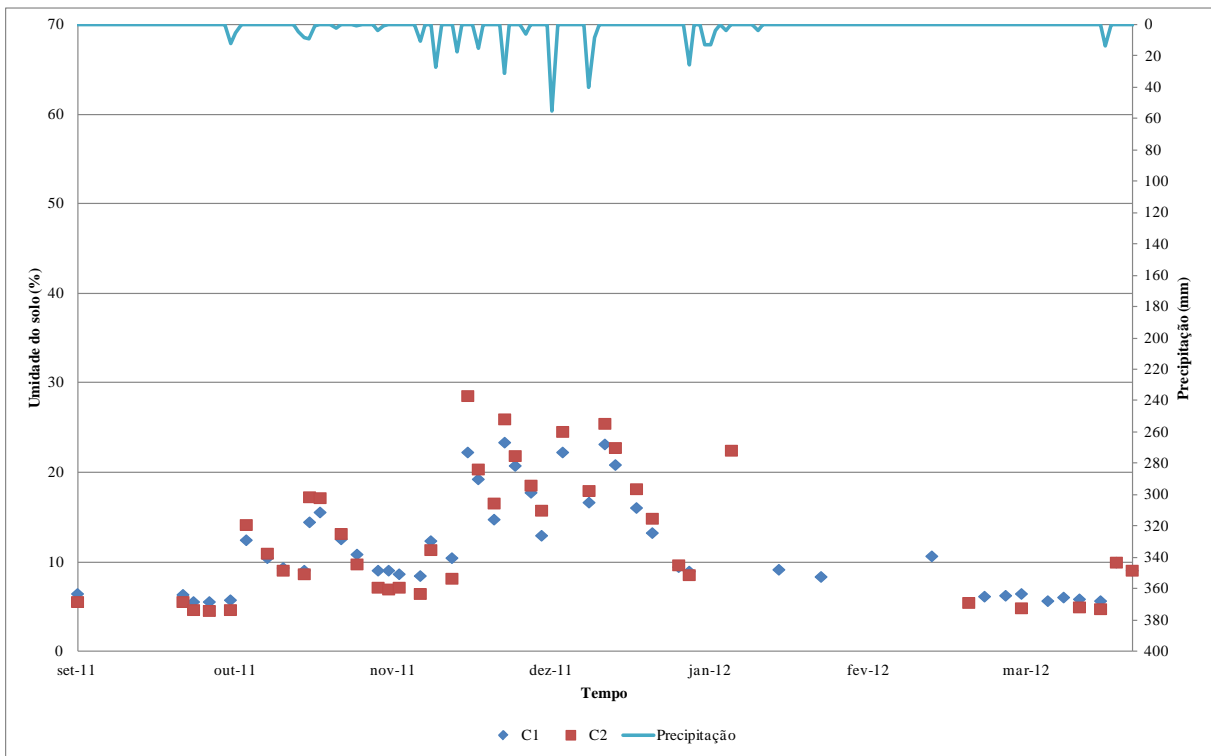


Figura 5.31 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis

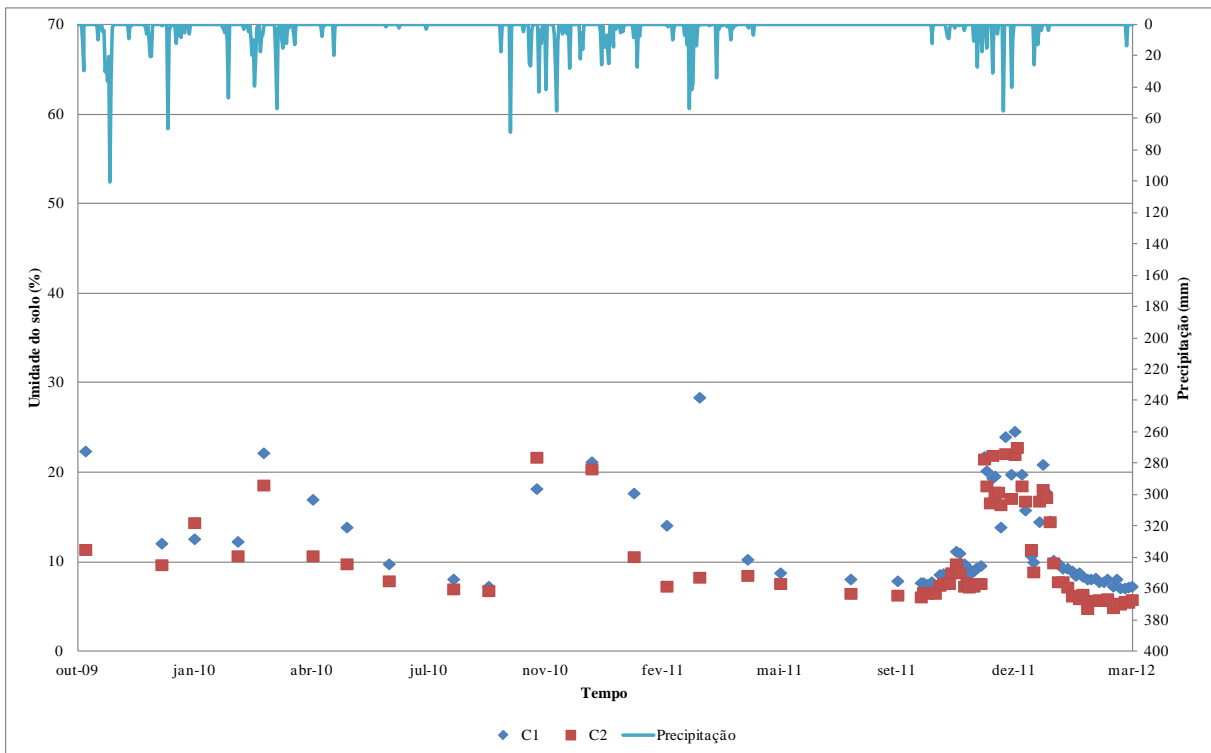


Figura 5.32 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm na Barragem do Clóvis

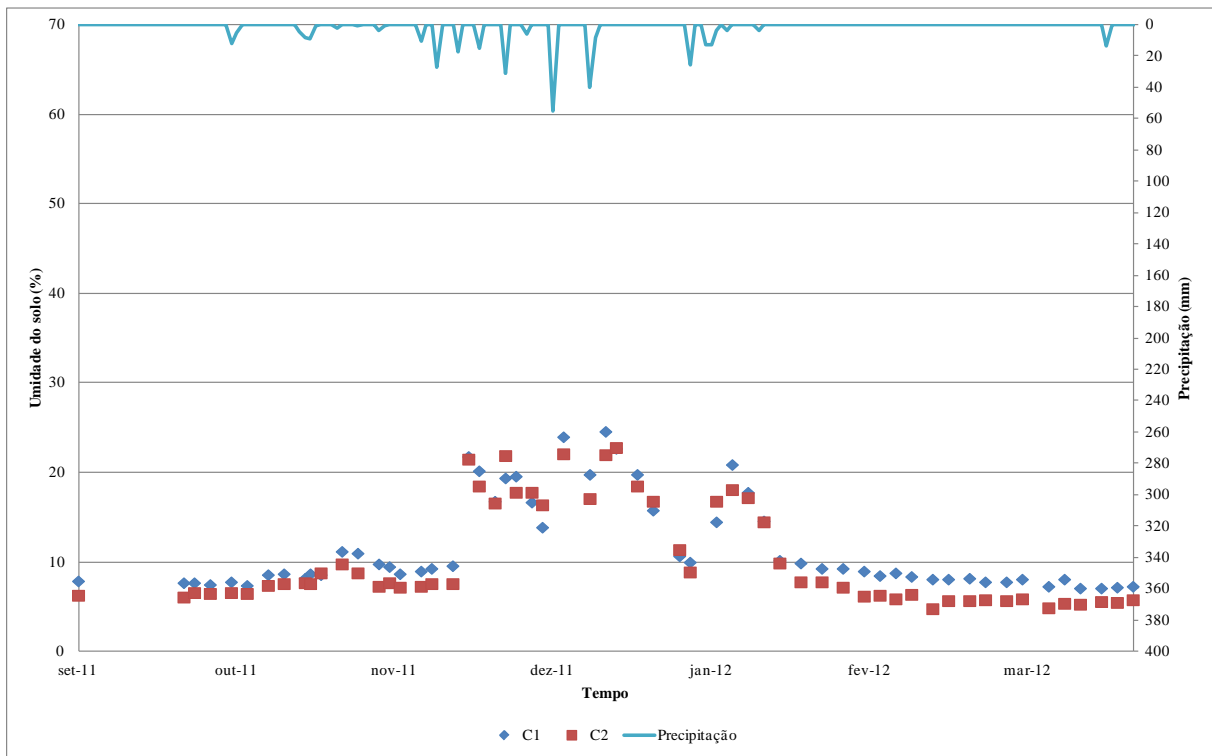


Figura 5.33 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis

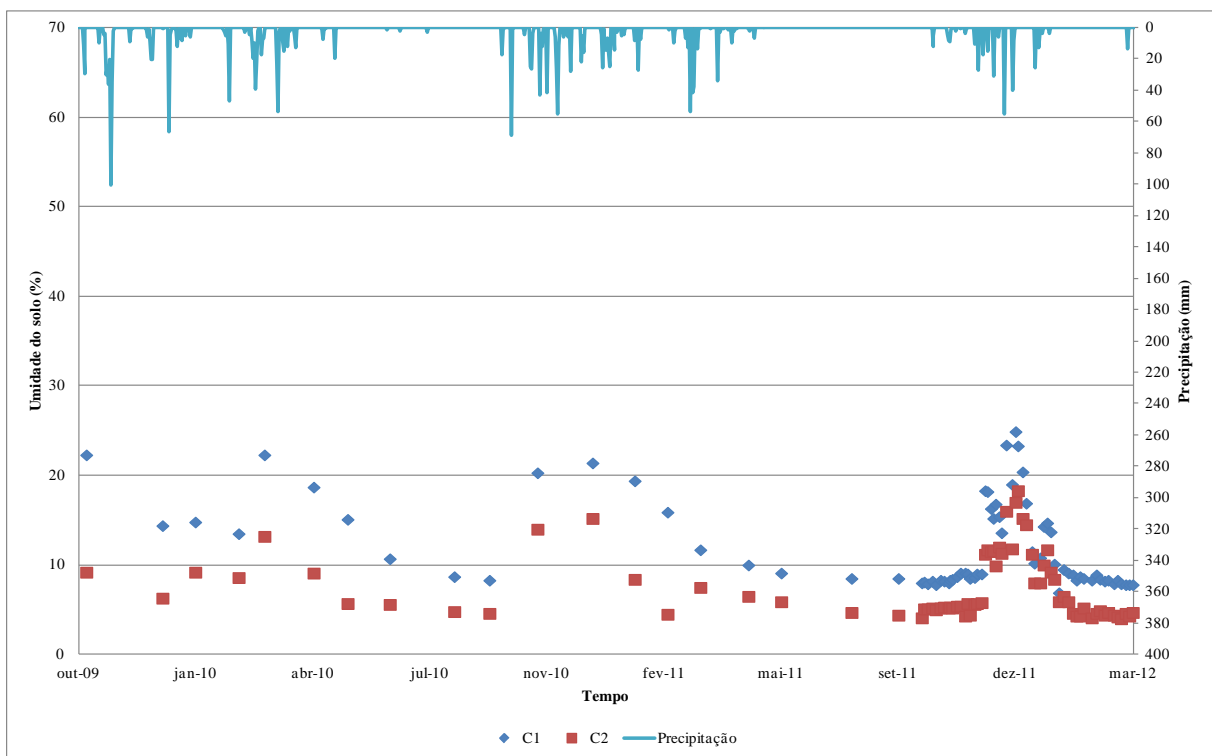


Figura 5.34 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm na Barragem do Clóvis

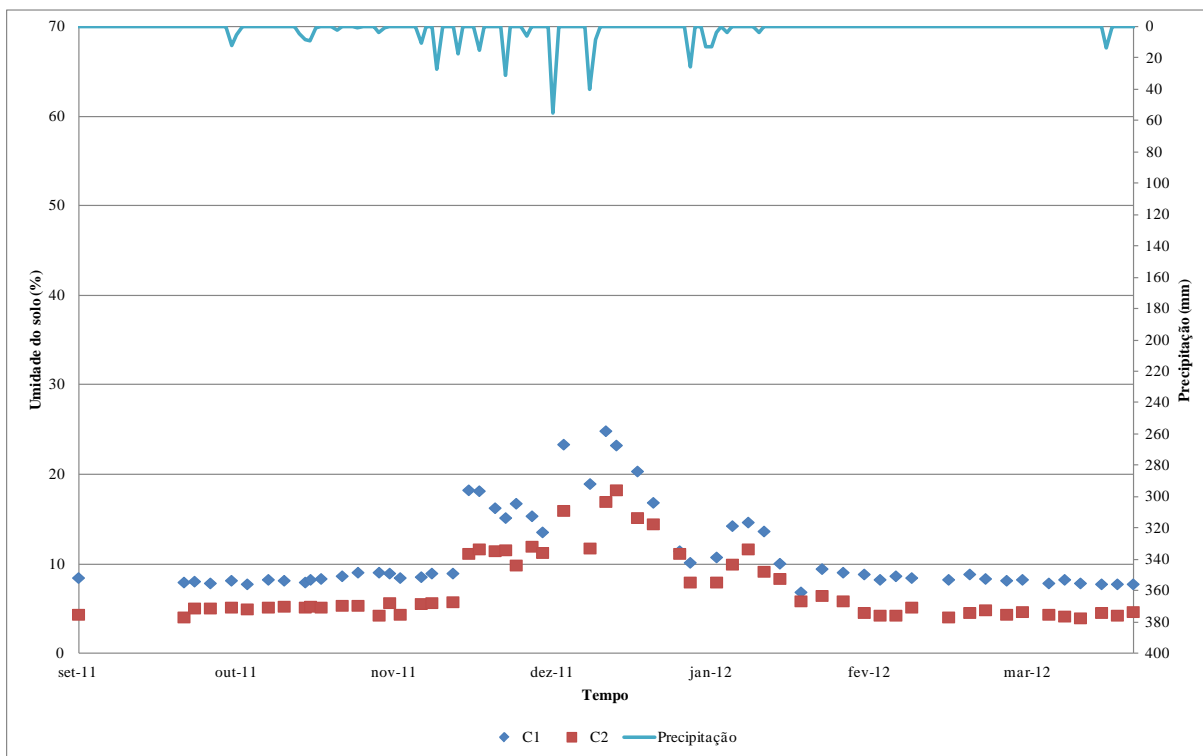


Figura 5.35 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis

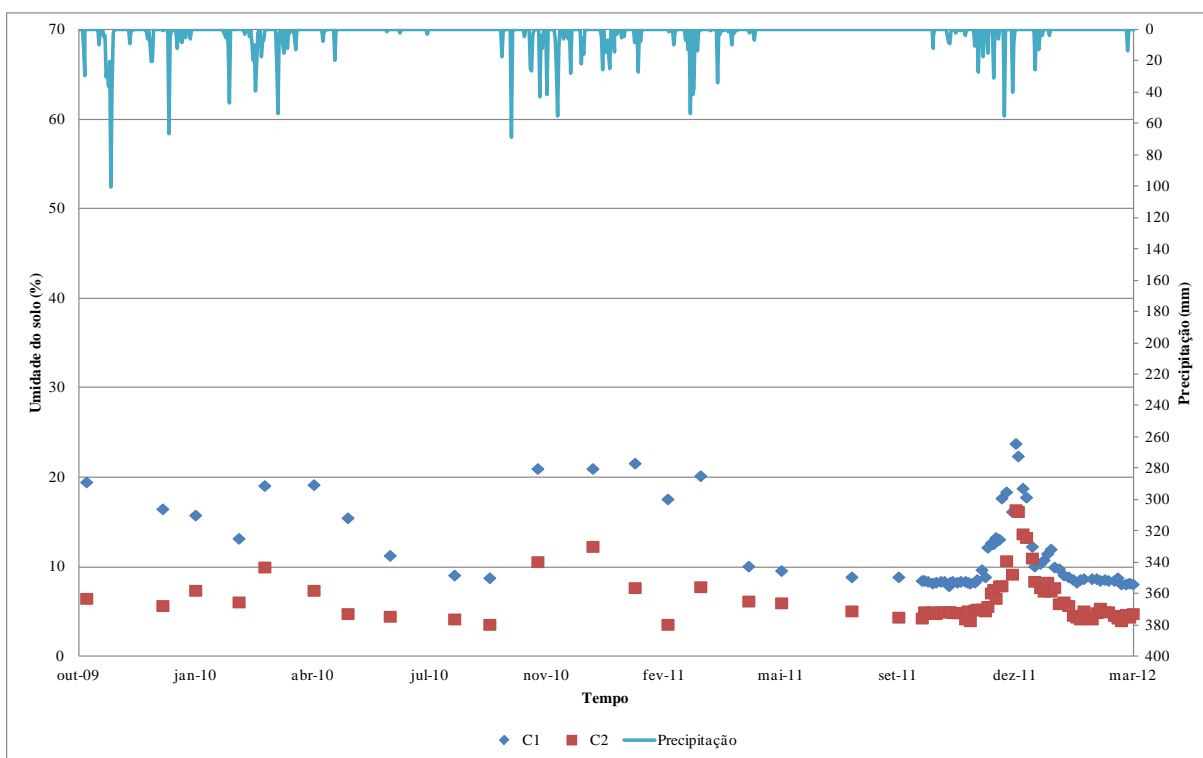


Figura 5.36 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm na Barragem do Clóvis

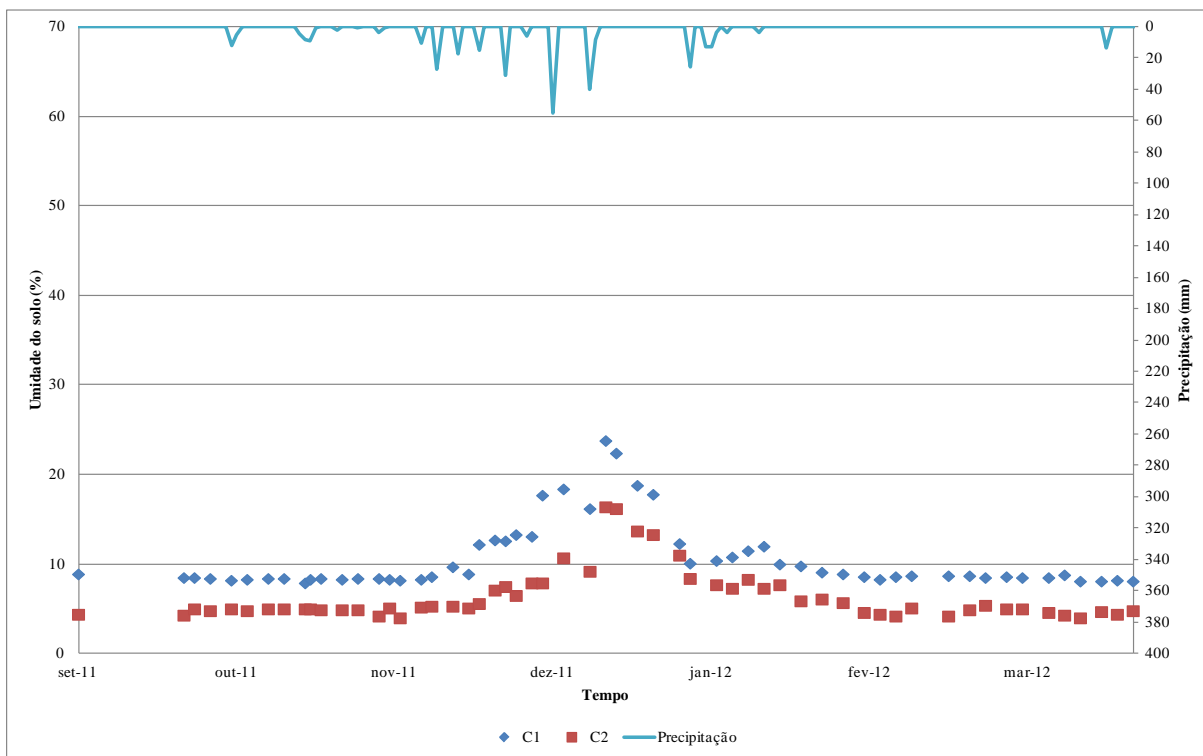


Figura 5.37 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis

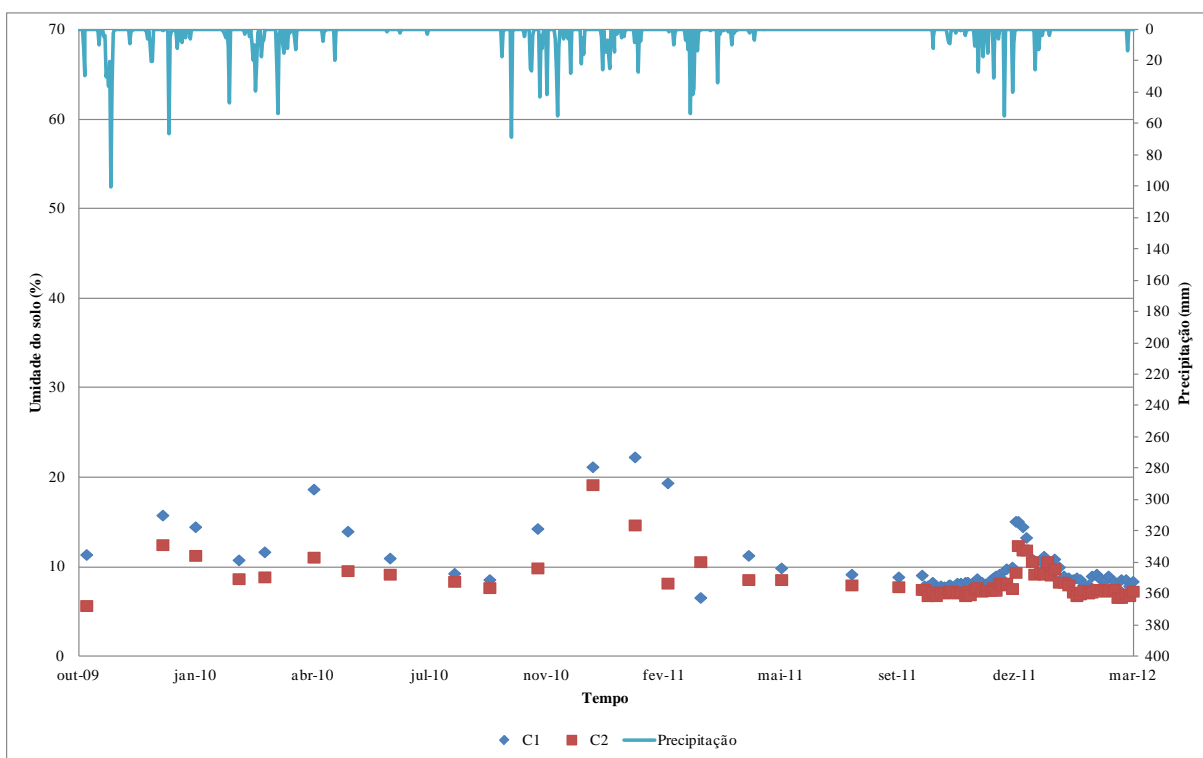


Figura 5.38 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm na Barragem do Clóvis

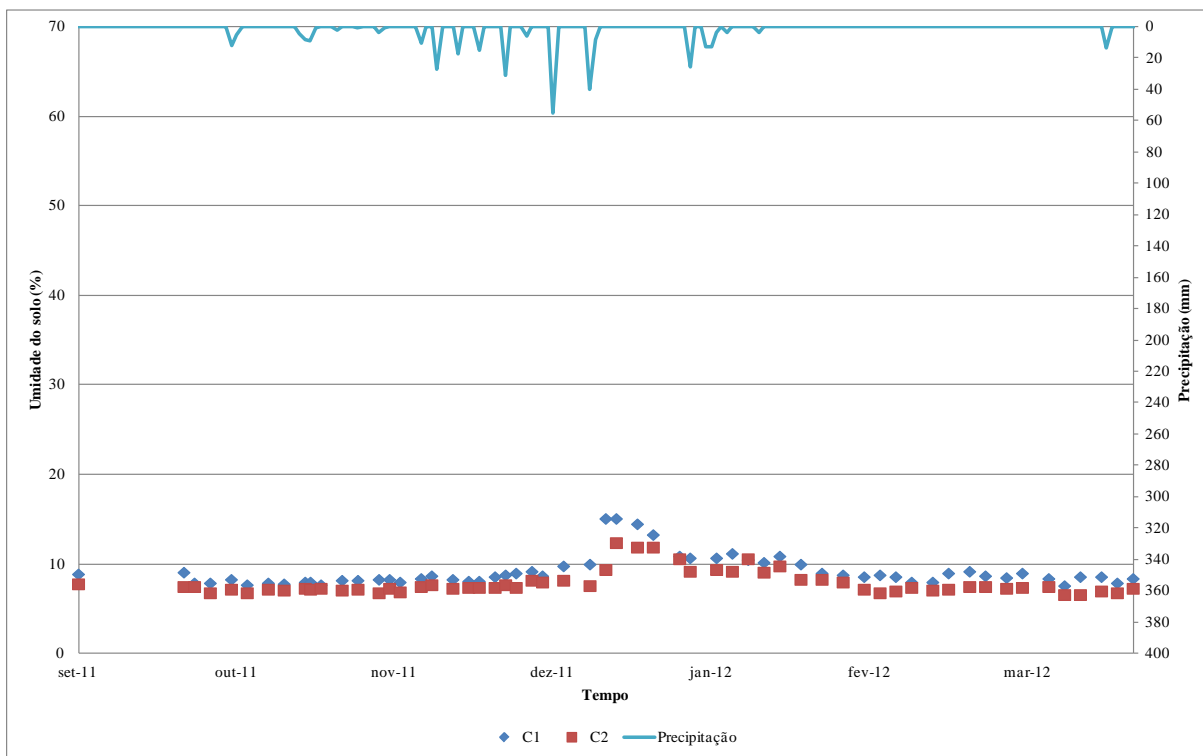


Figura 5.39 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis

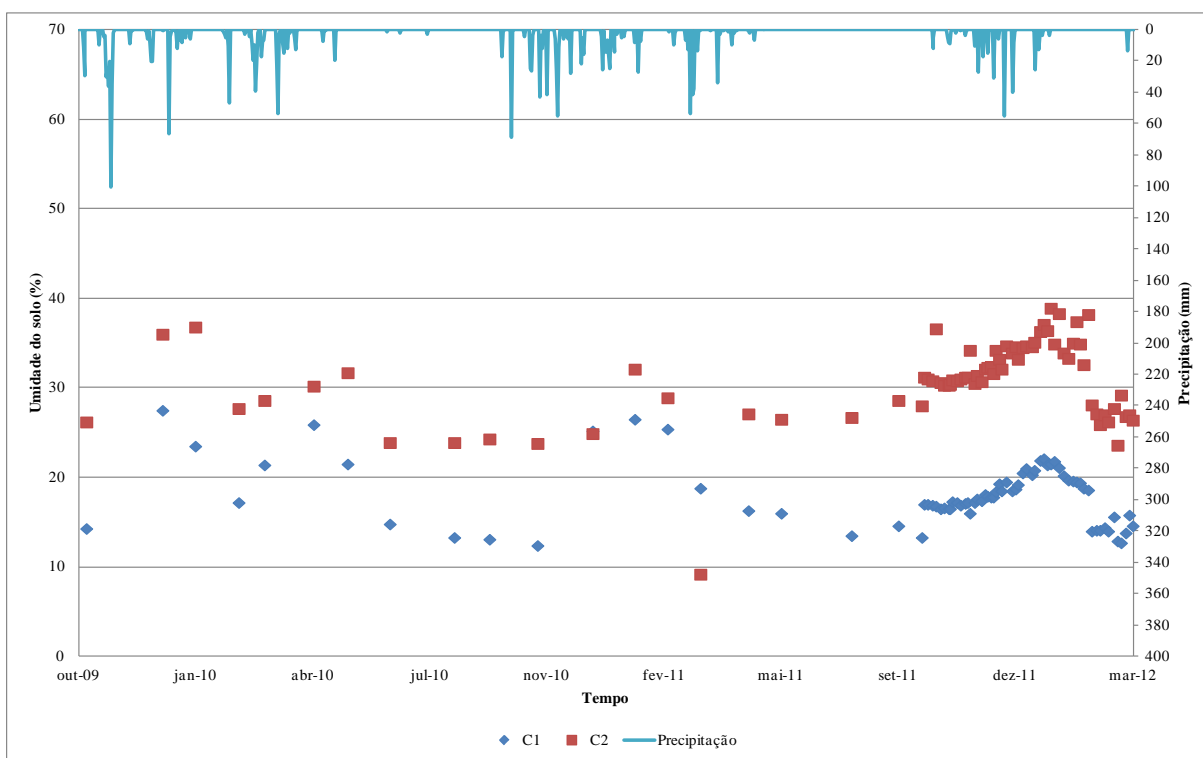


Figura 5.40 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm na Barragem do Clóvis

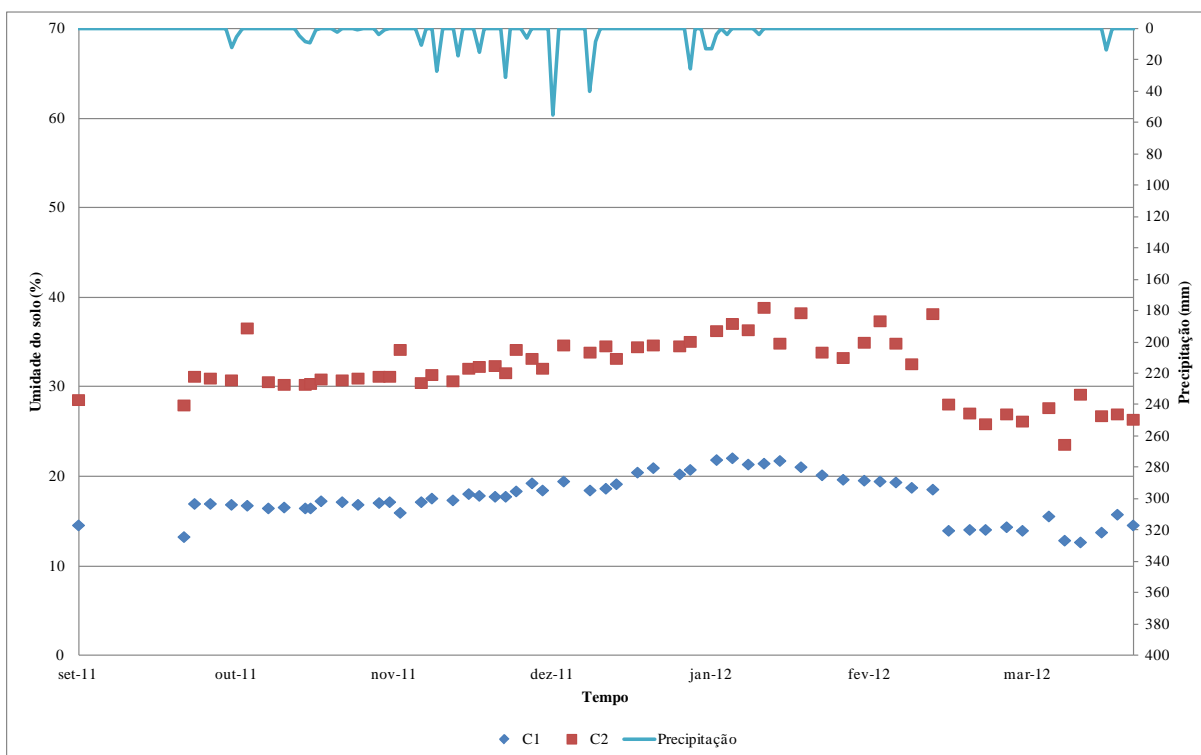


Figura 5.41 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm (set/11 a mar/12) na Barragem do Clóvis

Os pontos C1 e C2 foram instalados, respectivamente, a montante e a jusante de uma barragem subterrânea, sendo praticamente idênticas as composições granulométricas dos solos nos dois locais (Tabela 5.20). Os valores de umidade do solo são muito próximos para os dois pontos tanto para a profundidade de 100 mm como para a de 200 mm, com indícios de não terem sofrido influência da barragem subterrânea.

Por outro lado, para as profundidades de 300 mm, 400 mm e 600 mm, embora com a mesma tendência, os valores de umidade no ponto C1, localizado a montante da barragem subterrânea, são sistematicamente superiores àqueles equivalentes para o ponto C2. O mesmo se observa para a profundidade de 1000 mm, com exceção do fato que, para essa profundidade, os valores de umidade no ponto C1 são sistematicamente inferiores àqueles para o ponto C2. Uma possível explicação relaciona-se ao fato de que a barragem subterrânea promove o acúmulo de água a montante em profundidades intermediárias, mas há um escoamento subterrâneo relativamente significativo sob essa estrutura que faz com que a umidade na profundidade de jusante de 1000 m seja maior do que a equivalente a montante.

Considerando os comentários anteriores sobre as tendências observadas nos valores de umidade do solo em profundidades equivalentes nos pontos C1 e C2, constata-se eventual

problema com o monitoramento do dia 19 de março de 2010 para as profundidades de 100 mm, 200 mm, 600 mm e 1000 mm.

- Fazenda Laranjeiras

Nas Figuras 5.42, 5.43, 5.44, 5.45, 5.46, 5.47, 5.48, 5.49, 5.50, 5.51, 5.52 e 5.53 são apresentados os valores de umidade do solo medidos na Fazenda Laranjeiras para, respectivamente, as profundidades de 100 mm (período total de monitoramento e estação chuvosa 2011/2012), 200 mm (idem), 300 mm (idem), 400 mm (idem), 600 mm (idem) e 1000 mm (idem). Para a estação chuvosa de 2011/2012, o registro de dados foi diário.

Os pontos L1 e L2 estão localizados em áreas de maior cobertura vegetal. No período de monitoramento não foi observada nenhuma alteração significativa no uso e ocupação do solo na bacia, com exceção da retirada da cobertura vegetal (“capoeirinha”), em dezembro de 2010, de uma área na qual está localizado o ponto L2.

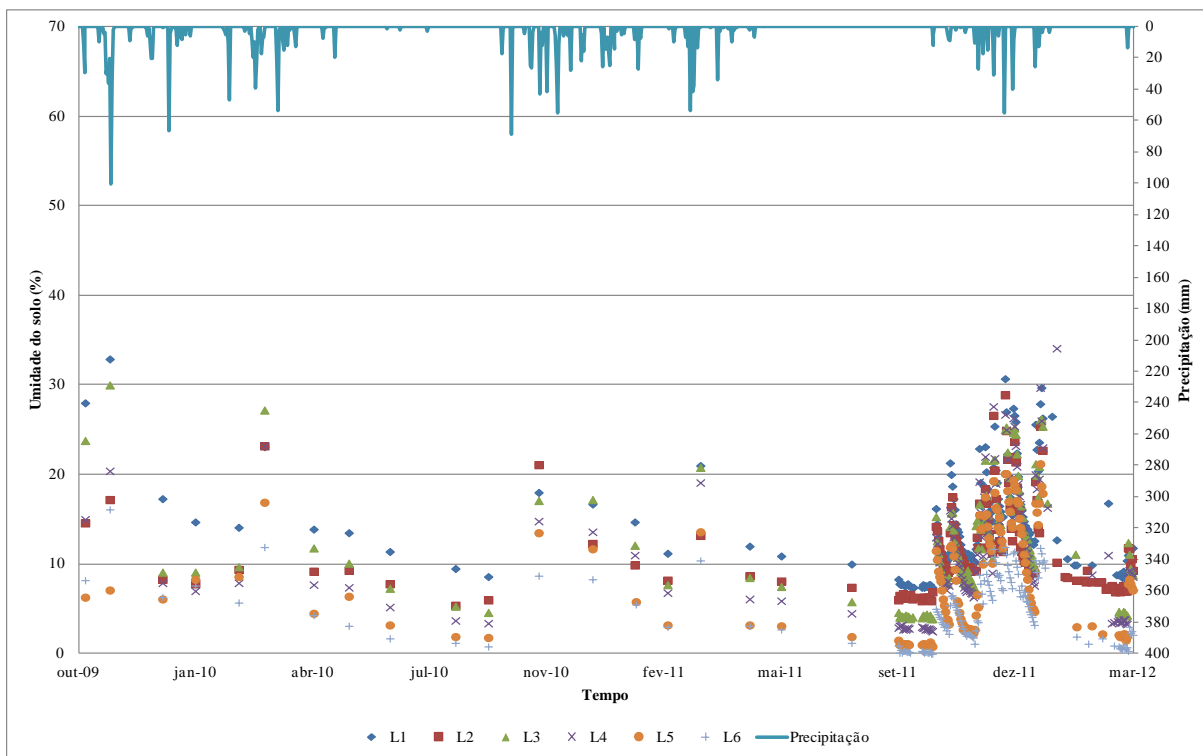


Figura 5.42 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm em Fazenda Laranjeiras

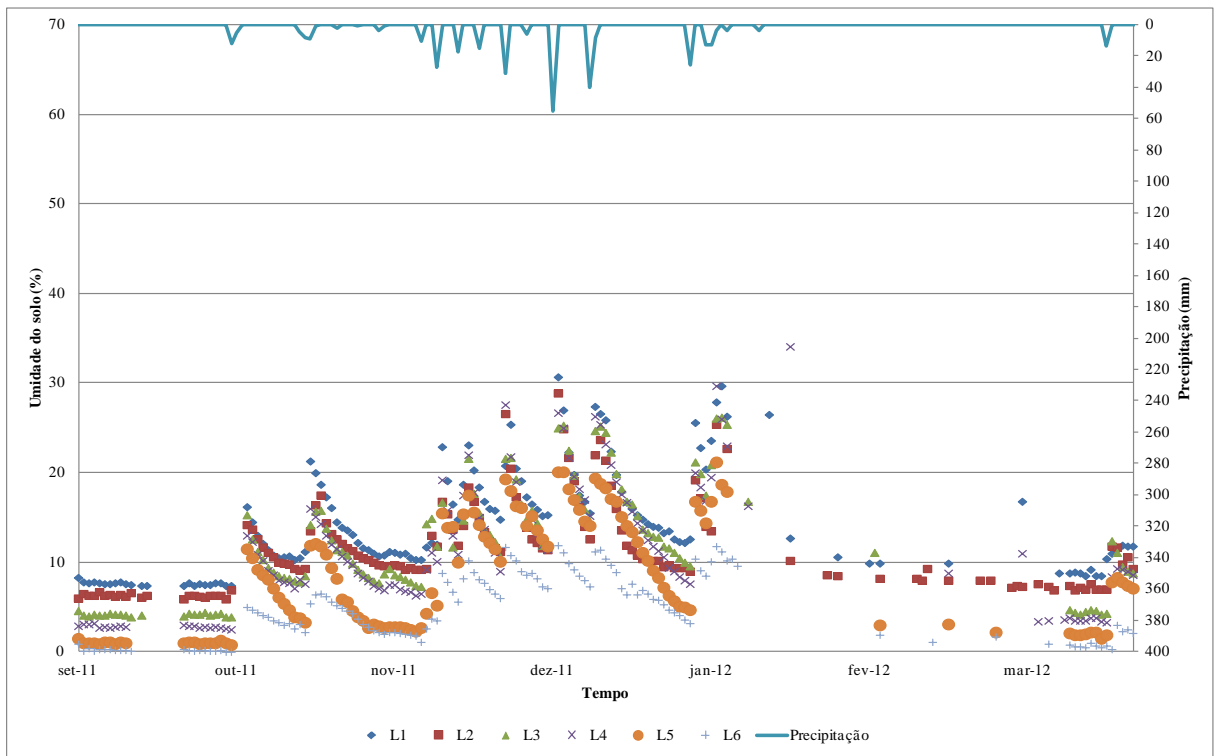


Figura 5.43 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras

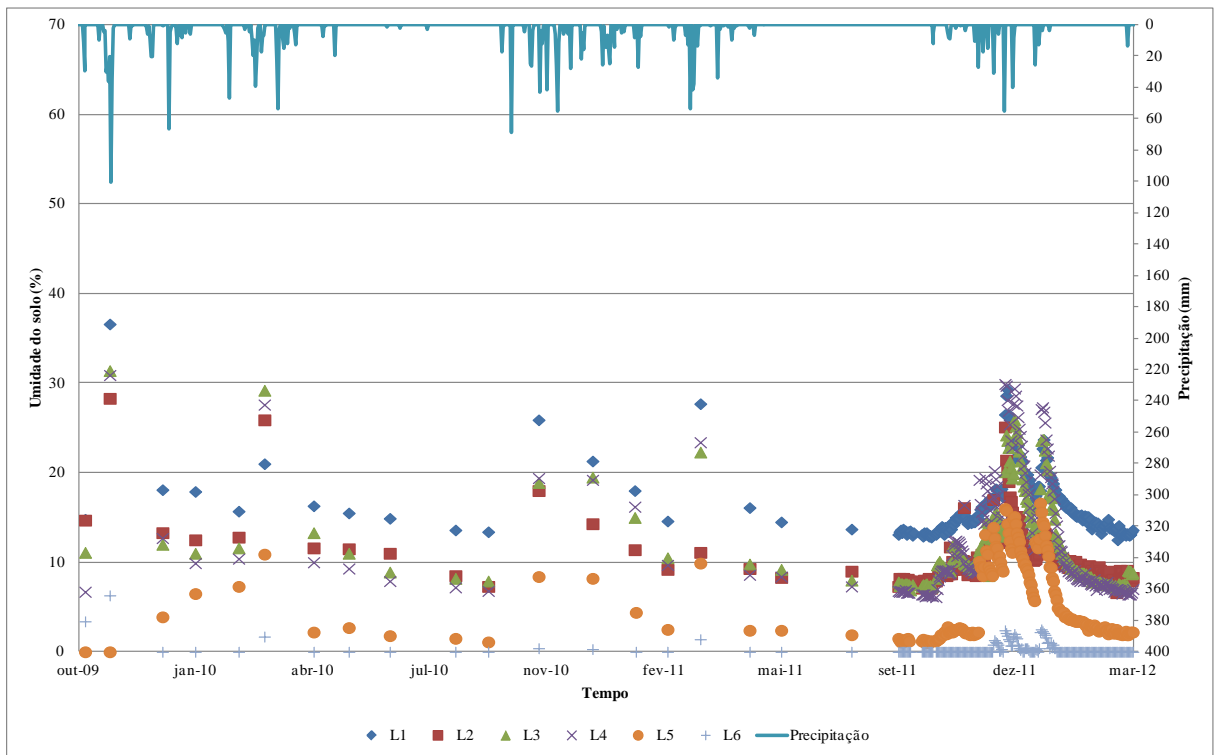


Figura 5.44 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm em Fazenda Laranjeiras

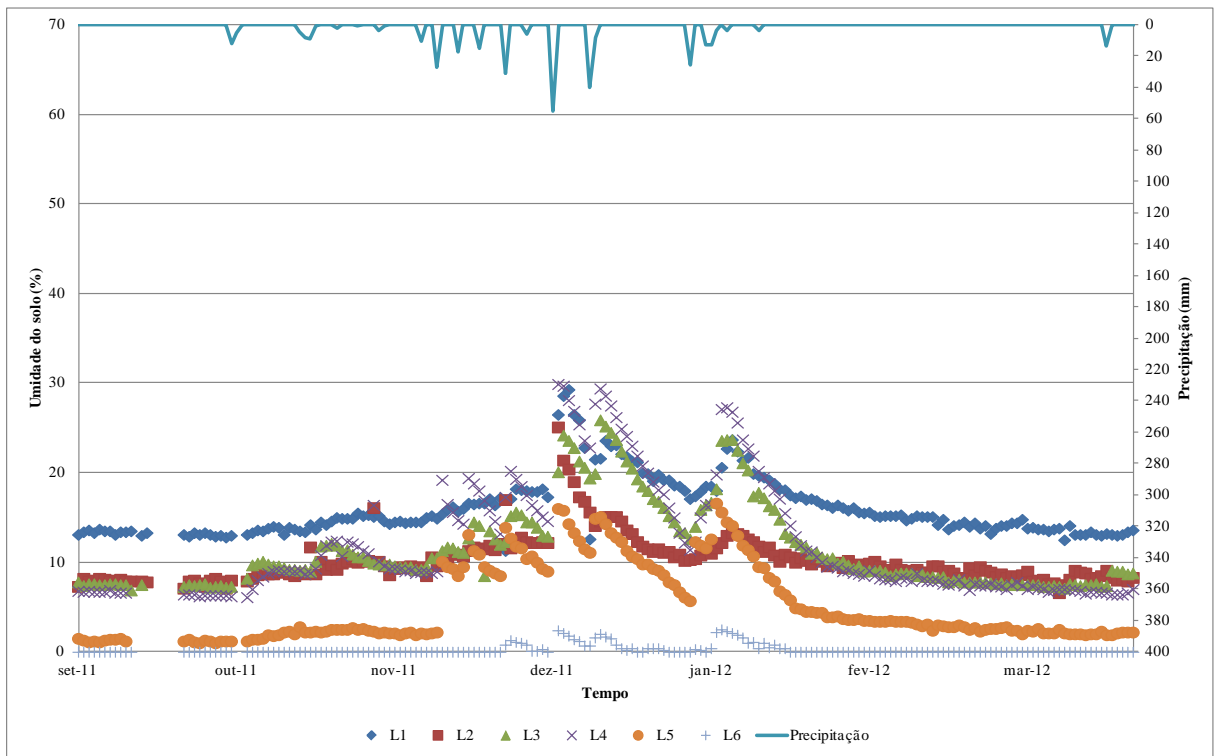


Figura 5.45 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras

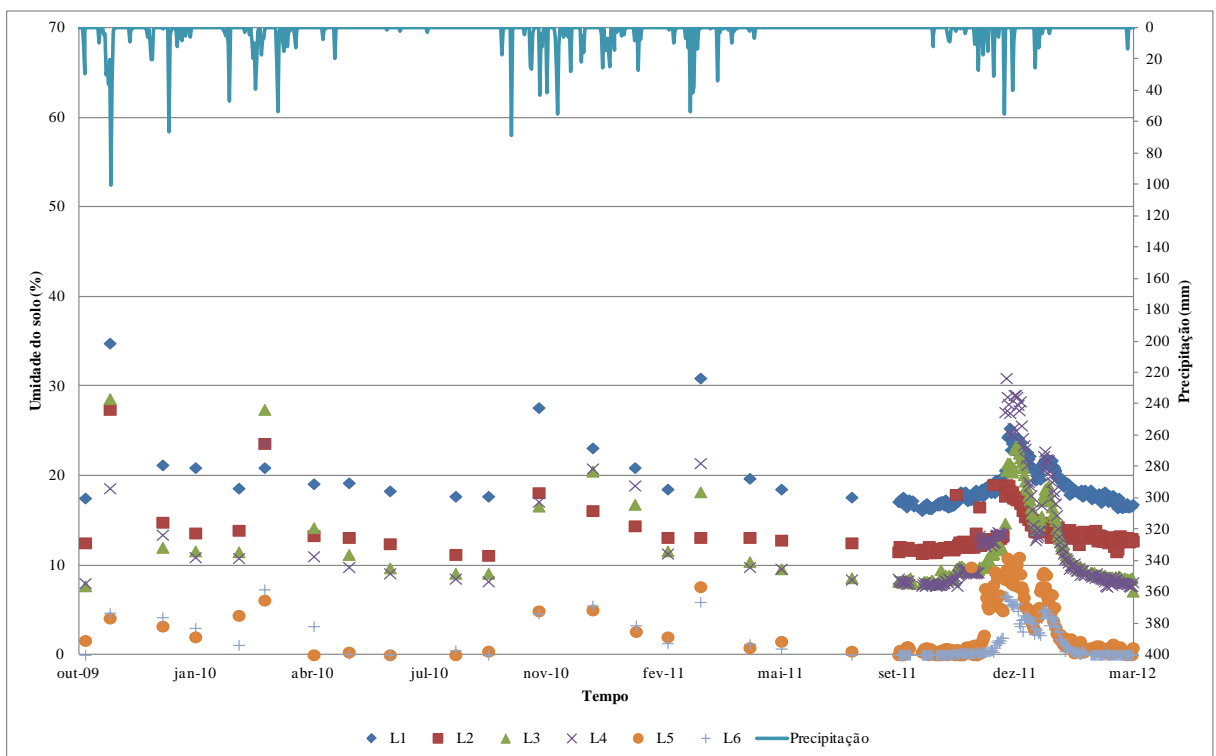


Figura 5.46 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm em Fazenda Laranjeiras

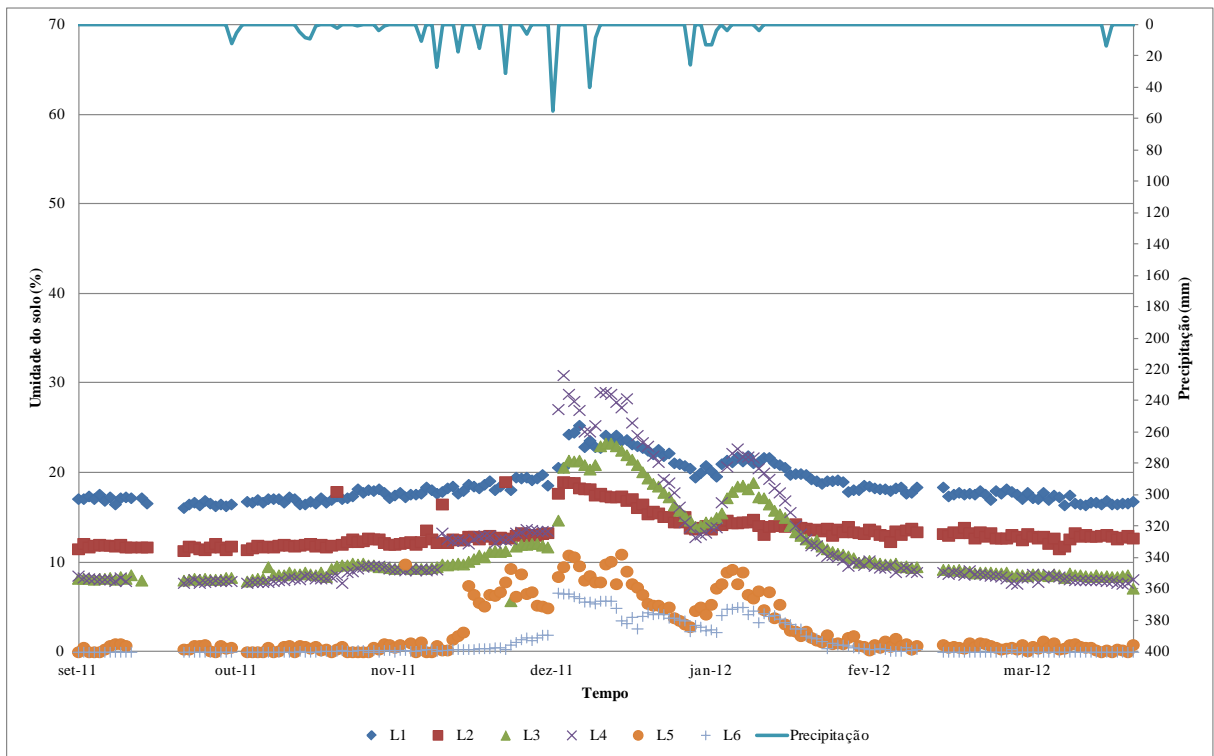


Figura 5.47 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras

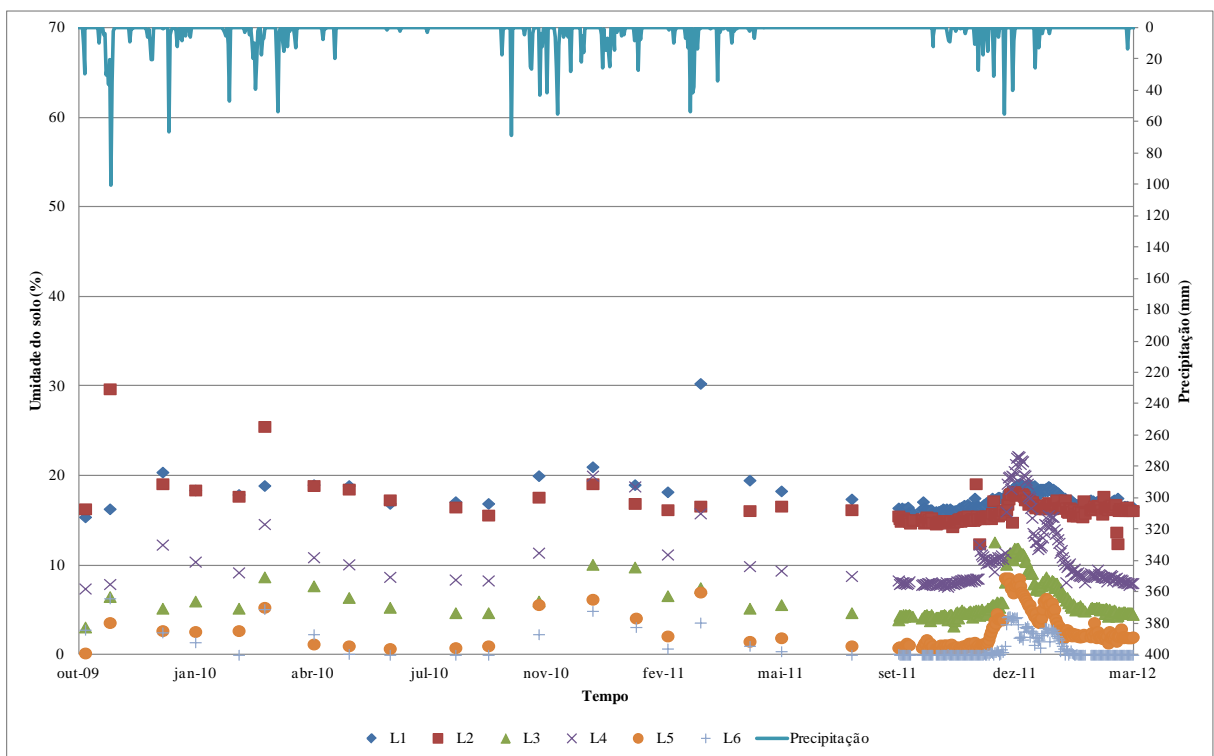


Figura 5.48 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm em Fazenda Laranjeiras

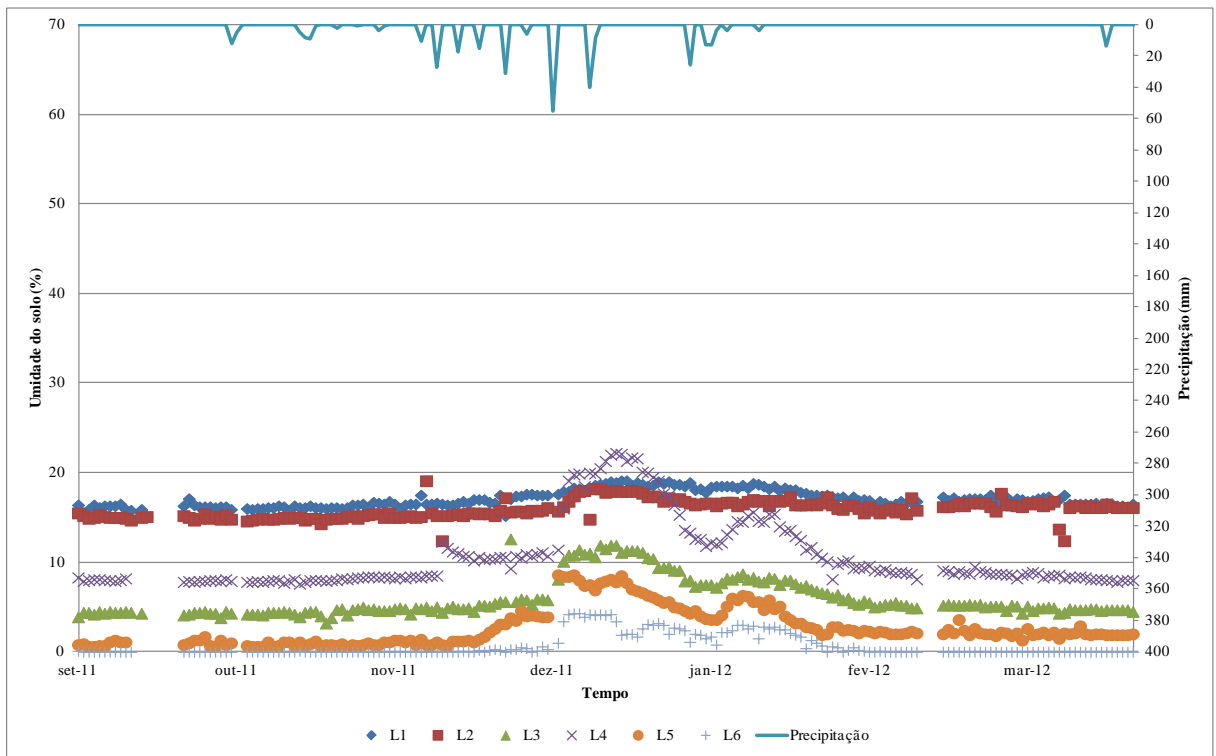


Figura 5.49 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras

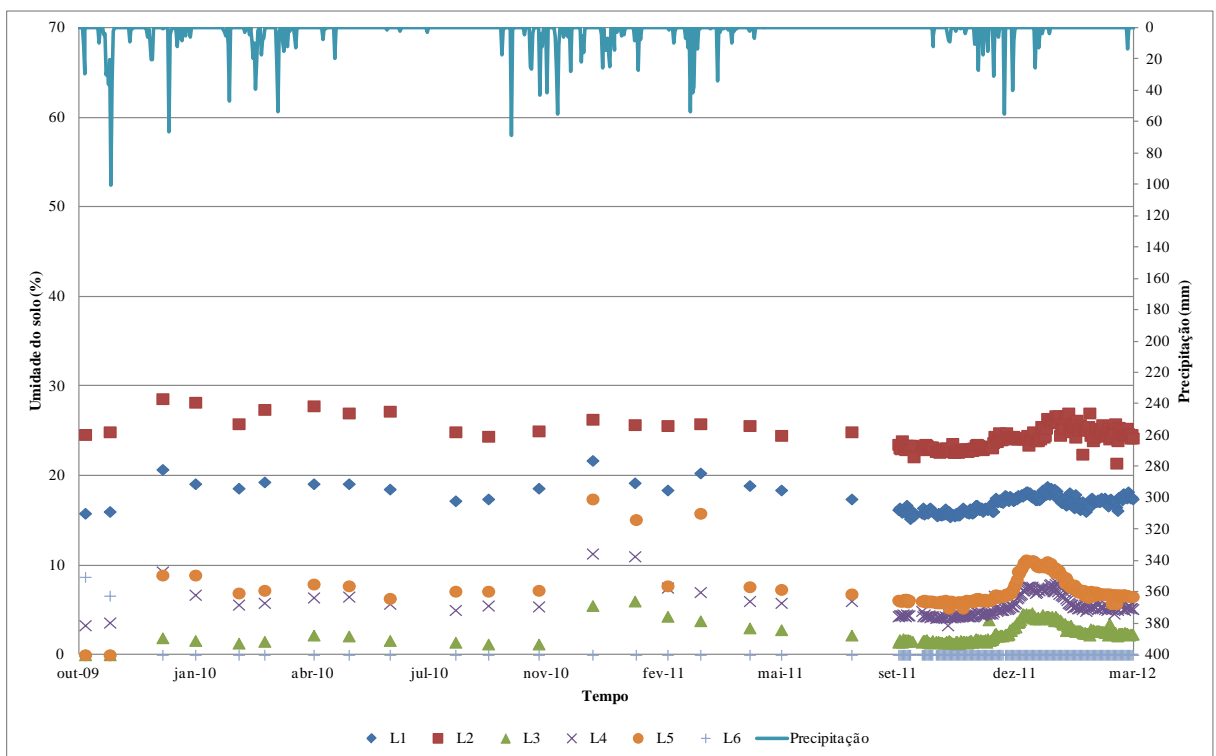


Figura 5.50 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm em Fazenda Laranjeiras

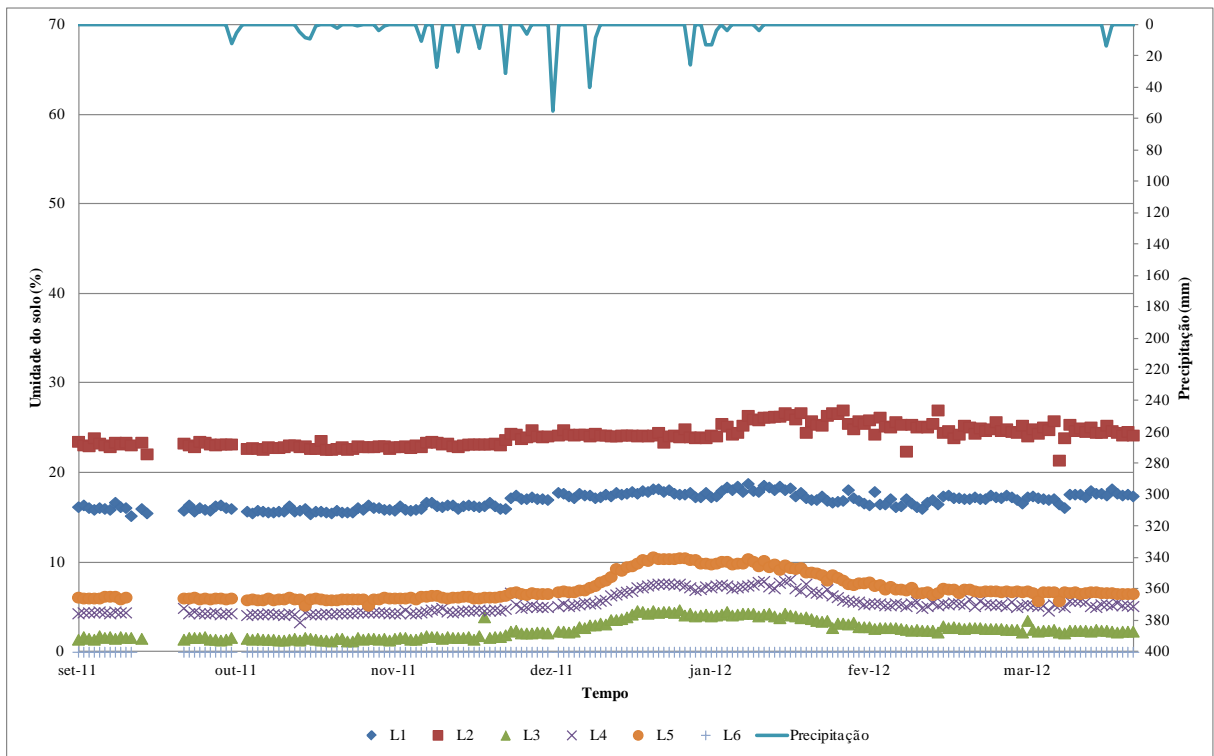


Figura 5.51 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras

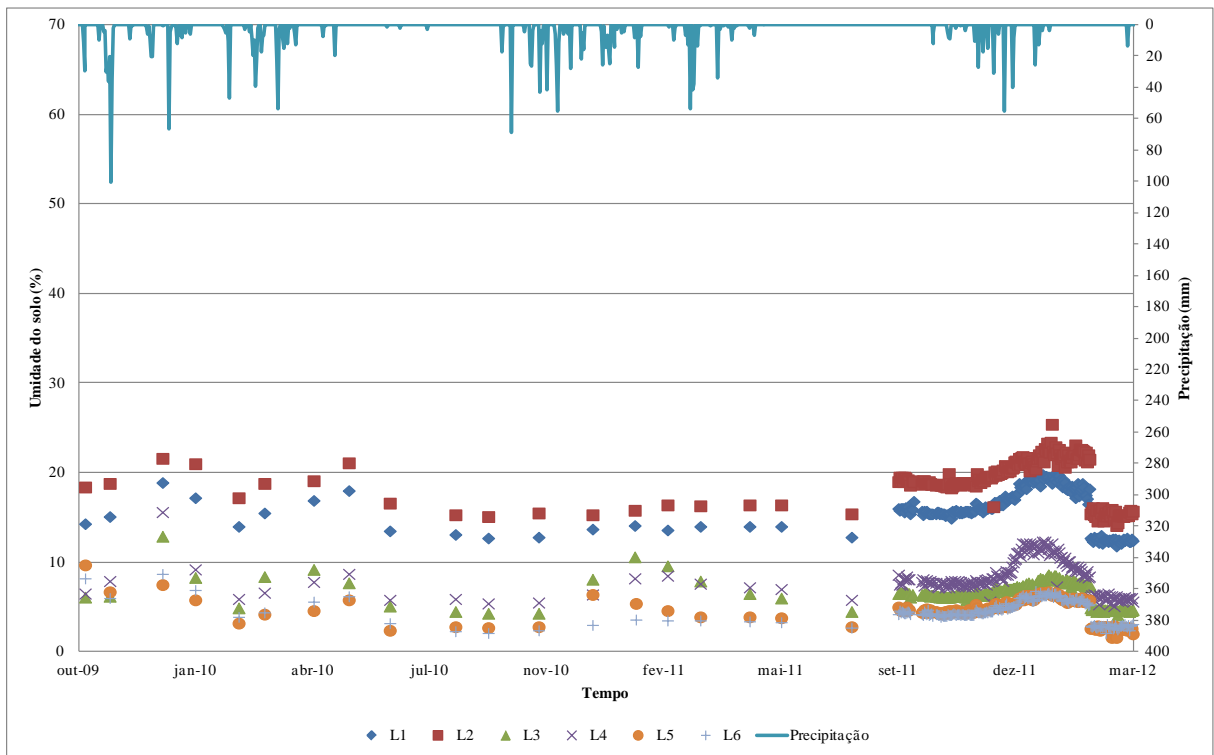


Figura 5.52 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm em Fazenda Laranjeiras

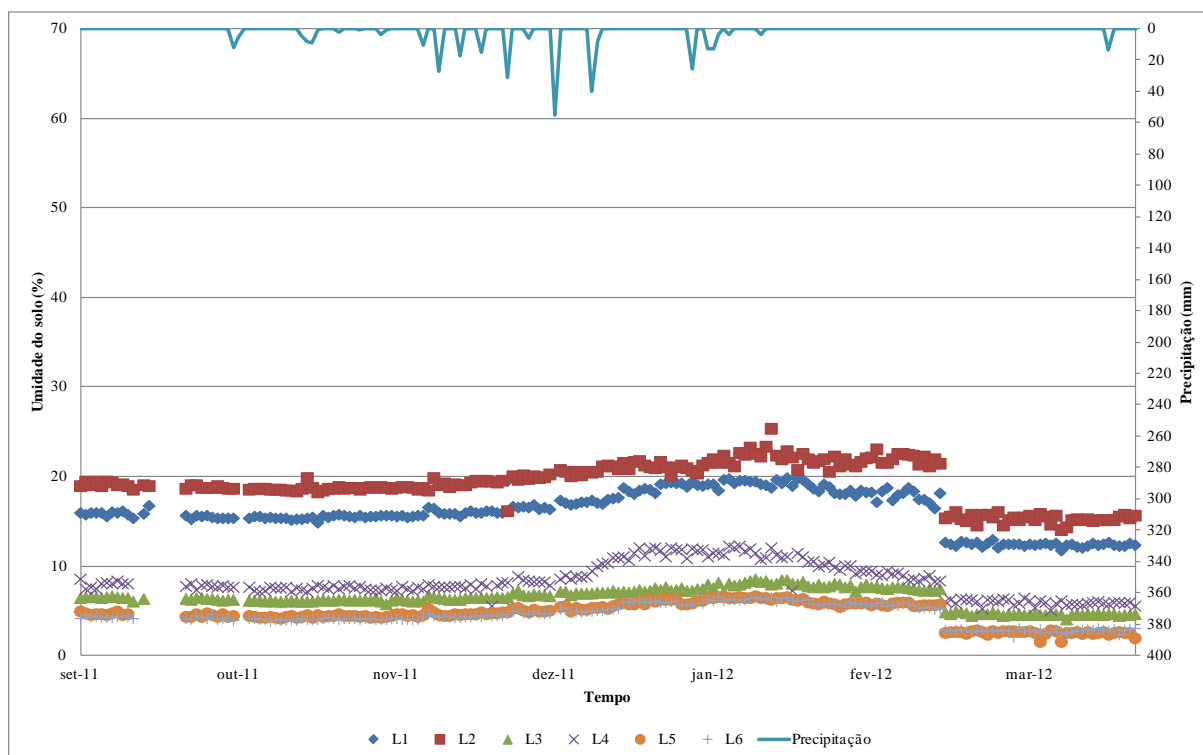


Figura 5.53 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm (set/11 a mar/12) em Fazenda Laranjeiras

Embora a composição granulométrica do solo dos 6 pontos seja relativamente similar aos demais pontos monitorados (com exceção do ponto da Chácara São Vicente), salienta-se que quando da instalação de piezômetro próximo ao ponto L5, atingiu-se uma camada de rocha. Os valores de umidade do solo dos pontos L3, L4, L5 e L6 são relativamente baixos, inclusive quando são considerados os pontos de monitoramento instalados nas outras estações. Menção especial deve ser feita ao ponto L6, para o qual o maior valor de umidade medido foi de 16,1% para a profundidade de 100 mm e para as outras profundidades os valores são sempre inferiores a 10%.

Inferese-se que a mencionada retirada de vegetação teve influência nos valores de umidade do solo nas camadas superficiais do ponto L2, visto que, a partir de março de 2011, foram alteradas tendências de crescimento de umidade do solo nas profundidades de 100 mm, 200 mm e 300 mm em comparação ao observado nas profundidades equivalentes do ponto L1.

- Fazenda Laranjeiras/Barragem

Nas Figuras 5.54, 5.55, 5.56, 5.57, 5.58 e 5.59 são apresentados os valores diários de umidade do solo medidos na Fazenda Laranjeiras/Barragem durante a estação chuvosa de 2011/2012 para, respectivamente, as profundidades de 100 mm, 200 mm, 300 mm, 400 mm, 600 mm e 1000 mm.

Conforme indicado na Figura 4.57, no perfil transversal nos quais foram instalados os tubos de acesso em Fazenda Laranjeiras/Barragem foi construída uma barragem de terra para retenção de água e aumento de infiltração, com posterior uso da área inundada para o plantio de culturas como mandioca e cana. Os pontos LB1 e LB2 foram instalados a montante da barragem, em sua área de influência, enquanto os pontos LB3, LB4 e LB5 foram instalados logo a jusante da barragem.

Considerando os valores de umidade do solo para cada profundidade, nota-se um comportamento similar para todos os pontos, embora as magnitudes desses valores sejam diferentes, com maiores valores geralmente para o ponto LB2.

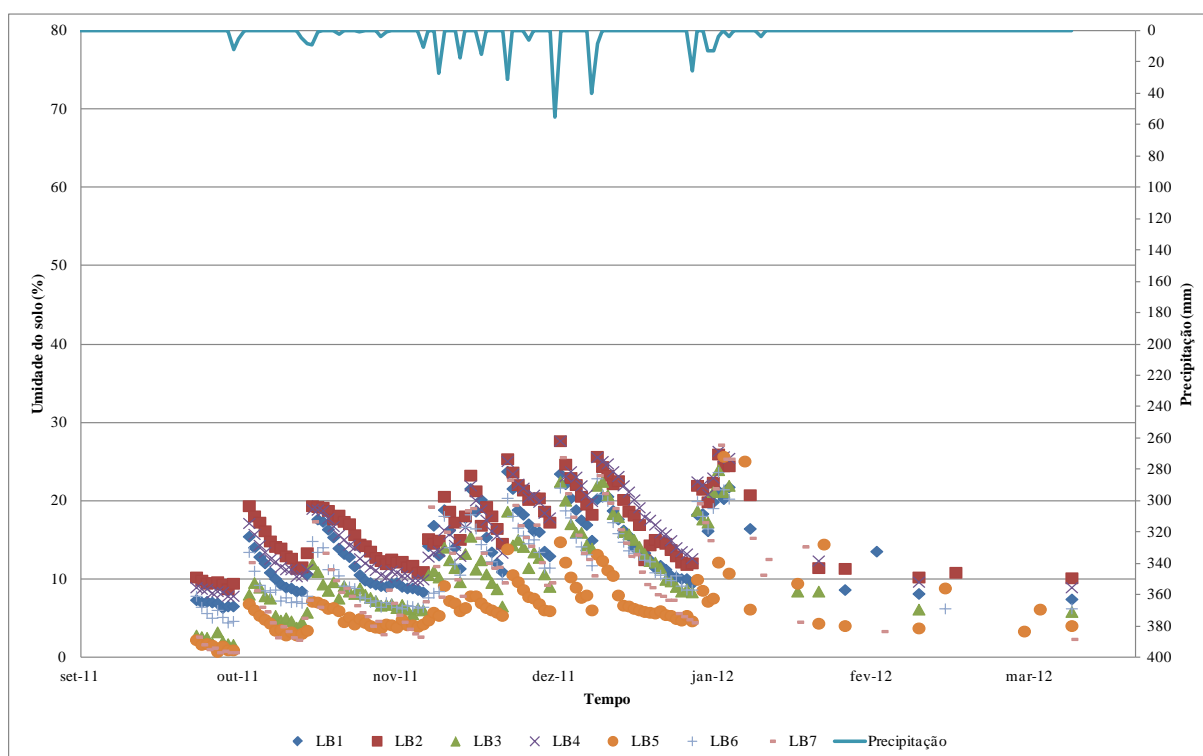


Figura 5.54 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem

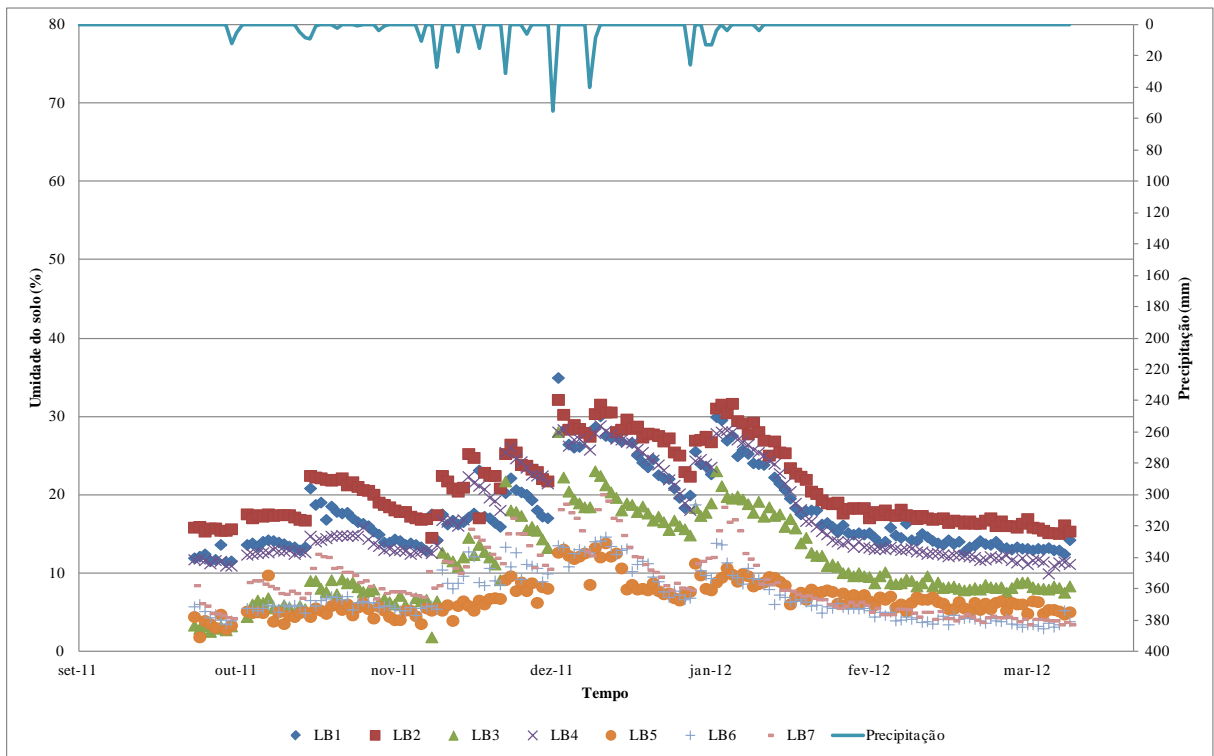


Figura 5.55 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem

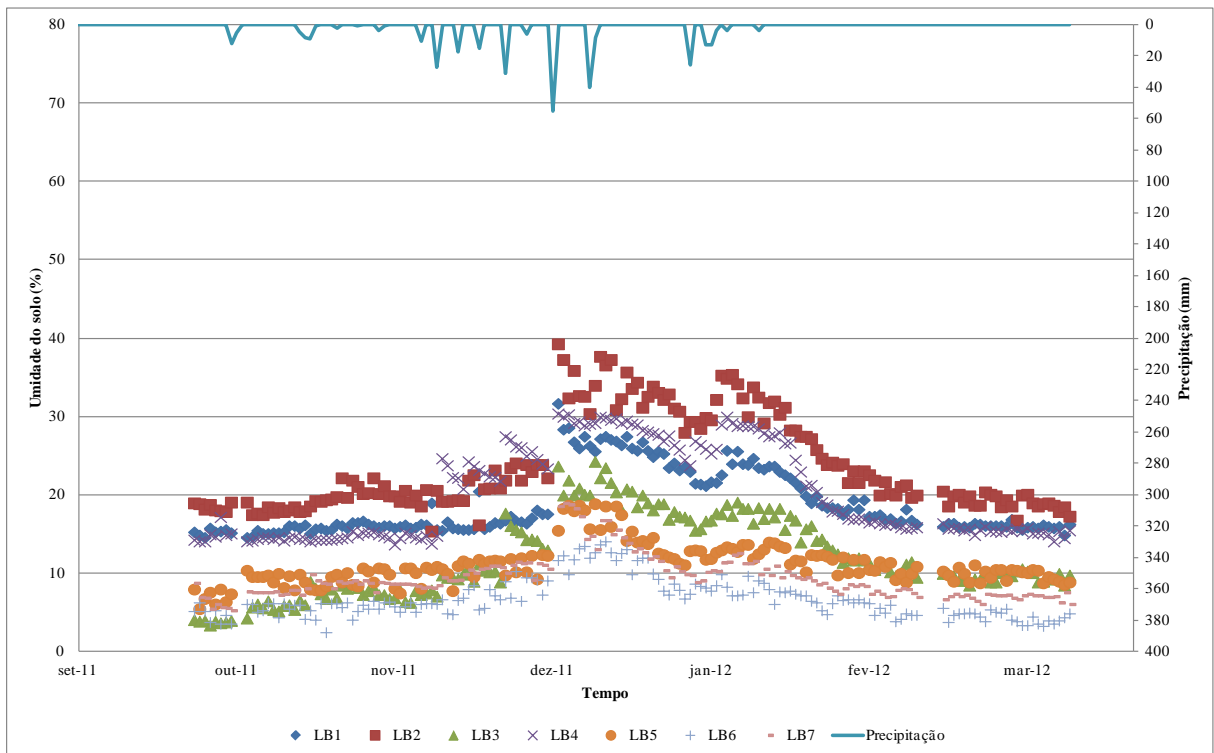


Figura 5.56 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem

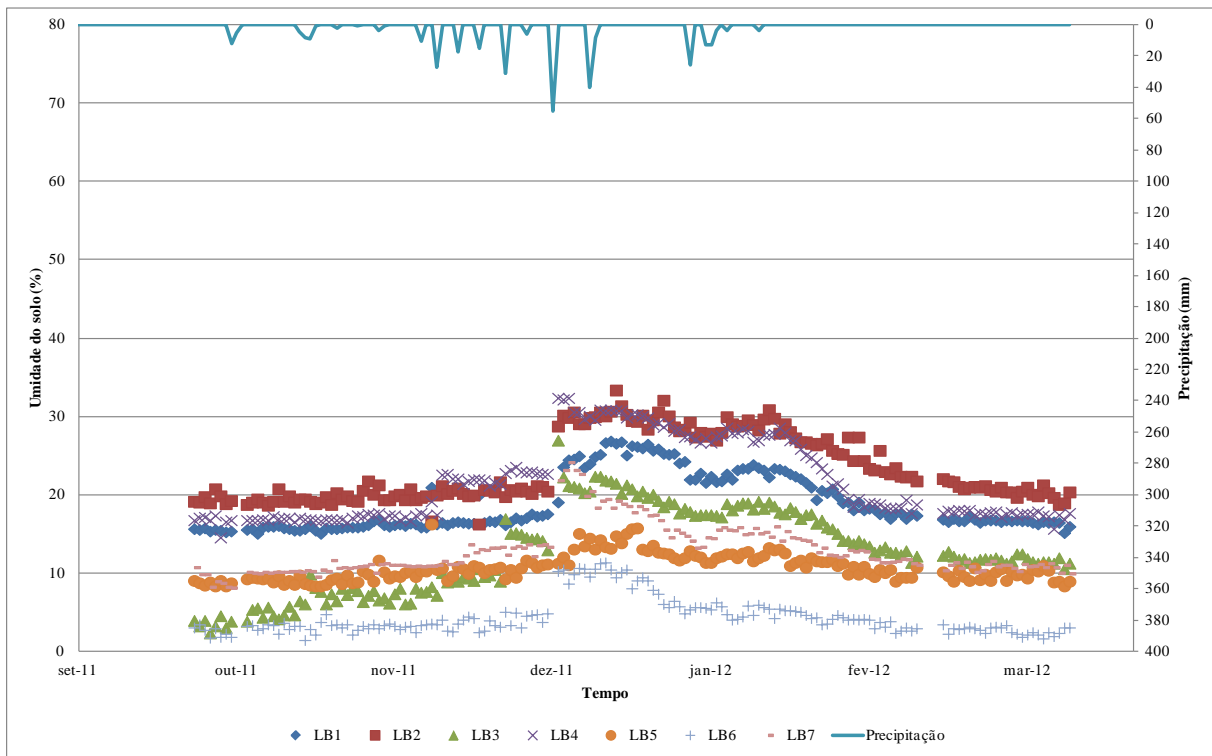


Figura 5.57 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem

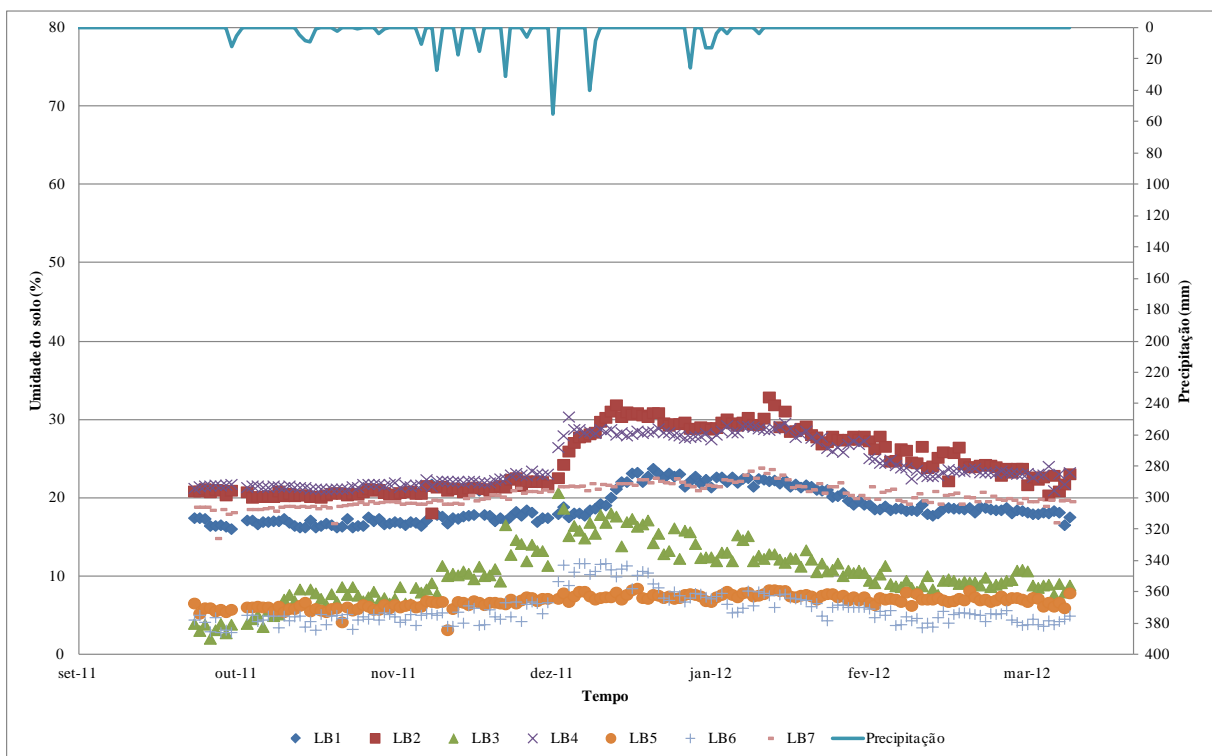


Figura 5.58 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem

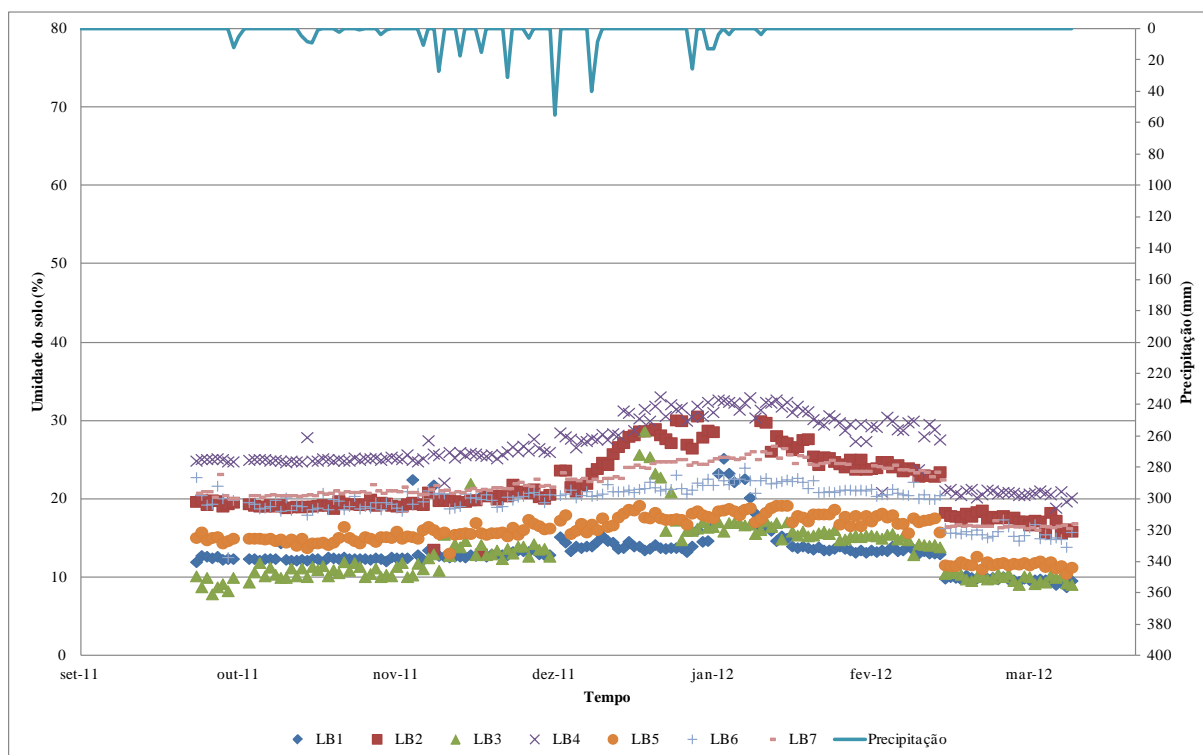


Figura 5.59 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm em Fazenda Laranjeiras/Barragem

Deve-se ressaltar que provavelmente houve problemas com algumas medições dos valores da profundidade de 1000 mm para os pontos LB1, LB2 e LB3 entre novembro de 2011 e janeiro de 2012, visto que há indicações de rápidos acréscimos e decréscimos de umidade não observados em nenhum outro ponto de monitoramento para essa profundidade.

- Fazenda do Juvenal

Nas Figuras 5.60, 5.61, 5.62, 5.63, 5.64, 5.65, 5.66, 5.67, 5.68, 5.69, 5.70 e 5.71 são apresentados os valores de umidade do solo medidos na Fazenda do Tuta para, respectivamente, as profundidades de 100 mm (período total de monitoramento e estação chuvosa 2011/2012), 200 mm (idem), 300 mm (idem), 400 mm (idem), 600 mm (idem) e 1000 mm (idem). Para a estação chuvosa de 2011/2012, o registro de dados foi diário.

Na Fazenda do Juvenal uma barragem subterrânea construída no início dos anos 2000 e um poço raso construído no início de 2011 para abastecimento de água podem ter influenciado o monitoramento de umidade do solo. Sabe-se que o septo dessa barragem não atingiu a camada de rocha, mas, ainda assim, é comum que a parte superficial da barragem promova a

inundação de extensa área a montante da mesma durante a maior parte da estação chuvosa, sendo comum, inclusive, verificar o vertimento de água pela estrutura.

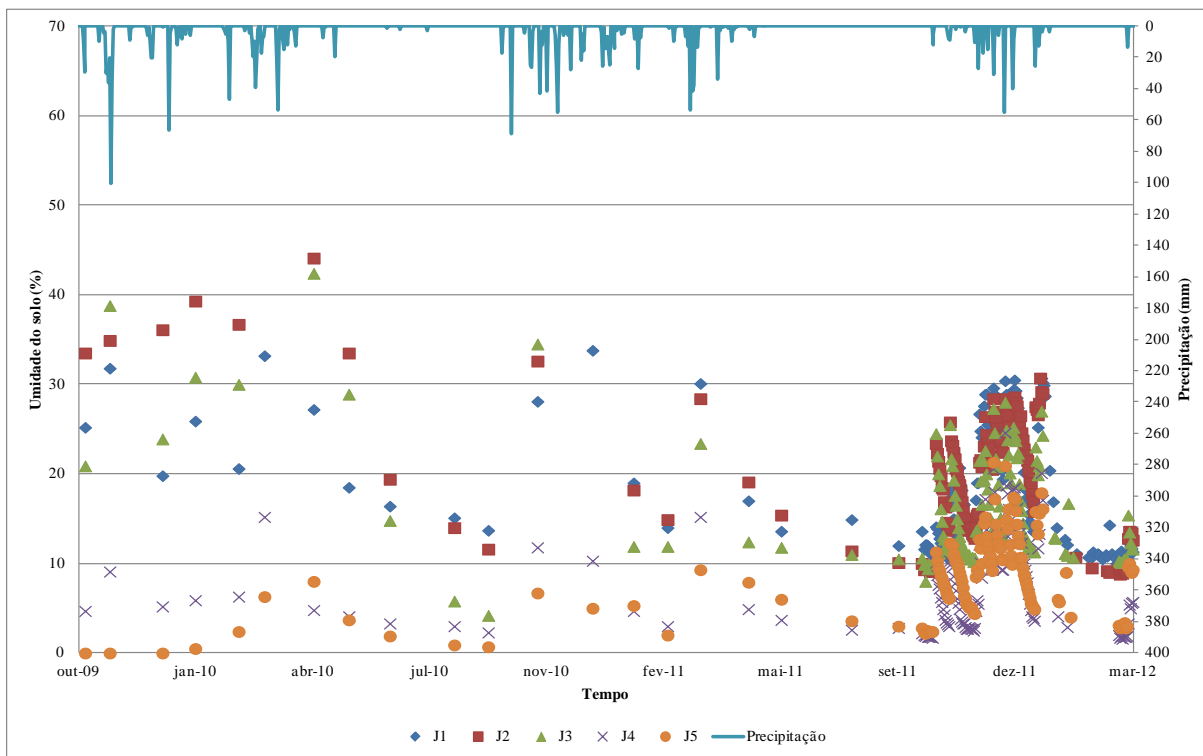


Figura 5.60 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm na Fazenda do Juvenal

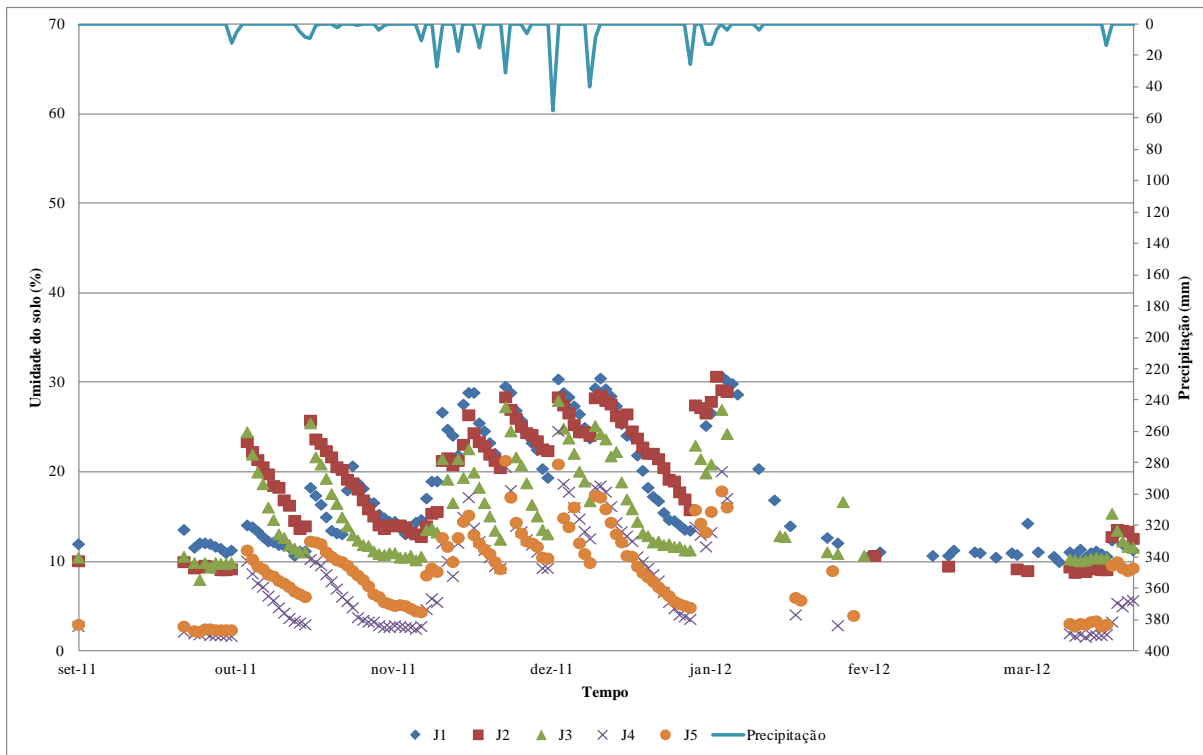


Figura 5.61 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal

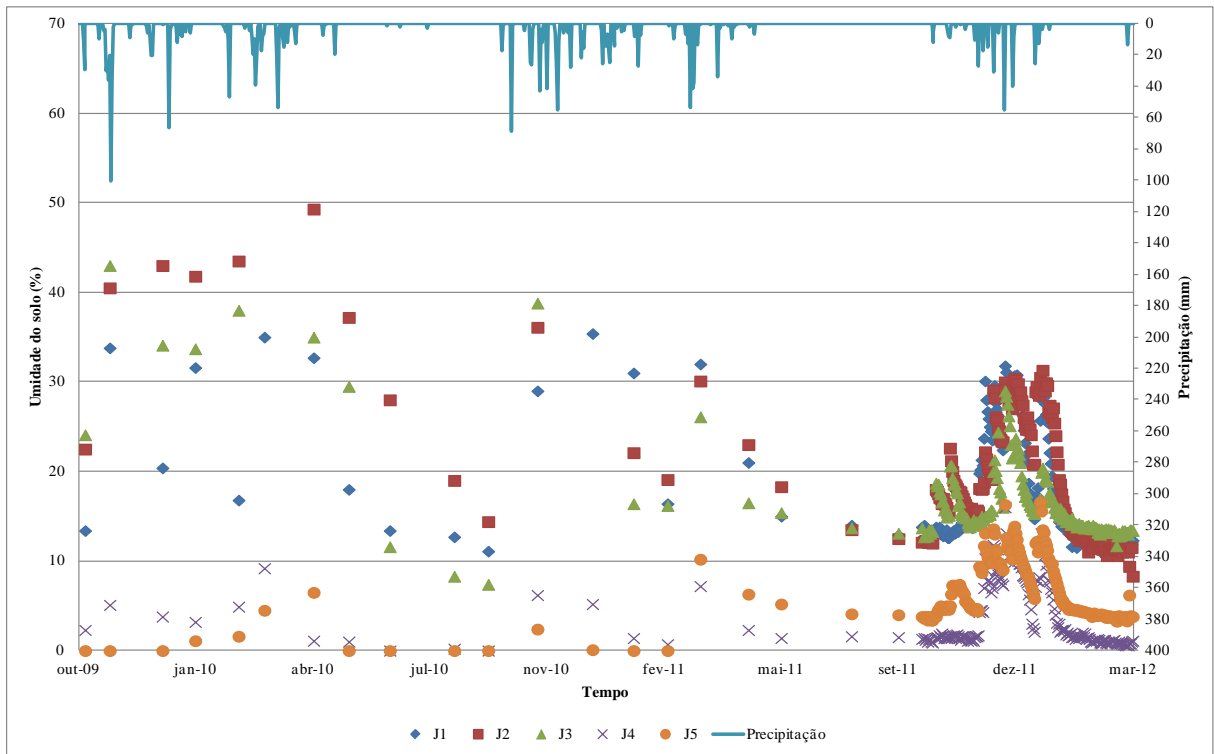


Figura 5.62 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm na Fazenda do Juvenal

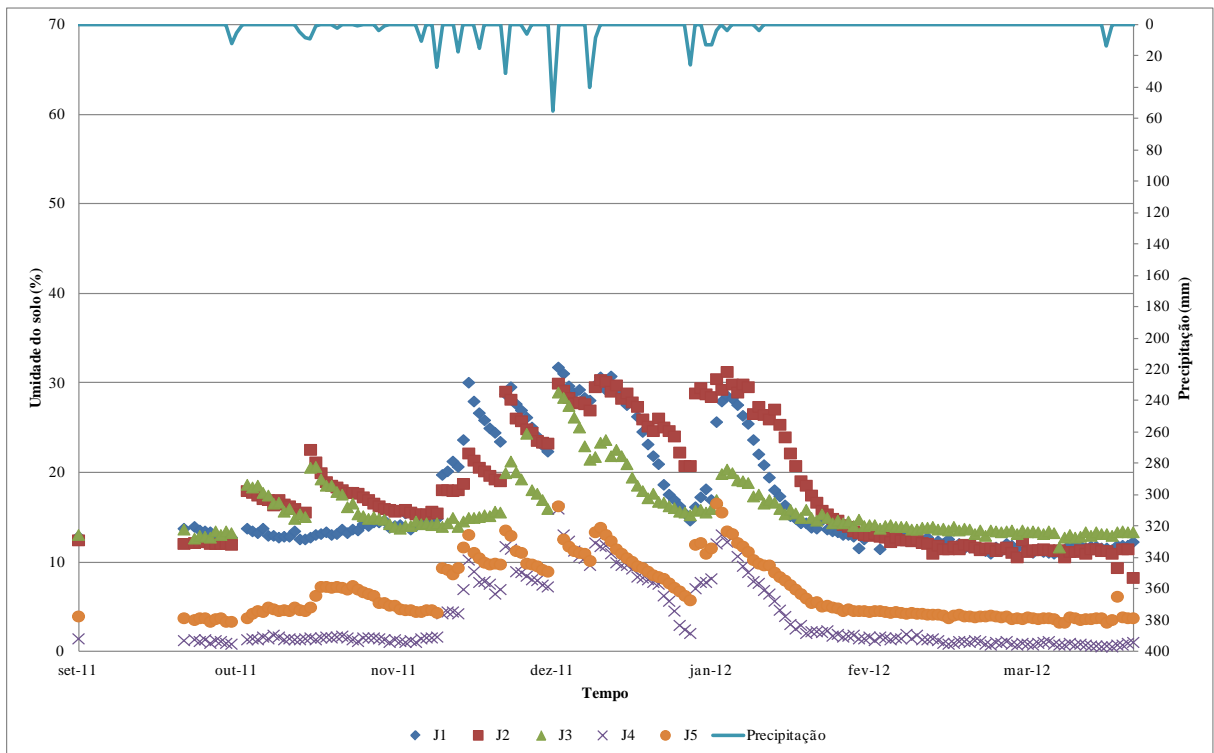


Figura 5.63 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal

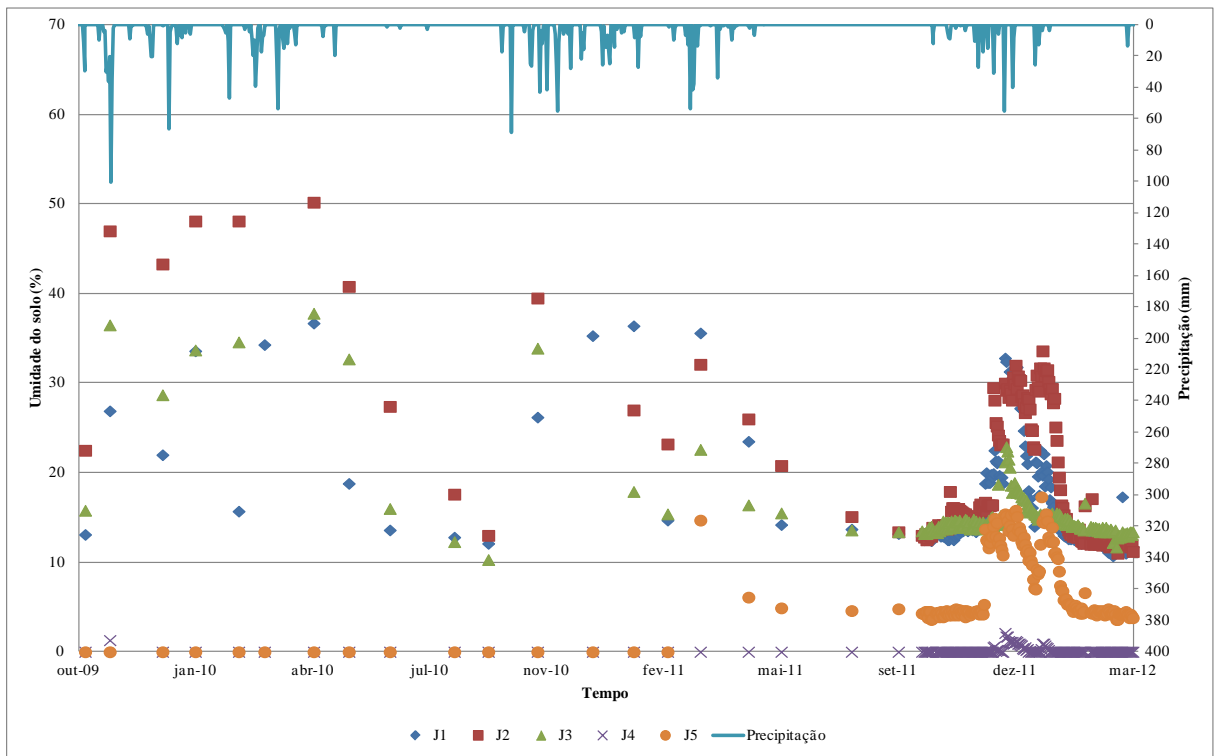


Figura 5.64 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm na Fazenda do Juvenal

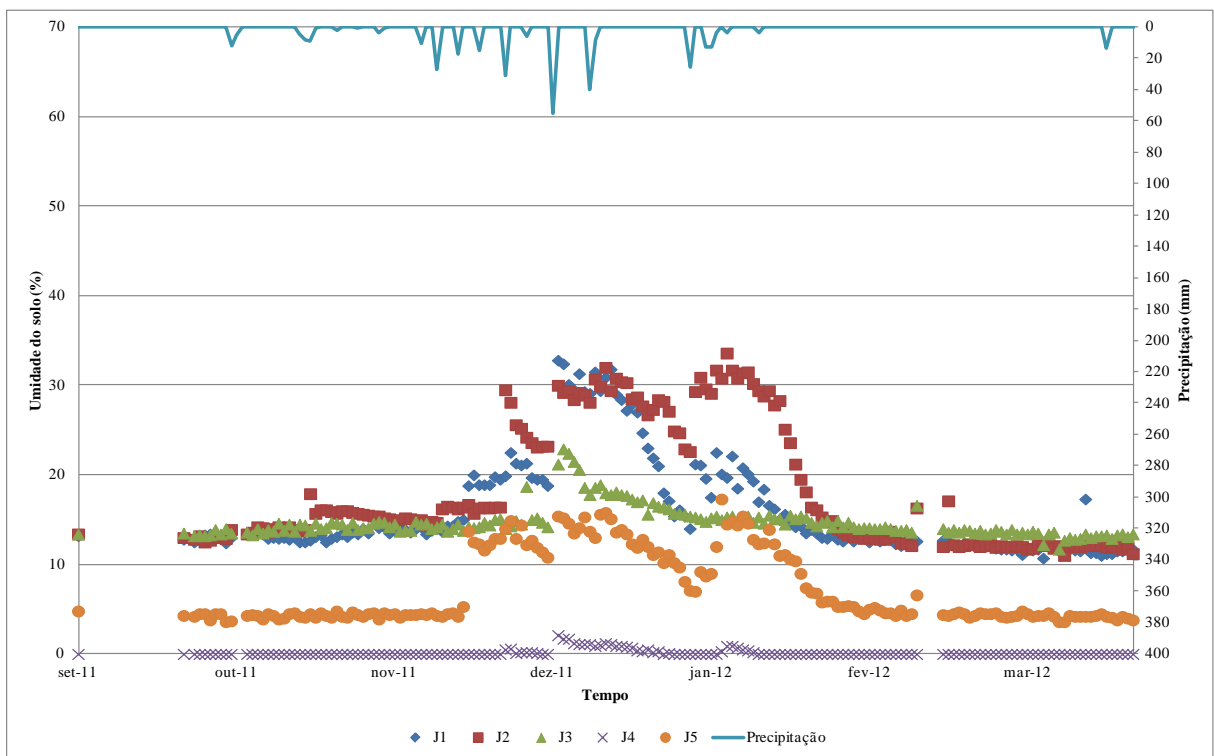


Figura 5.65 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal

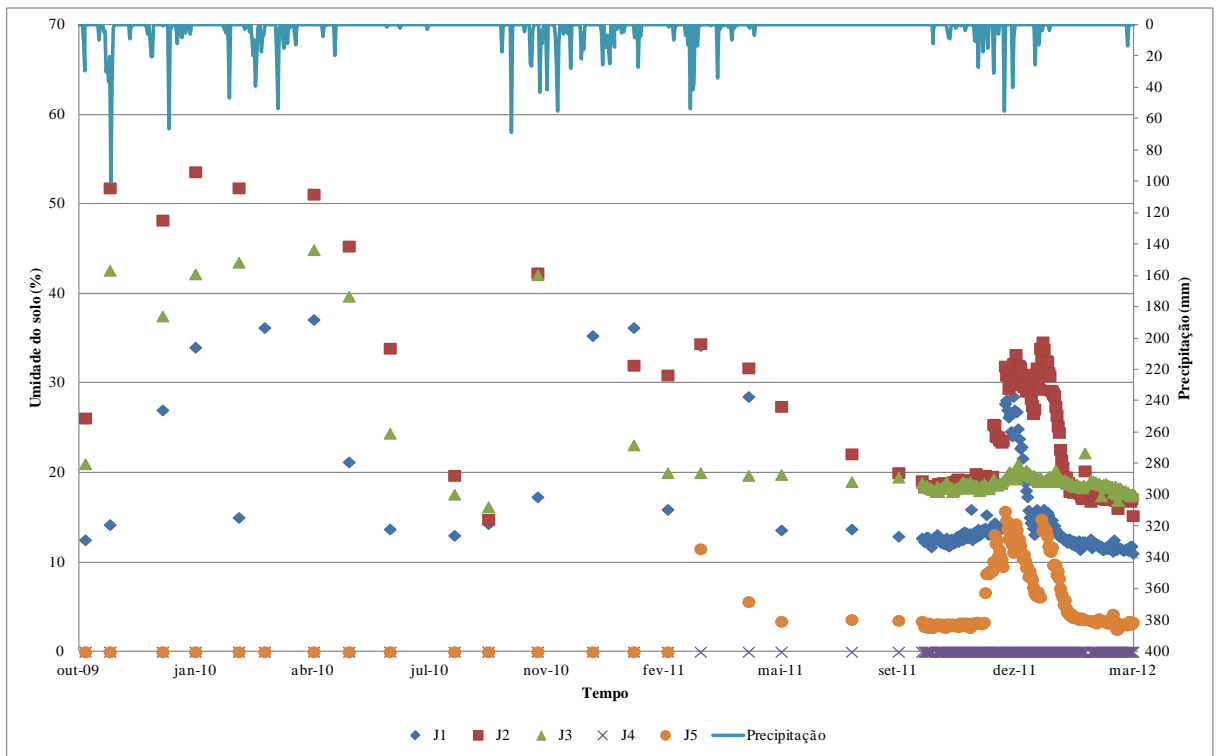


Figura 5.66 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm na Fazenda do Juvenal

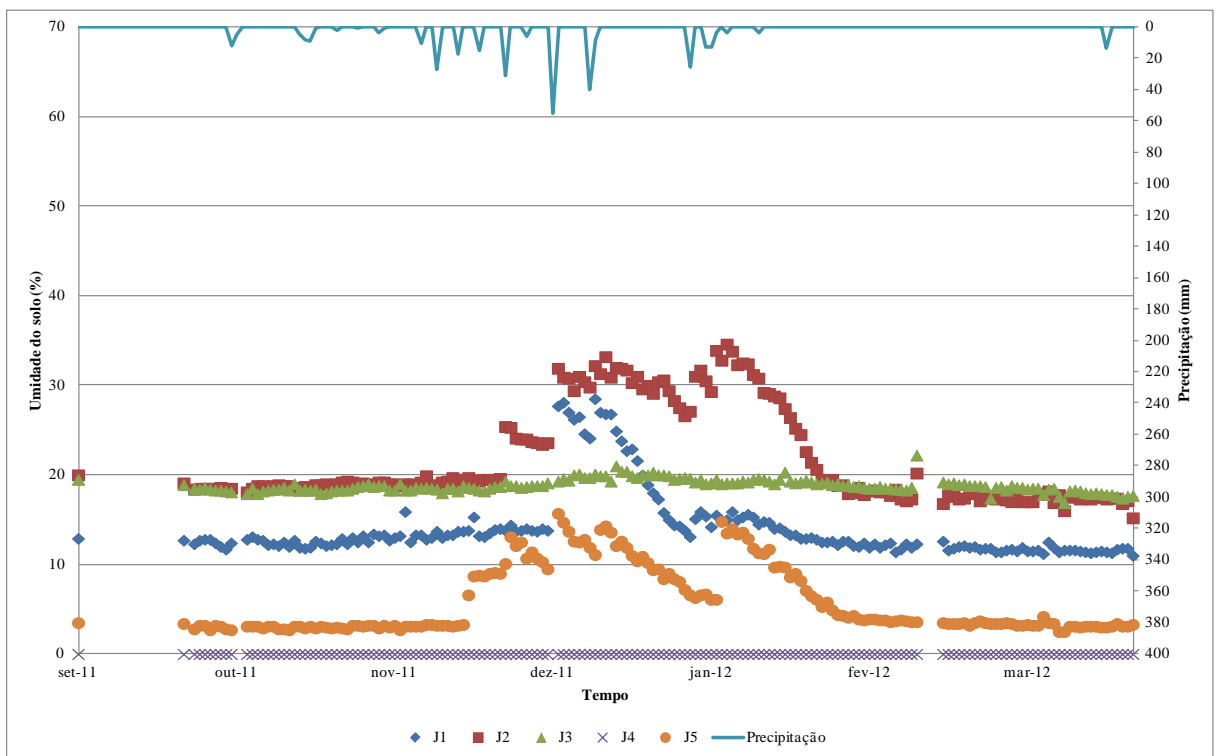


Figura 5.67 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal

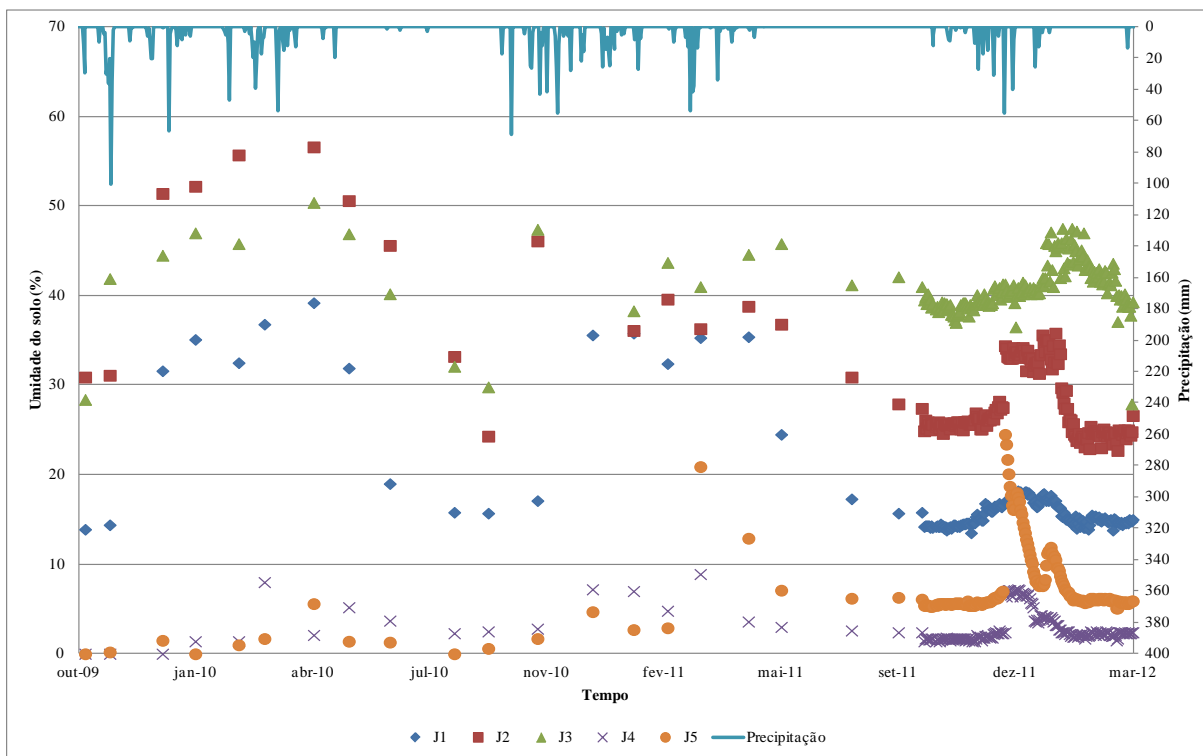


Figura 5.68 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm na Fazenda do Juvenal

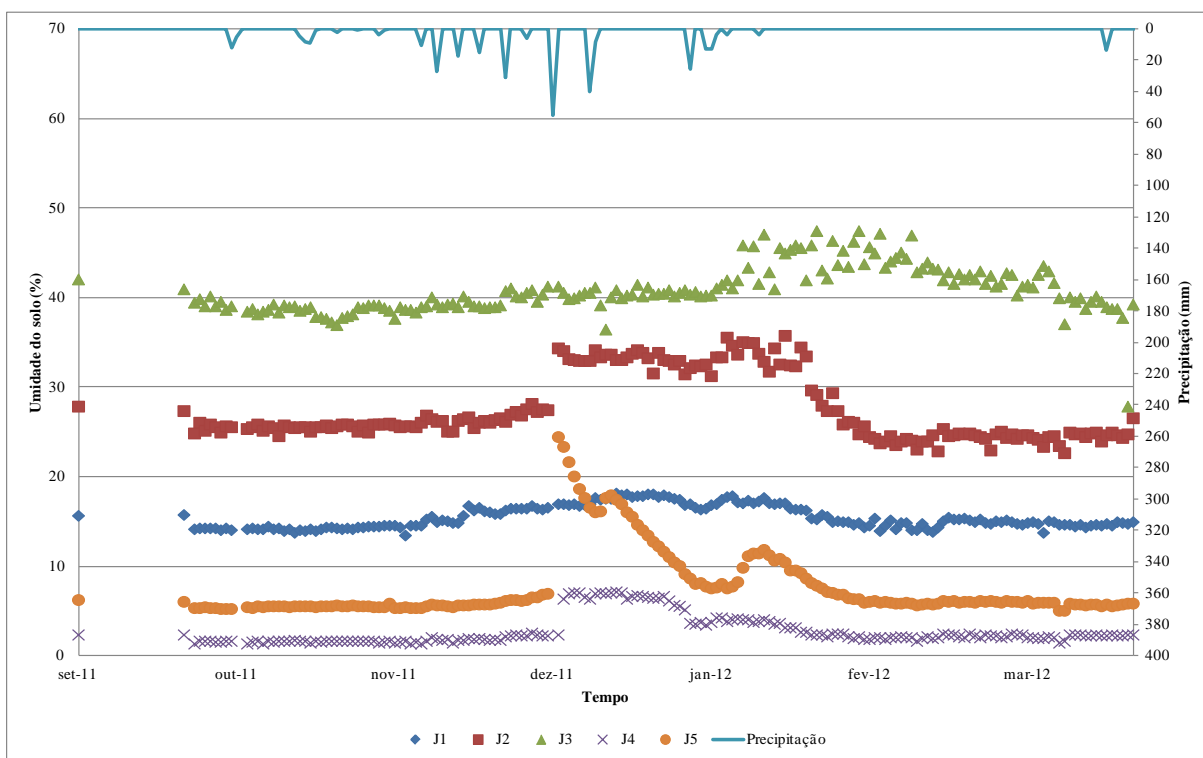


Figura 5.69 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal

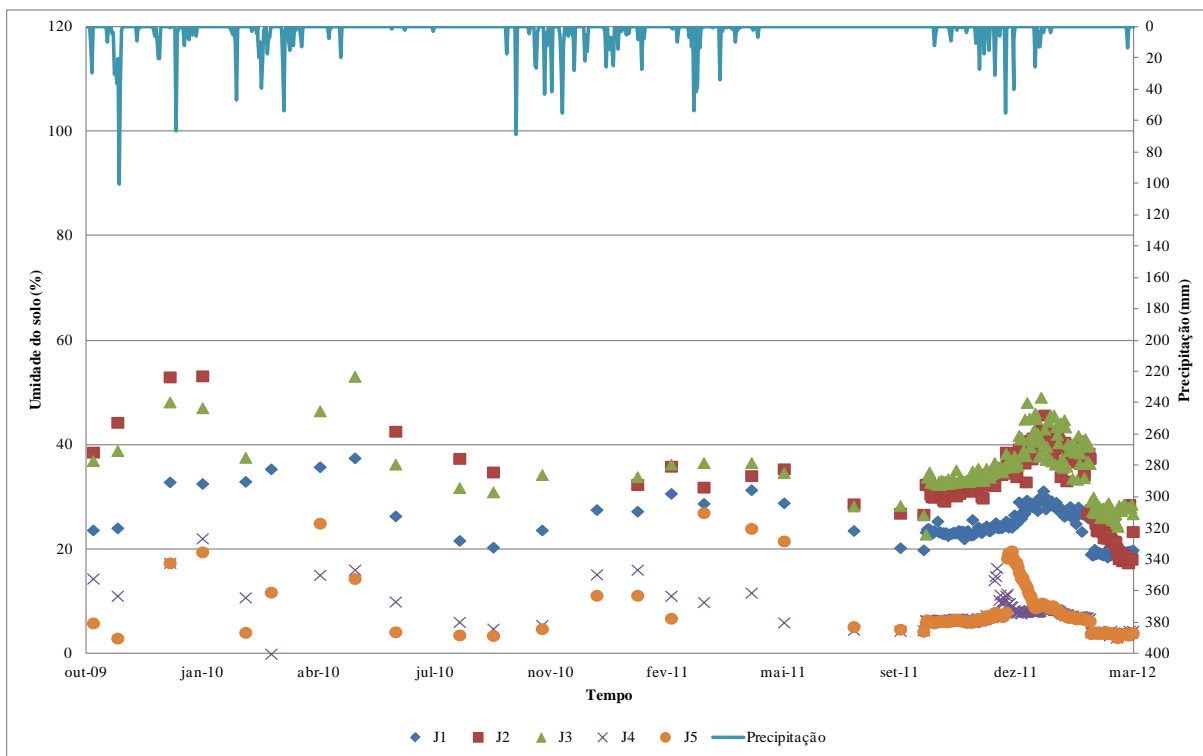


Figura 5.70 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm na Fazenda do Juvenal

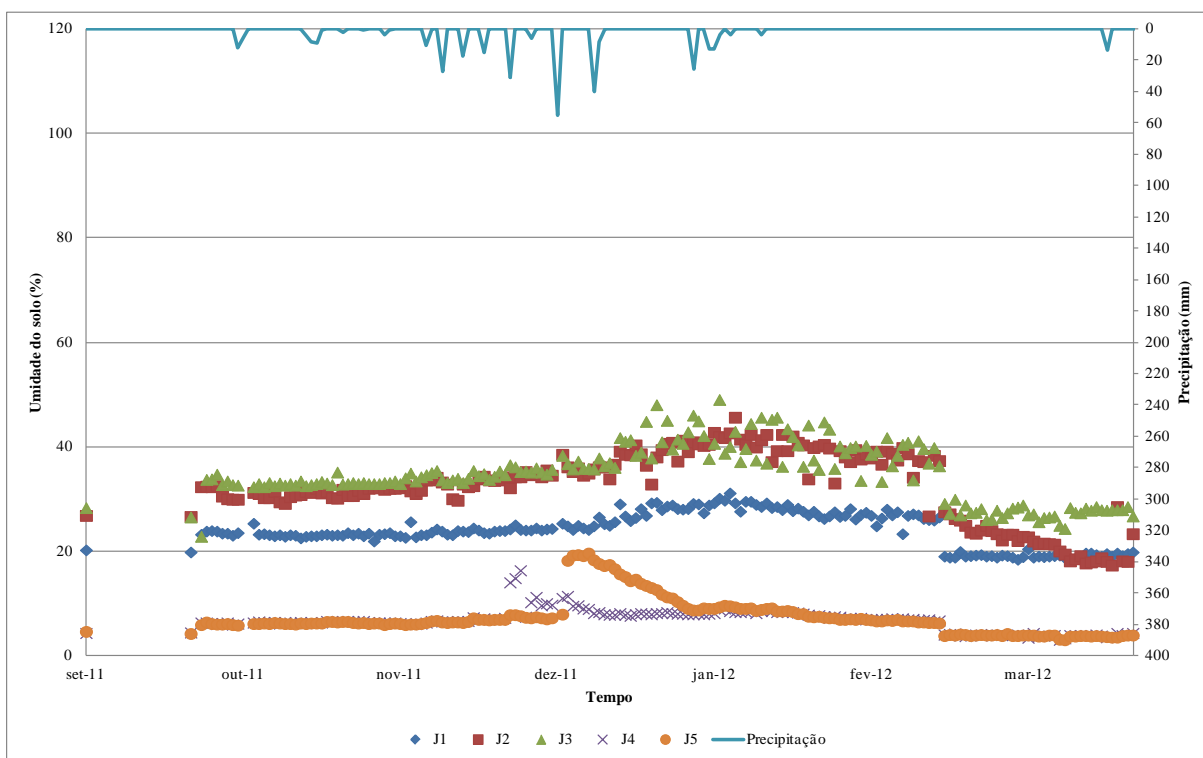


Figura 5.71 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm (set/11 a mar/12) na Fazenda do Juvenal

Assim, de fevereiro a abril de 2010 e em dezembro de 2010 e janeiro de 2011, as áreas no entorno dos pontos J2 e J3 estavam completamente alagadas, o que impediu a coleta de dados

para todas as profundidades nesses pontos. Para a profundidade de 1000 mm, os valores medidos no dia 18 de fevereiro de 2010 e 23 de abril de 2010 foram iguais a 100%, constituindo erros, tendo sido retirados da análise gráfica.

Questiona-se a validade das medições realizadas nos pontos J4 e J5, visto que os valores de umidade são excessivamente baixos, com valores nulos sequenciais para algumas profundidades. Não foi medida a profundidade do poço, tampouco são conhecidas as datas e vazões bombeadas. De qualquer maneira, apenas com base na análise dos valores da umidade do solo para os pontos J4 e J5, não foi possível verificar a eventual influência desse poço.

- Foz do Teixeirão

Nas Figuras 5.72, 5.73, 5.74, 5.75, 5.76 e 5.77 são apresentados os valores de umidade do solo medidos na Foz do córrego Teixeirão para, respectivamente, as profundidades de 100 mm, 200 mm, 300 mm, 400 mm, 600 mm e 1000 mm durante o período de outubro de 2009 a abril de 2012.

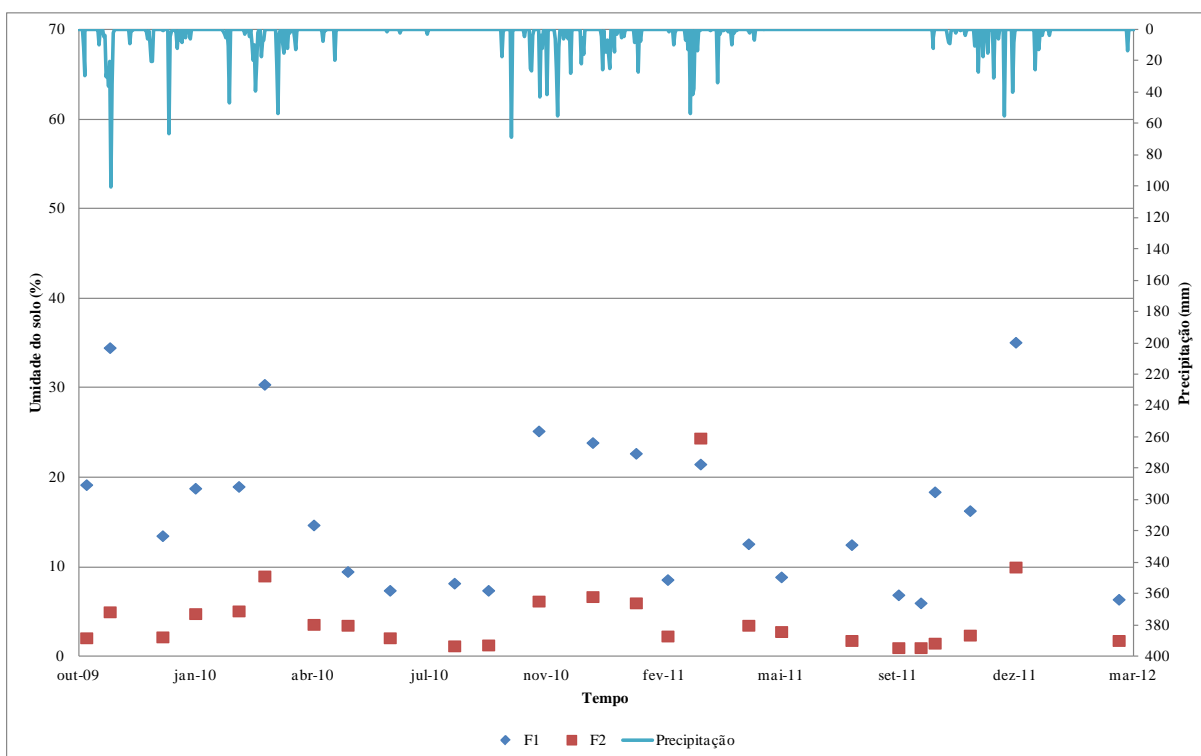


Figura 5.72 - Umidade do solo na profundidade de 100 mm na Foz do Teixeirão

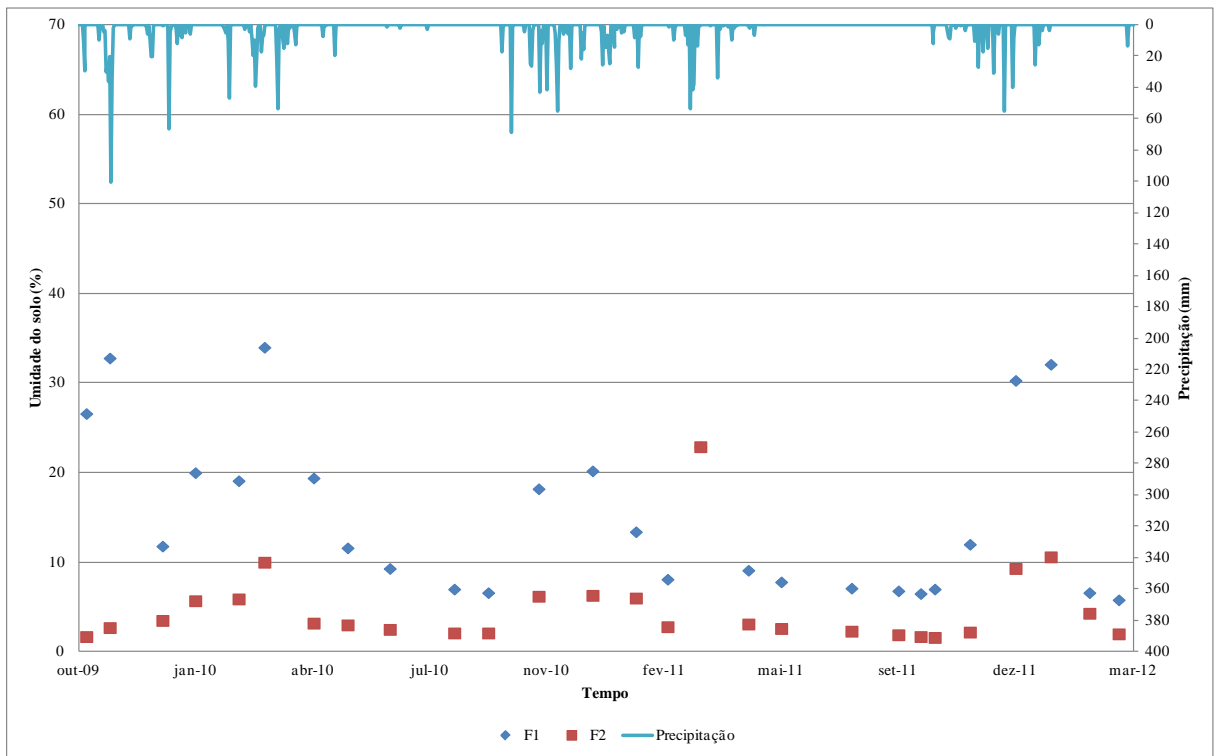


Figura 5.73 - Umidade do solo na profundidade de 200 mm na Foz do Teixeira

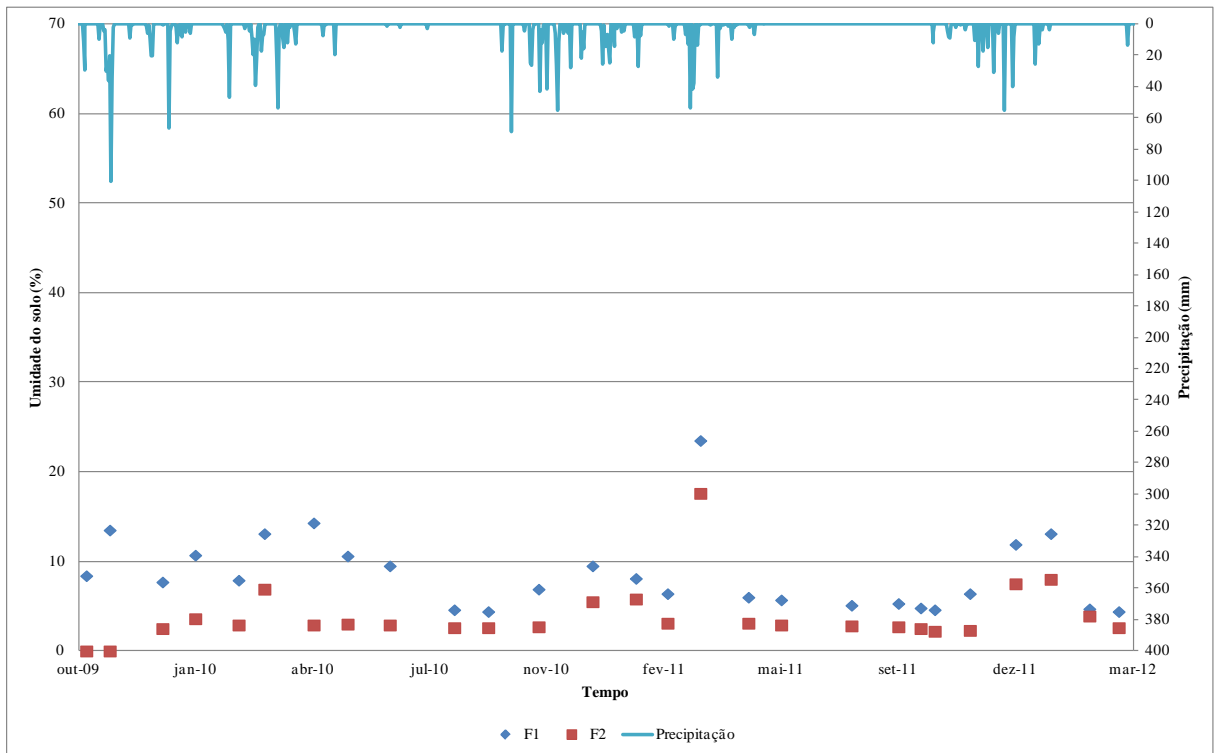


Figura 5.74 - Umidade do solo na profundidade de 300 mm na Foz do Teixeira

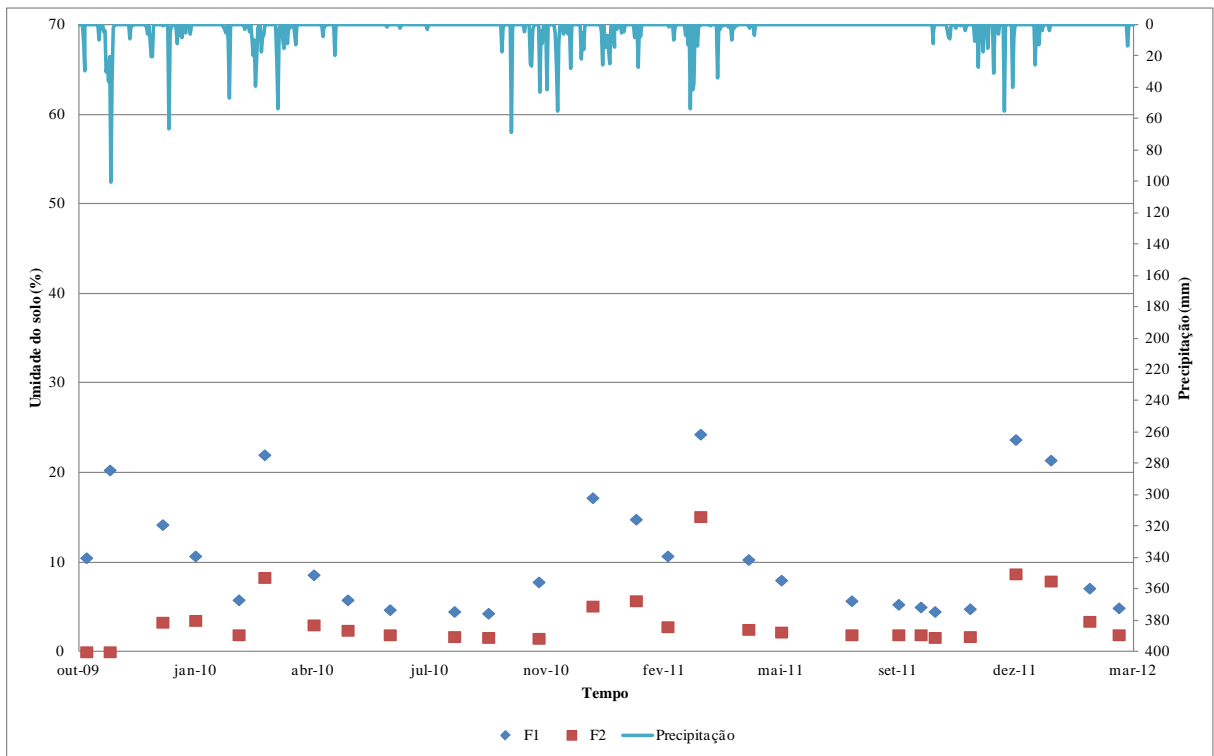


Figura 5.75 - Umidade do solo na profundidade de 400 mm na Foz do Teixeira

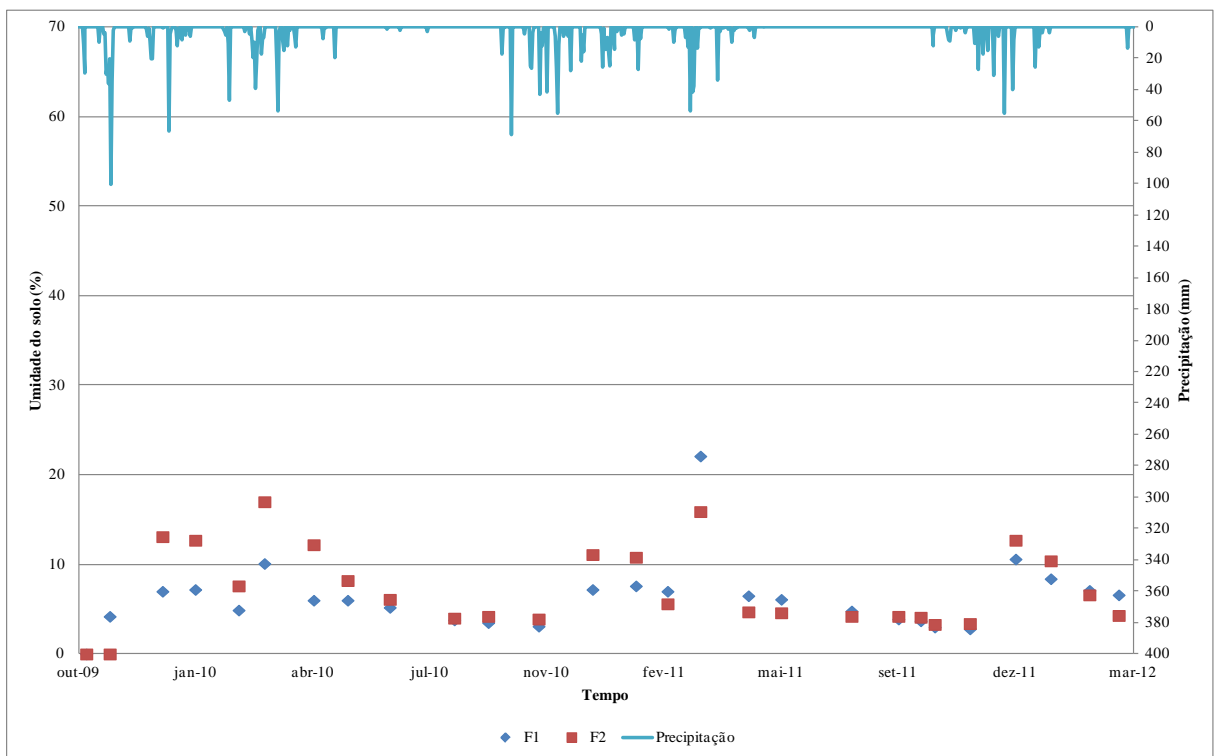


Figura 5.76 - Umidade do solo na profundidade de 600 mm na Foz do Teixeira

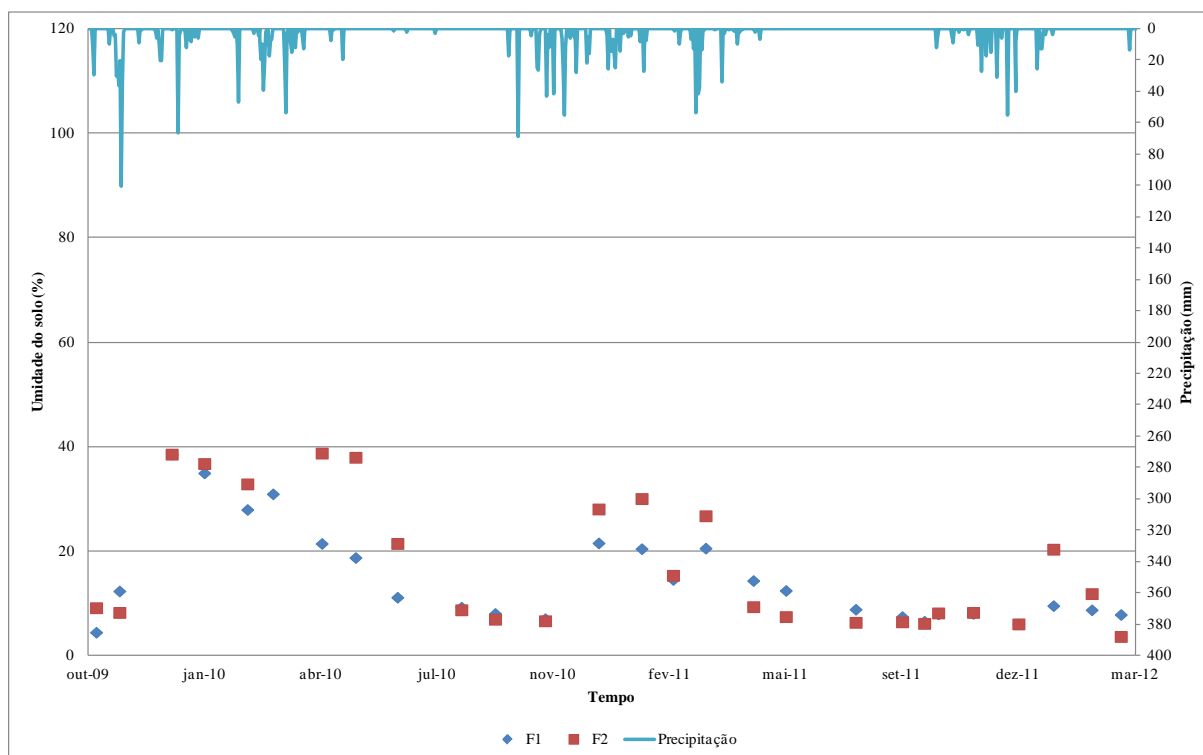


Figura 5.77 - Umidade do solo na profundidade de 1000 mm na Foz do Teixeira

Os valores de umidade do ponto F1 para as profundidades de 100 mm, 200 mm, 300 mm e 400 mm são sempre maiores do que os equivalentes para o ponto F2. Esses últimos, com exceção dos valores medidos no dia 19 de março de 2011 (e do valor medido para a profundidade de 200 mm no dia 02 de janeiro de 2012), são sempre inferiores a 10%. Nota-se que a diferença relativa entre os valores equivalentes para os pontos F1 e F2 é relativamente maior para as profundidades de 100 mm e 200 mm do que para as profundidades de 300 mm e 400 mm.

Esses dois pontos estão localizados em duas áreas próximas, mas de diferentes coberturas vegetais. O ponto F1 está localizado em uma área de pastagem e o ponto F2 em uma área com árvores de porte médio. A topografia no ponto F1 é plana e no ponto F2 apresenta uma declividade suave. Essas características podem estar influenciando o comportamento da umidade observada.

Já para as profundidades de 600 mm e 1000 mm, os valores equivalentes para os pontos F1 e F2 são similares, com alternância dos valores que são superiores, predominando os valores do ponto F2 até fevereiro de 2011. Provavelmente ocorreu um erro de medição na profundidade de 1000 mm do ponto 2 em março de 2010, visto que foi obtido o valor de 100%.

- Tensiômetros

Nas Figuras 5.78, 5.79, 5.80 e 5.81 apresentam-se os gráficos do potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) para as profundidades de, respectivamente, 100 mm, 200 mm, 300 mm, e, conjuntamente, 400 mm, 600 mm e 1000 mm.

Na Figura 5.78 observa-se que com os pontos monitorados pode-se traçar a curva característica de umidade do solo, inclusive com a tentativa de avaliação do fenômeno da histerese. Como as condições climatológicas foram relativamente secas durante o período monitorado, foram registrados mais pontos secos do que úmidos, com concentração de pontos no lado esquerdo do gráfico. Nas Figuras 5.79 e 5.80 já não é tão clara a relação entre as grandezas, o que dificulta o traçado das curvas características de umidade do solo. Finalmente, as medições de umidade do solo nas profundidades de 400, 600 e 1000 mm foram realizadas quando o solo apresentava-se bastante seco, o que impede a obtenção de uma curva característica.

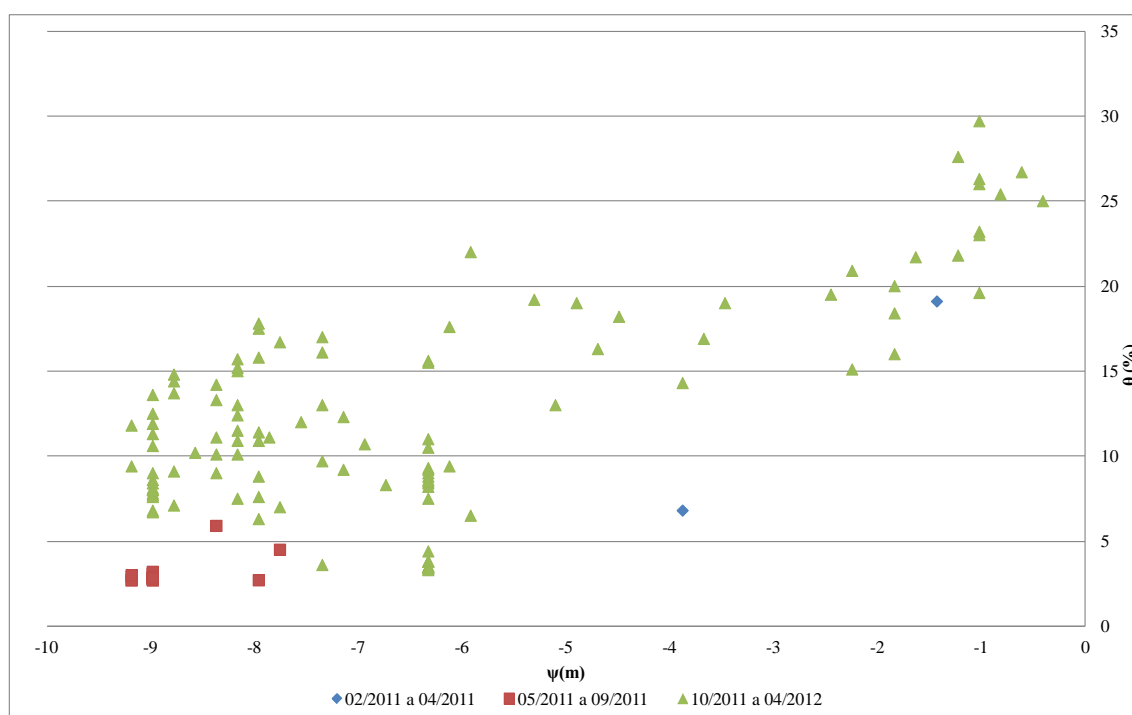


Figura 5.78 - Potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) na profundidade de 100 mm

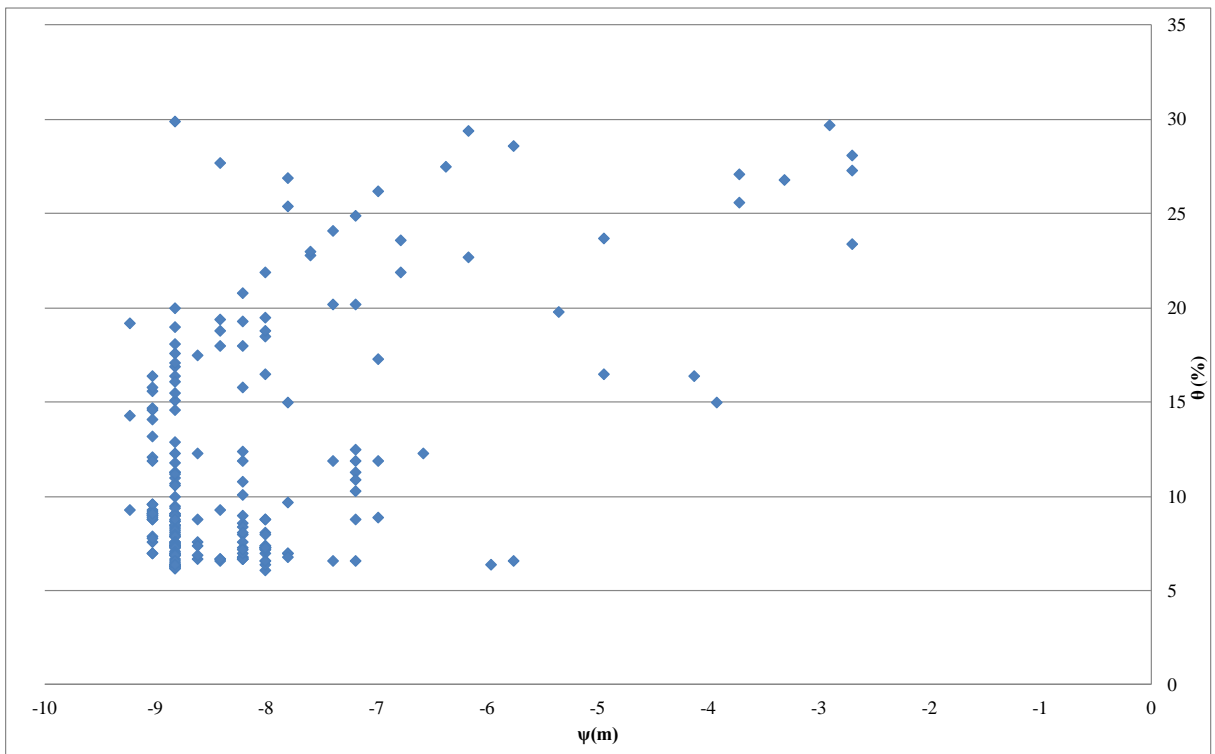


Figura 5.79 - Potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) na profundidade de 200 mm

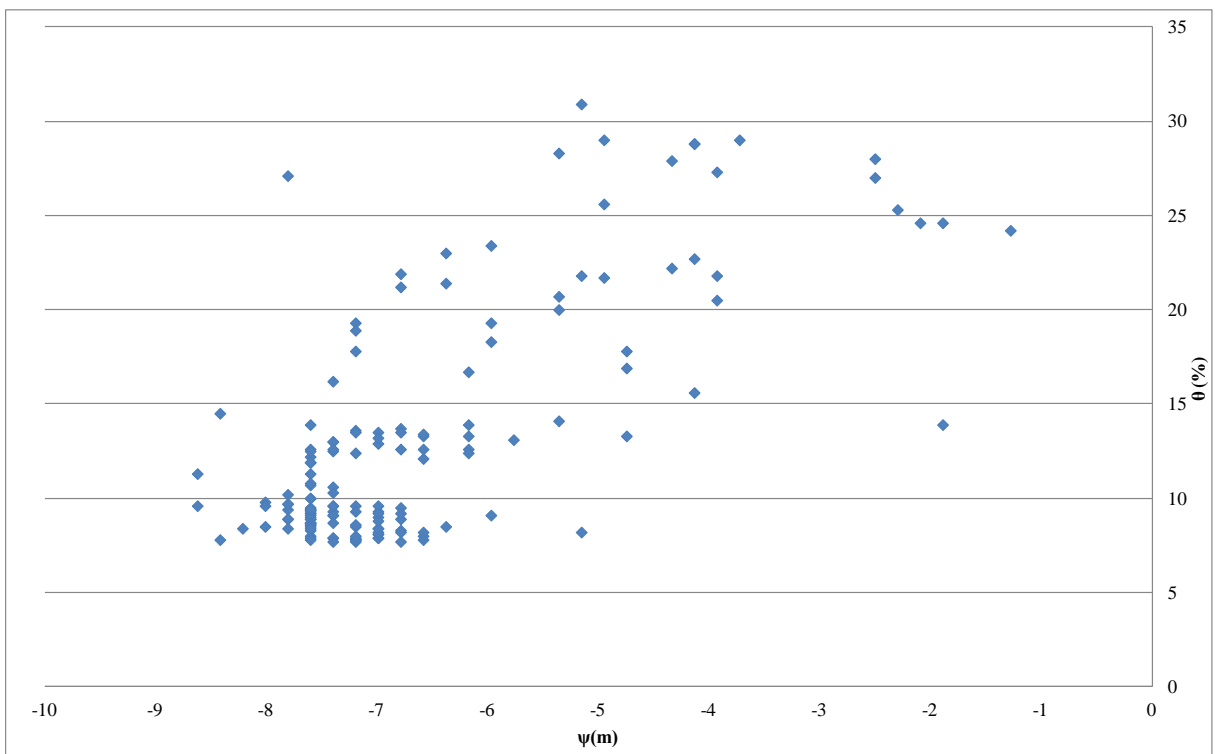


Figura 5.80 - Potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) na profundidade de 300 mm

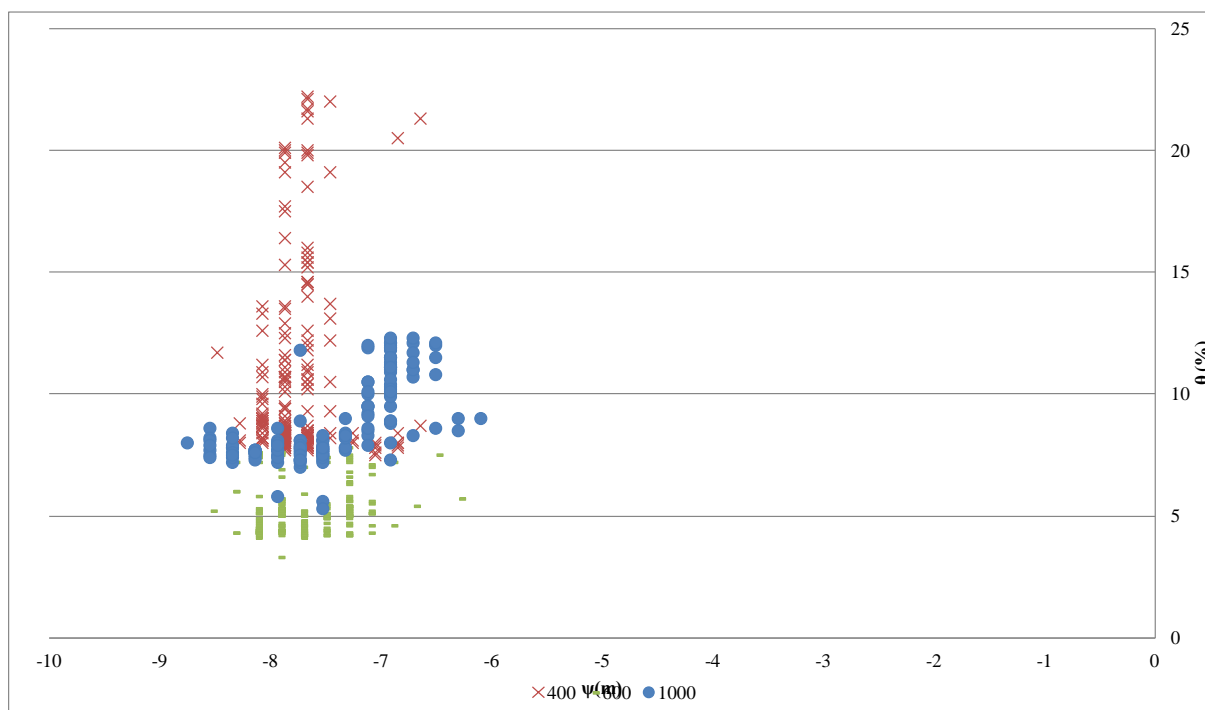


Figura 5.81 - Potencial da água do solo (ψ) versus a umidade do solo (θ) na profundidade de 400, 600 e 1000 mm

Na análise das Figuras 5.78, 5.79, 5.80 e 5.81 percebe-se que a partir da profundidade de 400 mm não ocorre a recarga no solo.

Os valores refletem as condições de seca da região em boa parte do ano hidrológico, confirmou-se com a operadora que nem sempre foi utilizada água destilada para a reposição dos tensiômetros.

- Piezometria

Para estudar o comportamento do nível do lençol freático raso, foram instalados, na Fazenda Laranjeiras, quatro piezômetros para o monitoramento da variação do nível d'água nas proximidades do córrego Teixeira. Os dados obtidos em campo – a cota de referência coincide com a cota da parte superior da tampa do concreto do poço P4 – são apresentados na Tabela 5.28 e na Figura 5.82.

A frequência de monitoramento foi aproximadamente mensal no ano de 2010/2011 e diária a partir do início da estação chuvosa de 2011/2012. O solo na região apresenta granulometria arenoso, o que facilita a infiltração e percolação da água no meio.

A aluvião existente no córrego apresenta-se como um grande reservatório de água, sendo inclusive utilizada pela população ribeirinha para o seu abastecimento. Observou-se no momento de perfurar o poço (que foi posteriormente carregado) na aluvião, no final da estação chuvosa de 2009/2010, que o nível de água na aluvião estava bem próximo à superfície.

Observa-se um significativo aumento dos níveis d'água nos quatro poços em resposta aos eventos da estação chuvosa de 2010/2011. Porém, a partir de outubro de 2011, os poços monitorados não recuperaram o nível d'água, permanecendo todos secos. Isso pode ter ocorrido porque a precipitação na região no período foi muito baixa, não tendo sido verificado escoamento no córrego Teixeiraão na Fazenda Laranjeiras.

Tabela 5.28 - Monitoramento do lençol raso na Fazenda Laranjeiras (cm)

Data/Poço	P1	P2	P3	P4
12/03/2010	-125,50	-149,50		
23/04/2010	-137,80	-166,10		
23/05/2010	-140,00	-171,50		
27/06/2010	-140,00	-171,50		
21/08/2010	-140,00	-171,50	-172,50	
19/09/2010	-140,00	-171,50	-172,50	-232,50
01/11/2010	-140,00	-171,50	-172,50	-225,50
17/12/2010	-129,90	-147,00	-113,00	-99,50
23/01/2011	-125,30	-163,00	-125,00	-73,50
19/02/2011	-140,00	-171,50	-165,00	-157,50
20/03/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-163,50
30/04/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-168,50
01/05/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-173,50
28/05/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-202,40
07/06/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-229,50
26/07/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-237,00
04/09/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-247,50
05/10/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-248,50
07/11/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-248,50
03/12/2011	-140,00	-171,50	-172,50	-248,50
02/01/2012	-140,00	-171,50	-172,50	-248,50
04/02/2012	-140,00	-171,50	-172,50	-248,50
05/03/2012	-140,00	-171,50	-172,50	-248,50

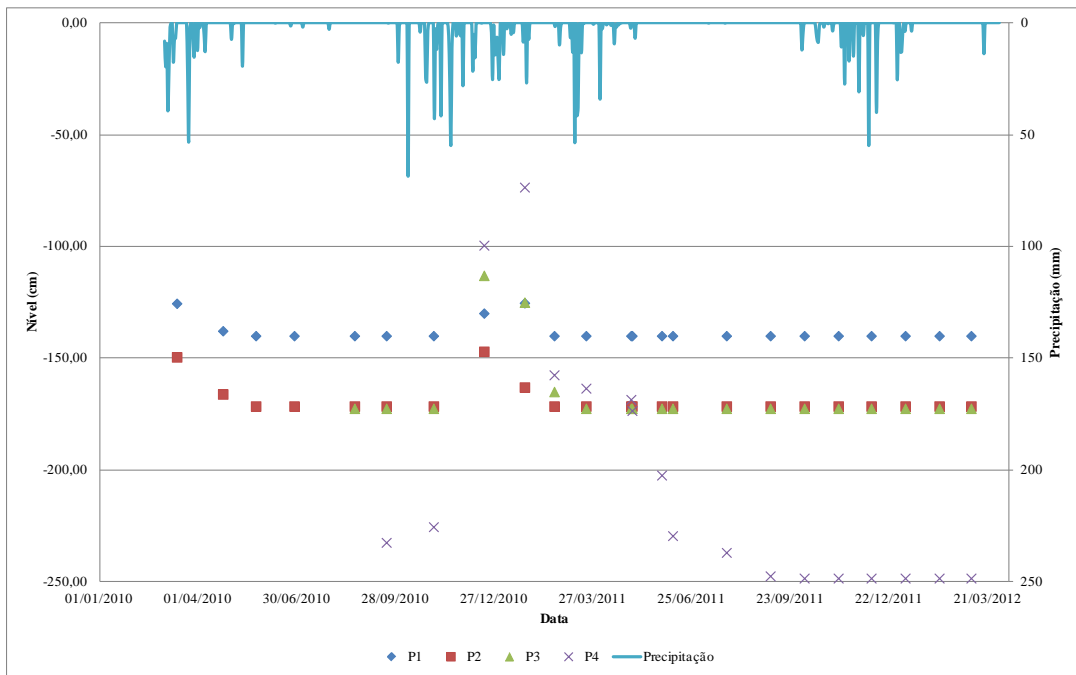


Figura 5.82 - Monitoramento do nível d'água nos poços piezométricos localizados em Fazenda Laranjeiras

Na Figura 5.83 são apresentados os dados do monitoramento, de responsabilidade da CPRM, do nível estático dos cinco piezômetros instalados na bacia do córrego Teixeiraõ.

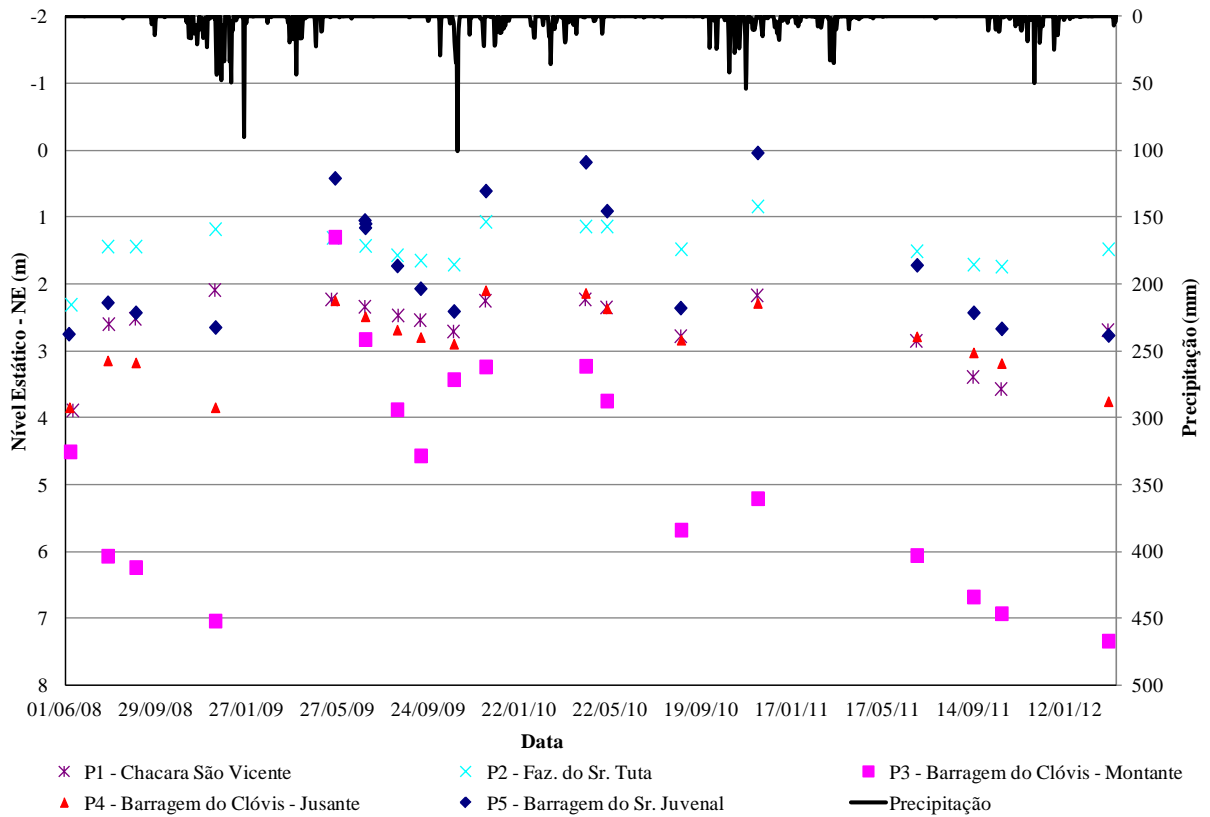


Figura 5.83 - Monitoramento do nível estático em relação à superfície do selo sanitário

O monitoramento dos piezômetros vem sendo realizado desde 2008. Observa-se que três poços apresentaram um comportamento praticamente estável ao longo do tempo (P1, P2 e P4) e os outros dois (P3 e P5) apresentaram uma grande variação no nível do lençol. O ponto P3 se localiza a montante da barragem subterrânea do Clóvis e o ponto P5 a jusante da barragem subterrânea do Juvenal.

Observa-se, portanto, que as barragens subterrâneas influenciaram os níveis do lençol. A constatação de que as cotas dos níveis d'água do ponto P3 são quase sempre inferiores às das do ponto P4 – pontos de montante e jusante da barragem subterrânea do Clóvis, respectivamente –, poderia indicar que essa barragem apresenta vazamento. Deve-se lembrar, porém, que há um poço amazonas logo a montante da estrutura do qual se bombeia frequentemente água. Para o caso da barragem subterrânea do Juvenal a análise comparativa não é possível, mas nesse caso, como já comentado, o septo não atingiu a camada impermeável.

Os níveis estáticos dos poços P1 (Chácara São Vicente) e P2 (Fazenda do Tuta) apresentam elevações, de magnitudes relativamente pequenas, decorrentes do início das estações chuvosas dos três anos monitorados, com posterior redução com o início da estação seca para os dois primeiros anos (ainda não estão disponíveis os dados para a atual estação seca). Observa-se que houve escoamento durante praticamente todas as três estações chuvosas monitoradas no córrego Teixeira nas seções próximas à Chácara São Vicente e à Fazenda do Tuta, o qual muitas vezes era interrompido antes da seção localizada na Ponte da BR-367.

5.2 *Análise da estabilidade espacial e temporal da umidade*

Para todas as áreas avaliadas na bacia do Teixeira realizou-se uma análise da umidade total armazenada nos pontos monitorados, a partir do cálculo do conteúdo de água no perfil de solo (W) e sua variação (ΔW), obtidos por meio, respectivamente, das equações 4.5 e 4.6.

Entretanto não foi possível a análise da estabilidade espacial e temporal da umidade do solo com os dados da Chácara São Vicente, da Barragem do Clóvis e da Foz do córrego Teixeira, em função da quantidade de dados disponíveis, pois existiam poucos pontos monitorados na área e em alguns a leitura foi apenas realizada com periodicidade mensal. Esse tipo de análise

também foi inviável com os dados da Fazenda do Tuta e da Fazenda do Juvenal, devido à incerteza dos valores medidos. Para as demais estações, essa análise foi realizada com base na metodologia proposta por Vachaud *et al.* (1985) e uso das equações 3.3 a 3.8.

- Chácara São Vicente

Na Figura 5.84 apresenta-se o conteúdo de água no perfil em cada ponto monitorado na Chácara São Vicente.

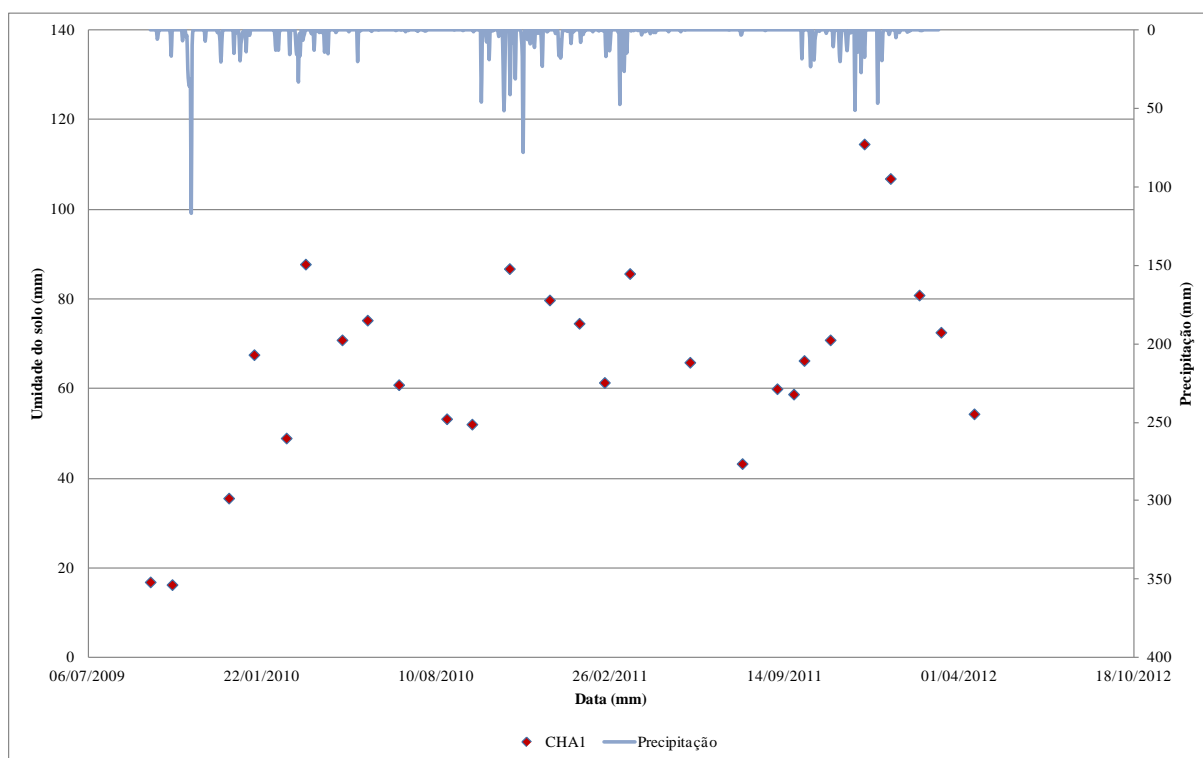


Figura 5.84 - Umidade do solo no ponto monitorado na Chácara São Vicente

Na Tabela 5.29 apresenta-se a variação do volume de água armazenado nos pontos analisados durante os anos hidrológicos de 2009/2010, 2010/2011 e no período de out/2011 a abr/2012.

Tabela 5.29 - Variação do volume de água armazenado na Chácara São Vicente

Ponto	ΔW (mm)		
	09/10	10/11	11/12
CHA1	35,2	6,7	-4,4

Na Tabela 5.29 observa-se que nos anos hidrológicos 2009/2010 e 2010/2011 as variações do volume de água armazenada no solo foram positivas. Considerando o ano 2011/2012, a

variação foi negativa e esse valor deverá ser ainda maior, em módulo, devido ao início do período de estiagem de 2012.

- Fazenda do Tuta

Na Figura 5.85 apresenta-se o conteúdo de água no perfil em cada ponto monitorado na Fazenda do Tuta.

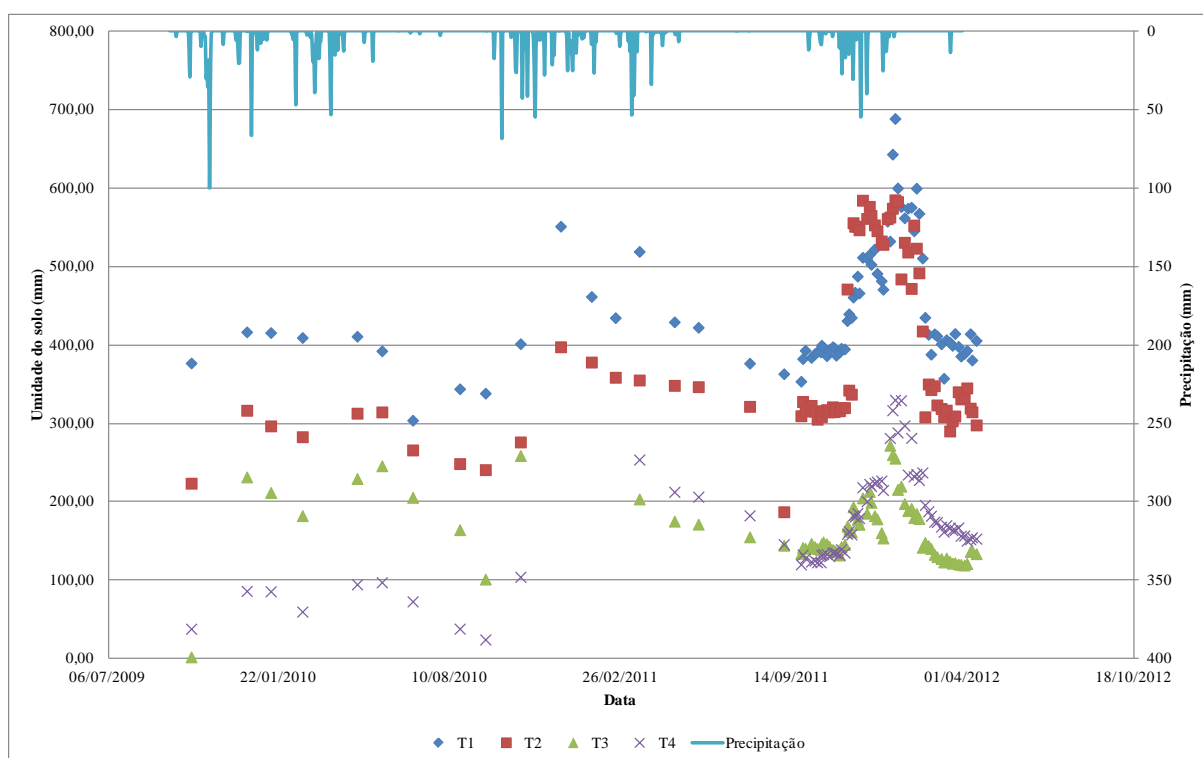


Figura 5.85 - Umidade do solo nos pontos monitorados na Fazenda do Tuta

Na Tabela 5.30 apresenta-se a variação do volume de água armazenado nos pontos analisados durante os anos hidrológicos de 2009/2010, 2010/2011 e no período de out/2011 a abr/2012.

Tabela 5.30 - Variação do volume de água armazenado na Fazenda do Tuta

Ponto	ΔW (mm)			Ponto	ΔW (mm)		
	09/10	10/11	11/12		09/10	10/11	11/12
T1	28,60	-2,13	-6,12	T3	-13,70	32,88	-11,93
T2	-28,00	-25,33	11,38	T4	13,10	-5,43	6,68

Na Tabela 5.30 observa-se que no ano hidrológico 2009/2010 a variação do volume de água armazenada no solo foi positiva nos pontos T1 e T4 e negativa nos pontos T2 e T3. No ano

2010/2011, a variação do volume armazenado de água foi positiva no ponto T3 e negativa nos pontos T1, T2 e T4. No período de 2011/2012 a variação é positiva nos pontos T2 e T4 e negativa nos pontos T1 e T3.

- Barragem do Clóvis

Na Figura 5.86 apresenta-se o conteúdo de água no perfil em cada ponto monitorado na Barragem do Clóvis. Na Figura 5.93 apresenta-se a variação da umidade do solo observada.

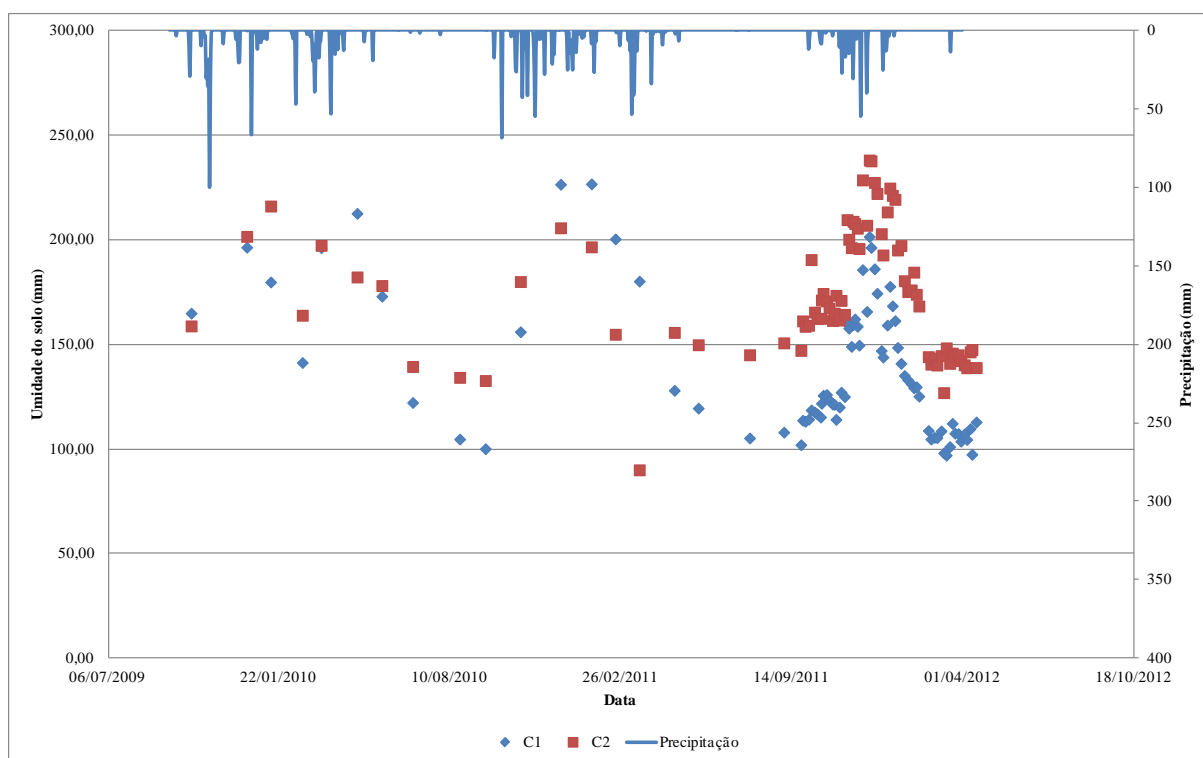


Figura 5.86 - Umidade do solo nos pontos monitorados na Barragem do Clóvis

Na Tabela 5.31 apresenta-se a variação do volume de água armazenado nos pontos analisados durante os anos hidrológicos de 2009/2010, 2010/2011 e no período de out/2011 a abr/2012.

Tabela 5.31 - Variação do volume de água armazenado na Barragem do Clóvis

Ponto	ΔW (mm)		
	09/10	10/11	11/12
C1	-64,80	13,10	-0,30
C2	-26,10	25,90	-19,70

Na Tabela 5.31 observa-se que no ano hidrológico 2009/2010 a variação do volume de água armazenada no solo foi negativa em todos os pontos, enquanto que no ano 2010/2011 essa variação foi positiva em todos os pontos, voltando a ser negativa em todos os pontos no período de 2011/2012.

Analisando a Tabela 5.31 percebe-se que o ponto C1 apresenta a maior variação de volume armazenado. Essa variação já era de se esperar devido à barragem subterrânea existente na propriedade.

- Fazenda Laranjeiras

Na Tabela 5.32 apresenta-se uma análise estatística da variação temporal dos valores da umidade do solo monitorados em Fazenda Laranjeiras. Os valores da umidade do solo obtidos em dezembro de 2010 e janeiro de 2011 foram retirados da análise realizada.

Tabela 5.32 - Variabilidade espacial da umidade do solo em Fazenda Laranjeiras

Prof.	Ponto	δ	$\sigma(\delta)$	Prof.	Ponto	δ	$\sigma(\delta)$
100	L1	49%	28%	400	L1	97%	26%
	L2	20%	24%		L2	86%	24%
	L3	13%	11%		L3	-35%	12%
	L4	1%	15%		L4	16%	17%
	L5	-29%	23%		L5	-72%	16%
	L6	-59%	17%		L6	-82%	8%
200	L1	83%	31%	600	L1	81%	13%
	L2	15%	18%		L2	158%	24%
	L3	24%	11%		L3	-74%	8%
	L4	24%	19%		L4	-43%	7%
	L5	-49%	27%		L5	-23%	16%
	L6	-89%	9%		L6	-17%	1%
300	L1	98%	31%	1000	L1	65%	10%
	L2	42%	22%		L2	96%	17%
	L3	14%	10%		L3	-34%	9%
	L4	16%	18%		L4	-16%	9%
	L5	-77%	20%		L5	-54%	7%
	L6	-83%	11%		L6	-55%	9%

Ao se analisar a diferença relativa (δ), de acordo com a metodologia proposta por Vachaud *et al.* (1985), infere-se que os pontos L1 e L2 são os mais úmidos, pois possuem os maiores

valores positivos. Já os pontos L5 e L6 são os mais secos, pois possuem os maiores valores negativos.

Os menores valores de desvio padrão nas camadas analisadas foram observados no ponto L4. Como esse ponto apresenta em cada profundidade analisada os valores mais próximos de zero para a diferença relativa e menor desvio-padrão, pode-se inferir que o mesmo pode representar a umidade média da área analisada em Fazenda Laranjeiras, de acordo com a metodologia proposta por Vachaud *et al.* (1985).

Na Figura 5.87 apresenta-se a umidade do solo total em cada ponto monitorado na Fazenda Laranjeiras.

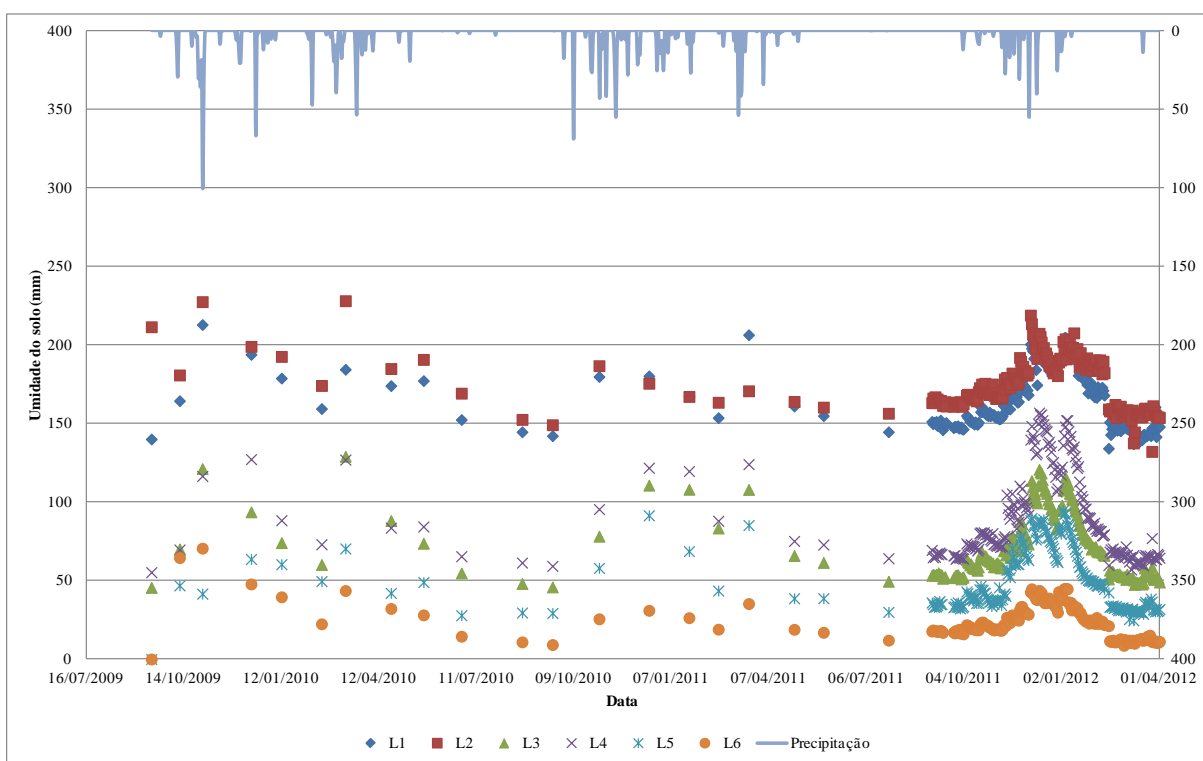


Figura 5.87 - Umidade do solo nos pontos monitorados na Fazenda Laranjeiras

Na Tabela 5.33, apresentam-se os valores mínimos e máximos obtidos para o coeficiente de correlação de Spearman, obtidos utilizando a equação 3.8, entre duas datas consecutivas j e j' para cada profundidade.

Tabela 5.33 - Valores do coeficiente de Spearman

Prof.	Mín.	Máx.	Prof.	Mín.	Máx.
100	0,992	1	400	0,998	1
200	0,998	1	600	0,998	1
300	0,998	1	1000	0,999	1

Observou-se no cálculo do coeficiente de Spearman que a maioria dos valores obtidos está próxima de 1. De acordo com a metodologia de Vachaud *et al.* (1985), existe estabilidade temporal para os dados monitorados em Fazenda Laranjeiras.

Na Tabela 5.34 apresenta-se a variação do volume de água armazenado nos pontos analisados durante os anos hidrológicos de 2009/2010, 2010/2011 e no período de out/2011 a abr/2012.

Tabela 5.34 - Variação do volume de água armazenado na Fazenda Laranjeiras

Ponto	ΔW (mm)			Ponto	ΔW (mm)		
	09/10	10/11	11/12		09/10	10/11	11/12
L1	8,3	13,1	-6,2	L4	1,9	14,1	6,7
L2	-3,5	18,9	-46,7	L5	-38,5	9,7	-7,5
L3	8	8	-2,2	L6	3,2	8,6	-8,1

Nota-se na Tabela 5.34 que no ano hidrológico 2009/2010, a variação do volume de água armazenada no solo foi positiva nos pontos L1, L3, L4 e L6 e negativa nos pontos L2 e L5. Já no ano 2010/2011, a variação do volume armazenado de água foi positiva em todos os pontos. Para o período de 2011/2012, a variação é negativa, exceto no ponto L4. Deve ser considerado que esse último período ainda não abrange o período de estiagem que se iniciou em maio e terá fim em setembro de 2012. Nesse caso, a variação do volume de água armazenado na bacia deverá ser ainda mais crítica nesses pontos monitorados.

As variações observadas no comportamento da umidade armazenada no solo no ponto L2 foram devidas às alterações que ocorreram no uso e ocupação do solo. Essas alterações podem ter acarretado modificações nas propriedades físicas do solo na área e, nesse caso, uma análise com uma quantidade maior de dados é necessária para avaliar a variação do volume de água no ponto. Como o ponto L5 localiza-se bem próximo ao leito do córrego Teixeira, as variações do nível do lençol d'água podem estar interferindo na umidade do solo local. Observou-se que a amplitude de variação dos dados foi maior quando foram utilizados dados mensais.

Analisando a Tabela 5.34 percebe-se que o ponto L2 apresenta a maior variação de volume armazenado, com valores oscilando de -46,7 a 18,9 mm. Nota-se, ainda, que os pontos L1 e L2, por estarem em locais com declividades mais elevadas, apresentam maiores valores de volume armazenado ao longo do período monitorado.

- Fazenda Laranjeiras/Barragem

Na Tabela 5.35 apresenta-se uma análise estatística da variação temporal dos valores da umidade do solo monitorados na Fazenda Laranjeiras/Barragem.

Tabela 5.35 - Variabilidade espacial da umidade do solo em Fazenda Laranjeiras/Barragem

Prof.	Ponto	δ	$\sigma(\delta)$	Prof.	Ponto	δ	$\sigma(\delta)$
100	LB1	42%	31%	400	LB1	33%	8%
	LB2	72%	38%		LB2	56%	11%
	LB3	16%	24%		LB3	-9%	16%
	LB4	62%	33%		LB4	26%	11%
	LB5	-17%	30%		LB5	-39%	13%
	LB6	22%	26%		LB6	-39%	7%
	LB7	0%	0%		LB7	-28%	11%
200	LB1	40%	11%	600	LB1	30%	8%
	LB2	68%	16%		LB2	51%	11%
	LB3	-11%	20%		LB3	-8%	16%
	LB4	30%	11%		LB4	24%	11%
	LB5	-45%	10%		LB5	-36%	13%
	LB6	-47%	11%		LB6	-36%	7%
	LB7	-35%	17%		LB7	-26%	11%
300	LB1	35%	9%	1000	LB1	26%	7%
	LB2	59%	12%		LB2	44%	8%
	LB3	-10%	17%		LB3	-6%	14%
	LB4	27%	10%		LB4	20%	11%
	LB5	-40%	12%		LB5	-30%	14%
	LB6	-41%	8%		LB6	-31%	7%
	LB7	-30%	13%		LB7	-23%	10%

Ao se analisar a diferença relativa (δ), de acordo com a metodologia proposta por Vachaud *et al.* (1985), infere-se que os pontos 1, 2 e 4 são os mais úmidos, pois possuem os maiores valores positivos. Já os pontos 5, 6 e 7 são os mais secos, pois possuem os maiores valores negativos.

Os menores valores de desvio padrão nas camadas analisadas foram observados no ponto L3. Como esse ponto apresenta em cada profundidade analisada os valores mais próximos de zero para a diferença relativa e menor desvio-padrão, pode-se inferir que o mesmo pode representar a umidade média da área analisada na Fazenda Laranjeiras/Barragem de acordo com a metodologia proposta por Vachaud *et al.* (1985).

Na Figura 5.88 apresenta-se a umidade do solo total na Fazenda Laranjeiras/Barragem.

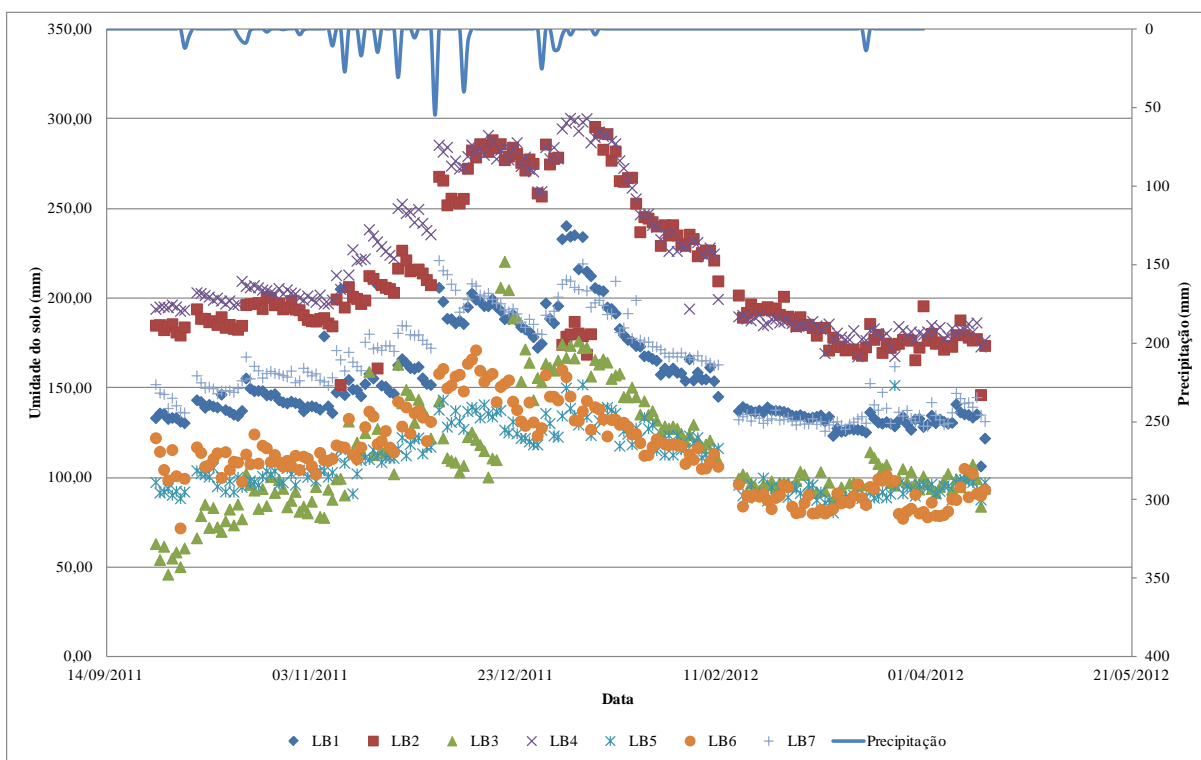


Figura 5.88 - Umidade do solo nos pontos monitorados na Fazenda Laranjeiras/Barragem

Na Tabela 5.36, apresentam-se os valores mínimos e máximos obtidos para o coeficiente de correlação de Spearman, entre duas datas consecutivas j e j' para cada profundidade.

Observou-se no cálculo do coeficiente de Spearman que a maioria dos valores obtidos está próxima de 1. De acordo com a metodologia de Vachaud *et al.* (1985), existe estabilidade temporal para os dados monitorados no Fazenda Laranjeiras/Barragem.

Tabela 5.36 - Valores do coeficiente de Spearman

Prof.	Mín.	Máx.	Prof.	Mín.	Máx.
100	0,978	1	400	0,998	1
200	0,997	1	600	0,995	1
300	0,994	1	1000	0,996	1

Na Tabela 5.37 apresenta-se a variação do volume de água armazenado nos pontos analisados no período de out/2011 a abr/2012.

Tabela 5.37 - Variação do volume de água armazenado na Fazenda Laranjeiras/Barragem

Ponto	ΔW (mm)						
	LB1	LB2	LB3	LB4	LB5	LB6	LB7
11/12	-11,4	-7,5	35,6	-18,7	4,9	-7,7	-8,8

Na Tabela 5.37 observa-se que no período de outubro de 2011 a abril de 2012 a variação do volume de água armazenada no solo foi negativa em todos os pontos, e os valores deverão ser, em módulo, ainda de maior magnitude ao final da estação seca de 2012.

Percebe-se que o ponto 3 apresenta a maior variação de volume armazenado.

- Fazenda do Juvenal

Na Figura 5.89 apresenta-se a umidade do solo total e na Figura 5.90 apresenta-se a variação da umidade do solo do monitoramento realizado na Fazenda do Juvenal.

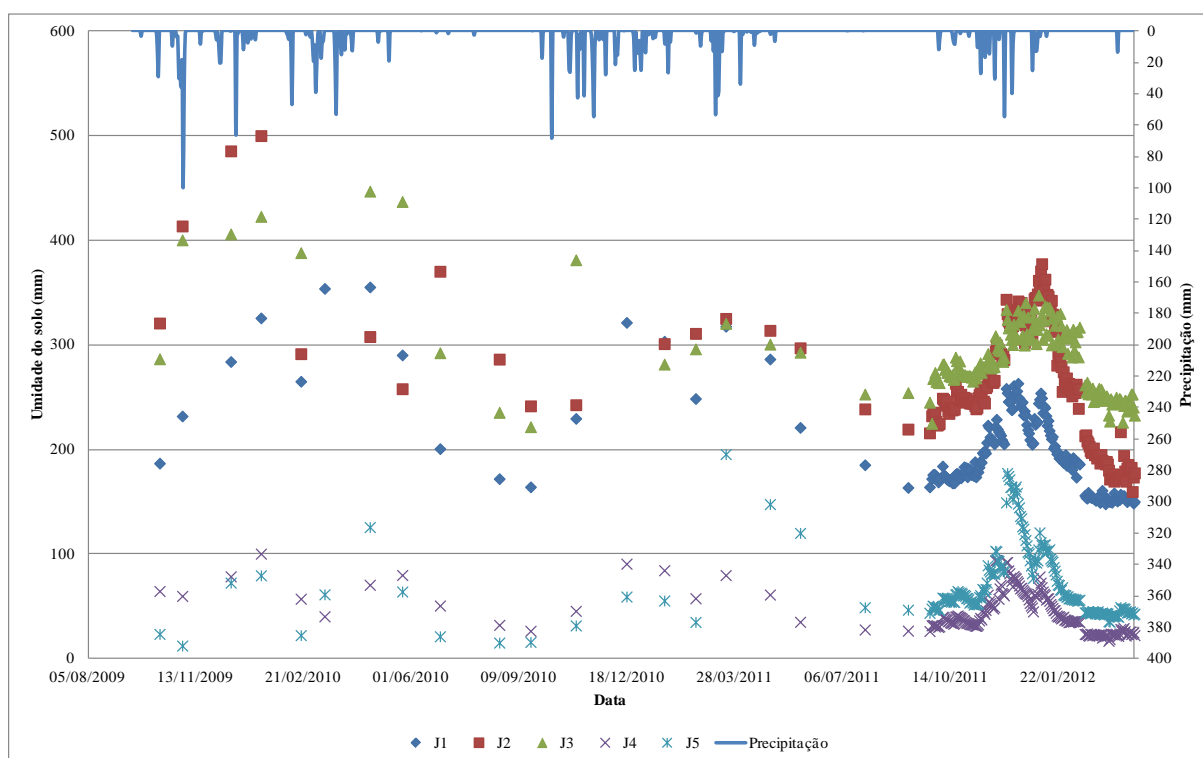


Figura 5.89 - Umidade do solo nos pontos monitorados

Na Tabela 5.38 apresenta-se a variação do volume de água armazenado nos pontos analisados durante os anos hidrológicos de 2009/2010, 2010/2011 e no período de out/2011 a abr/2012.

Tabela 5.38 - Variação do volume de água armazenado

Ponto	ΔW (mm)			Ponto	ΔW (mm)		
	09/10	10/11	11/12		09/10	10/11	11/12
J1	-22,6	11,6	-16,4	J4	-38,1	4,1	0,1
J2	-79,2	-6,6	-41,4	J5	-7,7	31,7	-2,1
J3	-64,9	51,8	-40,2				

Observou-se na Tabela 5.38 que no ano hidrológico 2009/2010 a variação do volume de água armazenada no solo foi negativa em todos os pontos. No ano 2010/2011, a variação do volume armazenado de água foi positiva nos pontos J1, J3, J4 e J5 e negativa no ponto J2. Já no período de 2011/2012 a variação do volume armazenado de água foi positiva no ponto J4 e negativa nos pontos J1, J2, J3 e J4. Deve-se ressaltar que para nesse último período ainda não foi considerado o período de estiagem.

Analisando a Tabela 5.38 percebe-se que o ponto J2 apresenta a maior variação de volume armazenado. Nota-se, ainda, que os pontos J2 e J3 encontravam-se inicialmente em uma área que permanecia frequentemente inundada. Assim, os mesmos foram posteriormente deslocados para uma área próxima onde não se observou mais esse problema.

Devido à inundação que ocorria na área a jusante da barragem, observou-se que alguns dados obtidos nos pontos J2 e J3 apresentavam-se relativamente elevados e dessa forma foram desconsiderados na análise realizada.

- Foz do córrego Teixeira

Na Figura 5.90 apresenta-se o conteúdo de água no perfil em cada ponto monitorado na Foz do Teixeira. Na Tabela 5.34 apresenta-se a variação do volume de água armazenado nos pontos analisados durante os anos hidrológicos de 2009/2010, 2010/2011 e no período de out/2011 a abr/2012.

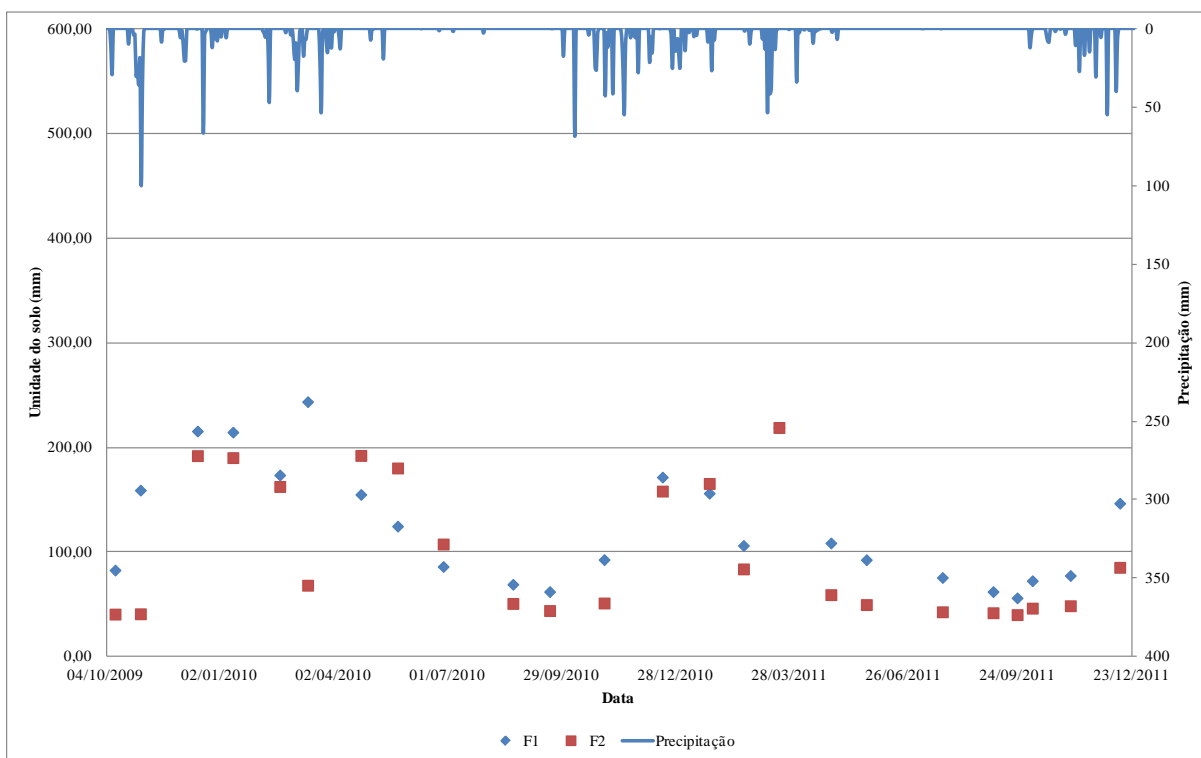


Figura 5.90 - Umidade do solo nos pontos monitorados

Tabela 5.39 - Variação do volume de água armazenado

Ponto	ΔW (mm)		
	09/10	10/11	11/12
F1	-20,60	-6,00	43,70
F2	3,40	-3,90	11,70

Na Tabela 5.39 observa-se que no ano hidrológico 2009/2010 a variação do volume de água armazenada no solo foi negativa no ponto F1 e positiva no ponto F2. No ano de 2010/2011, a variação do volume armazenado de água foi negativa em todos os pontos e no período de 2011/2012 a variação do volume armazenado de água é positiva em todos os pontos, mas esse valor pode ser alterado, pois não foi considerado o período de estiagem de 2012. Percebe-se que o ponto F2 apresenta a maior variação de volume armazenado.

5.3 Balanço Hídrico

Os componentes obtidos do balanço hídrico – precipitação e deflúvio com base em valores observados e evapotranspiração real calculada por meio da equação 4.1 – para as bacias do córrego Teixeira e Teixeira são apresentados, respectivamente, nas Tabelas 5.40 e 5.41 para os anos hidrológicos de 2009/2010 e 2010/2011. Para o período de 2011/2012 o balanço não foi calculado porque os dados da estação fluviométrica no período, não estavam disponíveis.

Tabela 5.40 - Balanço Hídrico no córrego Teixeira

Ano	P (mm)	DE (mm)	P-DE (mm)	ETo Clóvis (mm)	ETo Laranjeiras (mm)	Coefficiente de escoamento
09/10	797,96	50,26	747,70	1017,21	1005,89	6,30%
10/11	781,44	29,06	752,38	1039,48	1059,87	3,72%

Tabela 5.41 - Balanço Hídrico no córrego Teixeira

Ano	P (mm)	DE (mm)	P-DE (mm)	ETo Clóvis (mm)	ETo Laranjeiras (mm)	Coefficiente de escoamento
09/10	797,96	11,34	786,62	1017,21	1005,89	1,42%
10/11	781,44	9,42	772,02	1039,48	1059,87	1,21%

Os valores de evapotranspiração real (P - DE) estimados são de aproximadamente de 750 mm nos anos hidrológicos analisados, entre 71% e 78% dos valores da ETo calculadas na Barragem do Clóvis e na Fazenda Laranjeiras.

Na tabela 3.4 os valores do coeficiente de escoamento para alguns cursos d'água da região semiárida brasileira estão entre 0,06 e 0,26, sendo o último relativo ao rio Jequitinhonha. Observa-se que os valores obtidos se apresentam inferiores e são relativamente baixos, refletindo, eventualmente, problemas com os valores medidos de vazão nos córregos Teixeira e Teixeira.

A relação existente entre as áreas das bacias dos córregos de Teixeira e do Teixeira é de 0,56, enquanto que a relação entre os coeficientes de escoamento dos mesmos córregos variaram de 0,22 (2009/2010) a 0,32 (2010/2011).

5.4 Modelagem hidrológica

5.4.1 Modelo Rio Grande

Oliveira e Silva *et al.* (2007) realizaram a primeira tentativa de modelagem de bacias situadas na região semiárida do estado de Minas Gerais por meio de um modelo hidrológico de base física – o modelo Rio Grande – e dados de dois anos hidrológicos das bacias dos córregos Teixeira e Teixeira.

Para a presente pesquisa, foi possível estender o período de simulação. Os dados disponíveis (precipitação, evapotranspiração e vazão) para a realização da modelagem compreendem o período de 10/2005 a 03/2012. Foram observados valores nulos de vazão para os anos hidrológicos 2007/2008 e 2011/2012. Utilizando os limites dos parâmetros estabelecidos em Oliveira e Silva *et al.* (2007) foi executada a calibração do modelo. Quando da realização das etapas de calibração e simulação foi avaliada a necessidade de se utilizar um período anterior para aquecer o modelo. Percebeu-se nas simulações realizadas que, devido à elevada taxa de evaporação e à existência de muitos dados de precipitação e vazões nulos, esse procedimento não alterava de forma significativa os resultados obtidos.

Todas as simulações de calibração foram realizadas a partir de um mesmo conjunto de valores dos parâmetros do modelo e do mesmo valor da semente de geração de números aleatórios. O modelo possui um sistema de interrupção de seu algoritmo de busca, mas, procurando estabelecer um melhor resultado na calibração, ao longo do processo foi necessário realizar pequenos ajustes no intervalo de alguns parâmetros obtidos, pois se verificou que alguns deles apresentavam valores próximos dos limites estabelecidos. Foi adotado como critério de finalização da calibração o melhor coeficiente de Nash-Sutcliffe.

A utilização de um período de calibração e um período de validação mostrou-se apenas razoável para os anos hidrológicos monitorados. Quando se considera a calibração por ano hidrológico observa-se uma pequena discrepância nos resultados obtidos, pois com base no coeficiente de Nash-Sutcliffe, as simulações podem ser consideradas excelentes para, por exemplo, o ano hidrológico 2006/2007, mas ruins para o ano hidrológico 2009/2010. Dessa forma, os resultados obtidos serão discutidos de duas formas: a partir da aplicação do processo de calibração para cada ano hidrológico em que foram observadas vazões não-nulas na foz do córrego Teixeira; e considerando o período 2005-2007 para a etapa de calibração e o período 2008-2011 para a etapa de validação.

Os parâmetros capacidade média espacial da tensão na zona superior (WU); capacidade média espacial da tensão na zona inferior (WL) e capacidade média espacial da tensão na zona profunda (WD) refletem a capacidade total de água no solo. Zhao *et al.* (1980) propõem que o valor da soma das capacidades WU + WL + WD represente uma medida de aridez da bacia e sugerem que esse somatório varie de 80 mm para regiões úmidas a 180 mm para regiões semiúmidas. Na simulação tentou-se considerar um limite de 380 mm para a bacia analisada, conforme proposto por Oliveira e Silva *et al.* (2007). Na tentativa de obtenção de valores máximos do coeficiente de Nash-Sutcliffe, foram testadas diferentes combinações dos valores limites de WD, WL e WU, mantendo a soma desses valores igual a 380 mm. Observou-se que as alterações realizadas causaram uma alteração pouco significativa (menor que 1,0%) no valor do coeficiente de Nash-Sutcliffe.

São apresentados os resultados estatísticos da calibração na Tabela 5.42 e os valores dos parâmetros otimizados na etapa de calibração na Tabela 5.43.

Tabela 5.42 - Resultados estatísticos obtidos para as calibrações realizadas

Período		05/06	06/07	08/09	09/10	10/11	05-07
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (%)	R	55,643	87,090	45,458	8,162	32,570	65,798
Erro padrão	RMSE	0,414	0,236	0,784	0,524	0,644	0,374
Diferença de volumes (%)	DV	-16,776	-15,065	5,065	54,210	12,529	7,712
Diferença absoluta relativa média (%)	DR _{AbsMed.}	60,410	429,011	301,598	109,524	40,783	232,082
Vazão média simulada (m ³ /s)	Q _{MedSim.}	0,202	0,208	0,271	0,081	0,119	0,163
Vazão média observada (m ³ /s)	Q _{MedObs.}	0,173	0,181	0,285	0,177	0,136	0,176

Tabela 5.43 - Parâmetros obtidos nas calibrações realizadas

Período		05/06	06/07	08/09	09/10	10/11	05-07
Coeficiente de tanque	K	0,807	0,854	0,931	0,839	0,807	0,889
Fração de área impermeável	IMP	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004	0,002
Tensão na zona superior	WU	87,552	75,969	81,925	81,661	87,552	79,550
Tensão na zona inferior	WL	147,907	160,892	192,569	189,503	150,715	140,740
Tensão na zona profunda	WD	55,532	58,448	53,355	70,602	60,562	77,674
Teor de umidade livre	SM	20,284	12,153	56,475	94,591	17,361	12,160
Expoente da curva de umidade	B	0,356	0,148	0,277	0,150	0,487	0,196
Expoente da curva de umidade livre	EX	1,367	0,923	0,942	1,018	1,367	1,149
Coeficiente ETP por freatófitos	C	2,716	2,433	0,035	0,076	2,926	2,623
Coeficiente de escoamento sub-superficial	KSS	0,260	0,427	0,233	0,547	0,245	0,169
Coeficiente de escoamento subterrâneo	KG	0,236	0,272	0,224	0,272	0,236	0,458
Recessão do escoamento sub-superficial	CI	0,611	0,635	0,726	0,674	0,617	0,609
Recessão do escoamento subterrâneo	CG	0,856	0,890	0,822	0,975	0,856	0,796

Analisando a Tabela 5.42 observa-se que para o ano hidrológico 2006/2007 foram obtidos os melhores resultados do processo de calibração, com o maior valor para o coeficiente de Nash-

Sutcliffe. Os valores de vazão média simulada são superiores aos equivalentes para a vazão média observada para os dois primeiros anos hidrológicos, sendo menores para os três demais, para os quais foram obtidos os menores valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe.

Na Tabela 5.43 observa-se que o parâmetro referente ao coeficiente de tanque (K) possui valor superior ao valor obtido em campo (0,49). Notadamente, o valor desse parâmetro exerce uma grande influência no umedecimento e secamento dos reservatórios do modelo e questiona-se a pertinência de considerá-lo no processo de calibração. Os parâmetros referentes ao teor de umidade livre (SM), ao expoente da curva de umidade (B), ao coeficiente ETP por freatófitos (C), e ao coeficiente de escoamento sub-superficial (KSS) apresentaram as maiores variações de valores dentre os conjuntos obtidos no processo de otimização, enquanto que aqueles referentes à fração de área impermeabilizada (IMP), ao expoente da curva de umidade livre (EX), ao coeficiente de escoamento subterrâneo (KG), à recessão do escoamento sub-superficial (CI) e à recessão do escoamento subterrâneo (CG) não sofreram alterações significativas.

Foram realizadas simulações para cada ano isoladamente e para o período 2008-2011 considerando o melhor conjunto de parâmetros obtido para o ano hidrológico 2006/2007, com os resultados sendo apresentados na Tabela 5.44.

Tabela 5.44 - Resultados obtidos para a simulação realizada no córrego Teixeira com o melhor conjunto de parâmetros do ano hidrológico 06/07

Período		05/06	08/09	09/10	10/11	08-11
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (%)	R	38,959	25,803	-35,275	17,735	14,898
Erro padrão	RMSE	0,486	0,914	0,637	0,711	0,762
Diferença de volumes (%)	DV	39,173	20,840	58,212	60,903	40,921
Diferença absoluta relativa média (%)	DR _{AbsMed.}	26,232	87,328	45,391	26,609	52,931
Vazão média simulada (m ³ /s)	Q _{MedSim.}	0,105	0,226	0,074	0,053	0,118
Vazão média observada (m ³ /s)	Q _{MedObs.}	0,173	0,285	0,177	0,136	0,199

A utilização do melhor conjunto de parâmetros do ano hidrológico 2006/2007 resultou em subestimativas dos valores de vazão média para todos os anos hidrológicos, embora para o próprio ano hidrológico 2006/2007 o valor simulado de vazão média tenha sido superestimado. Adicionalmente, os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe podem ser associados a resultados apenas razoáveis de vazão simulada, sendo que foi encontrado, inclusive, um valor negativo desse coeficiente.

A fim de se avaliar a possibilidade da extensão dos parâmetros calibrados a bacias cujas características físicas sejam similares, foram realizadas simulações do processo de escoamento superficial na bacia do córrego Teixeira considerando-se, para cada ano hidrológico e para o período 2005/2007, os valores do conjunto ótimo de parâmetros referentes à calibração realizada para o ano hidrológico 2006/2007 para a bacia do córrego Teixeira. Os resultados dessas simulações são apresentados na Tabela 5.45. Não foi simulado o período 2008-2011 em função dos valores negativos do coeficiente de Nash-Sutcliffe obtido para os anos hidrológicos 2008/2009 e 2009/2010.

Tabela 5.45 - Resultados obtidos para a simulação realizada no córrego Teixeira com o melhor conjunto de parâmetros do ano hidrológico 06/07

Período		05/06	06/07	08/09	09/10	10/11	05-07
Coeficiente de Nash-Sutcliffe (%)	R	37,839	78,340	-329,355	-10,396	47,073	65,063
Erro padrão	RMSE	0,265	0,224	0,416	0,190	0,081	0,245
Diferença de volumes (%)	DV	40,746	-8,241	-407,024	-46,539	-26,491	15,247
Diferença absoluta relativa média (%)	DR _{AbsMed.}	56,765	57,685	140,695	71,092	22,406	57,146
Vazão média simulada (m ³ /s)	Q _{MedSim.}	0,060	0,119	0,129	0,042	0,030	0,089
Vazão média observada (m ³ /s)	Q _{MedObs.}	0,101	0,110	0,025	0,029	0,024	0,105

Os resultados podem ser considerados satisfatórios para os anos hidrológicos 2005/2006, 2006/2007 e 2010/2011 quando são avaliados tanto os valores dos coeficientes de Nash-Sutcliffe quanto os de diferença de volumes escoados, com destaque para a simulação do ano hidrológico 2006/2007.

Na Figura 5.91 são apresentados os resultados obtidos na calibração da bacia do córrego Teixeira para o ano hidrológico 2006/2007. Com os parâmetros dessa calibração foram simulados valores de vazão para as bacias dos córregos Teixeira e Teixeira considerando o período 2005-2012, conforme mostrado, respectivamente, nas Figuras 5.92 e 5.93 (portanto, foram também simulados os anos hidrológicos de vazões observadas nulas, quais sejam, 2007/2008 e 2011/2012).

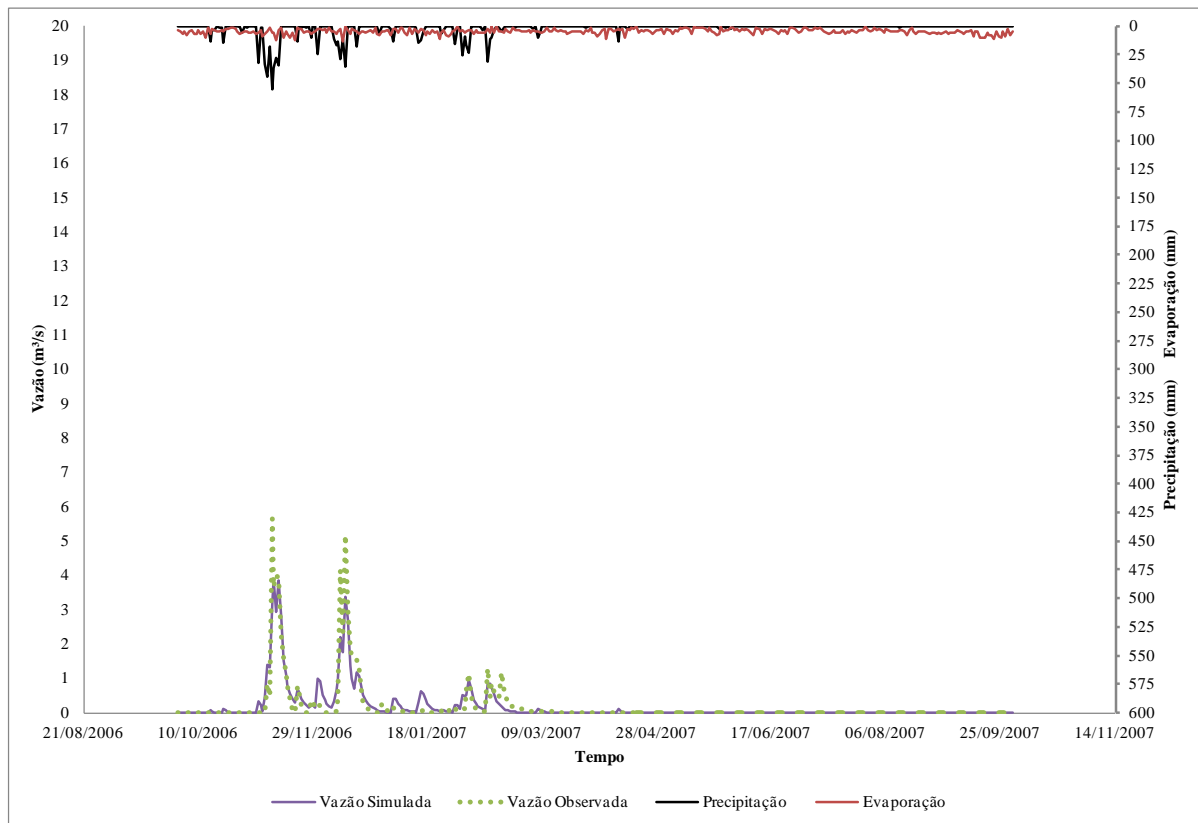


Figura 5.91 - Vazão calibrada versus vazão observada para bacia do córrego Teixeira

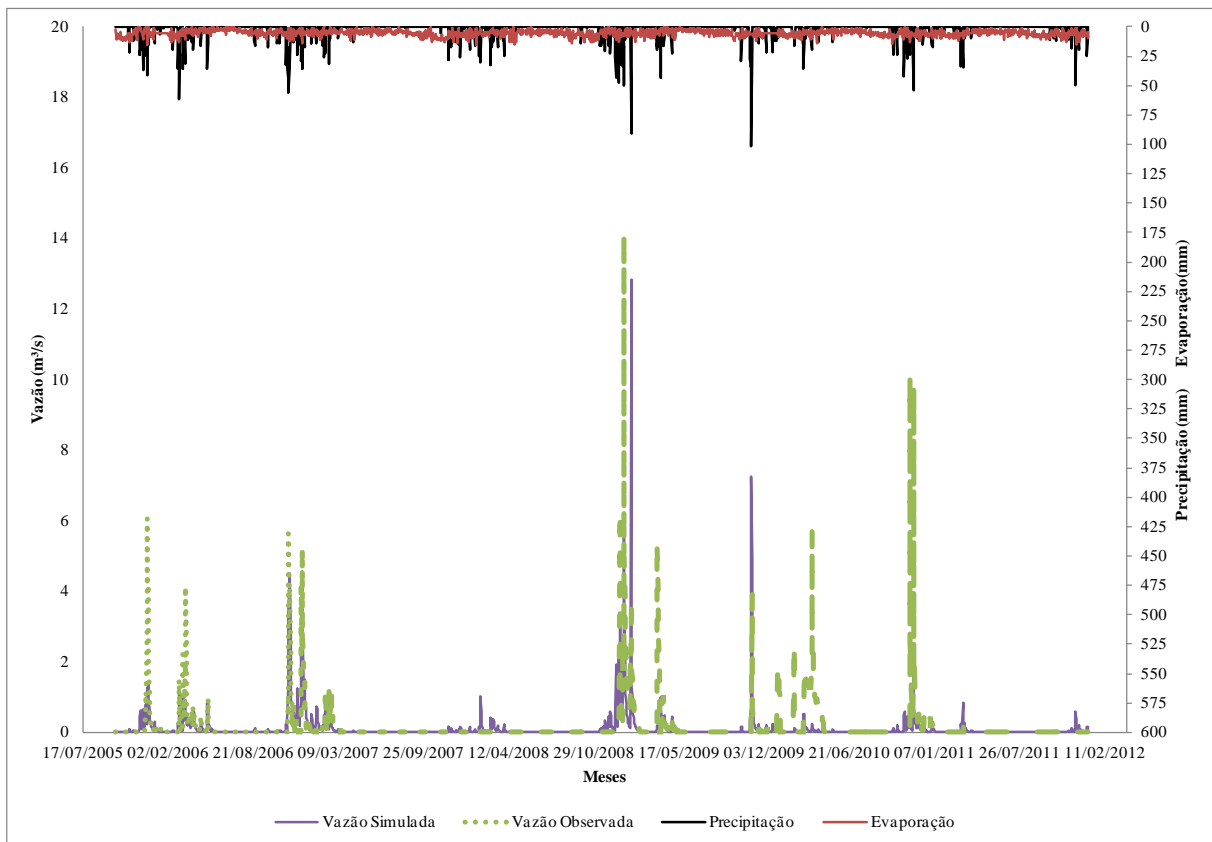


Figura 5.92 - Vazão simulada versus vazão observada para bacia do córrego Teixeira

Constata-se pela Figura 5.91 que pode ser classificado como muito bom o desempenho do modelo para o período de calibração com os dados da bacia do córrego Teixeira para o ano hidrológico 2006/2007, apesar da defasagem dos valores observados e simulados para alguns picos de vazão. Para a simulação do período 2005-2011 apresentada na Figura 5.92, nota-se que há problemas na reprodução dos valores de pico de vazão (para os maiores valores observados as vazões simuladas são, em geral, subestimadas) e, também, nos tempos de resposta da bacia. Para os anos hidrológicos 2005/2006, 2008/2009 e 2010/2011, por exemplo, os instantes de subida dos hidrogramas simulados no início das estações chuvosas ocorrem dias antes dos equivalentes das vazões observadas.

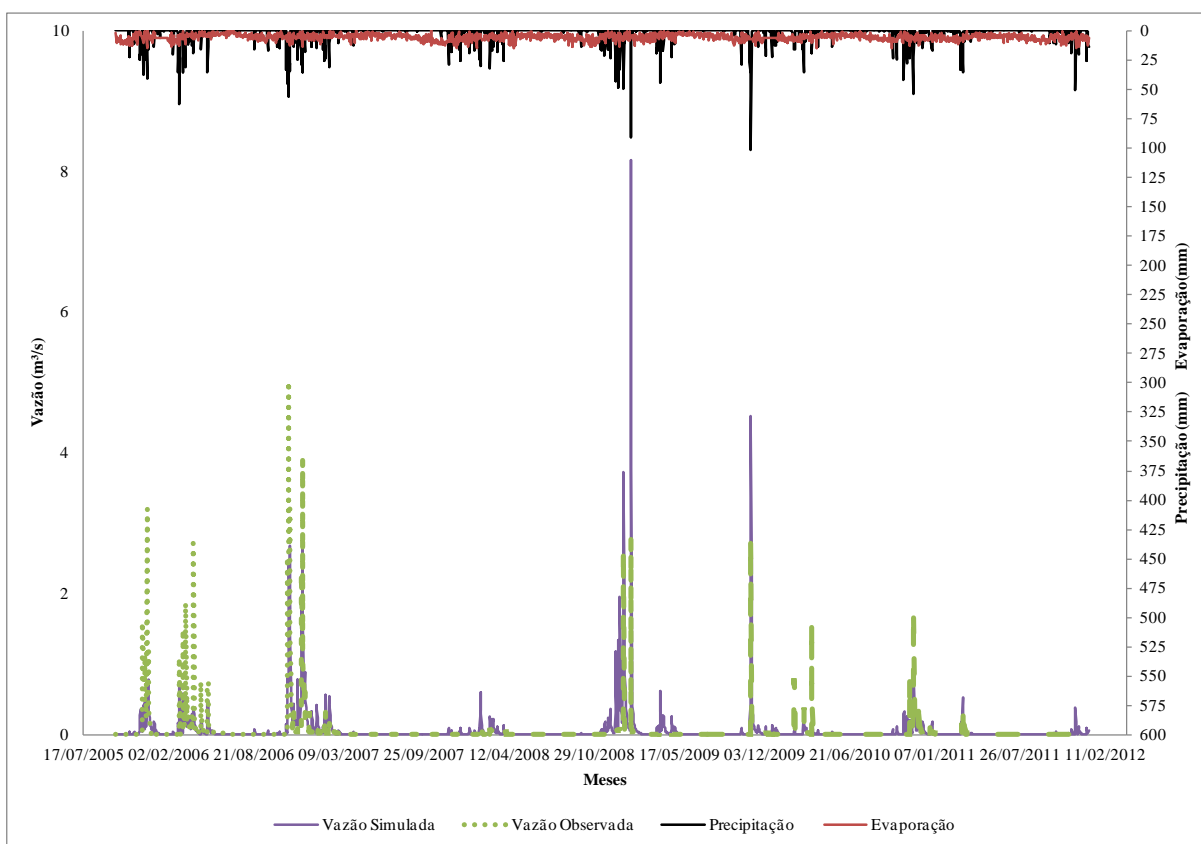


Figura 5.93 - Vazão simulada versus vazão observada para bacia do córrego Teixeira

Para a bacia do córrego Teixeira, observa-se na Figura 5.93 comportamentos distintos para os anos hidrológicos simulados, visto que o desempenho do modelo pode ser considerado bom para o ano hidrológico 2006/2007, mas as vazões simuladas estão subestimadas, por exemplo, para o ano hidrológico 2005/2006 e superestimadas, por exemplo, para o ano hidrológico 2008/2009.

Com base nas simulações realizadas, considera-se que o modelo, de forma geral, apresentou resultados satisfatórios. Conclusões mais robustas quanto ao desempenho do modelo dependem da disponibilidade de uma série mais extensa de dados. Ressalta-se que o modelo foi capaz de representar a intermitência do curso d'água analisado, o que merece destaque, pois o mesmo é uma simplificação do modelo Xinanjiang, o qual foi desenvolvido para modelagem do escoamento superficial em regiões úmidas e semiúmidas (NAGHETTINI *et al.*, 2002).

Os valores obtidos do coeficiente de Nash-Sutcliffe nas simulações de vazões nas bacias dos córregos Teixeira e Teixeira no período 2005-2007 são equivalentes àqueles encontrados por Oliveira e Silva *et al.* (2007). Faz-se necessário lembrar que as séries de vazões observadas sofreram pequenas alterações em função de ajustes nas curvas-chave. Com apenas dois anos de dados disponíveis de vazões observadas, os referidos autores inferiram, de forma preliminar, que o modelo Rio Grande poderia ser adequado para simulação das bacias citadas, considerando, inclusive, a metodologia de transferência de parâmetros. Com a continuação do monitoramento, verificou-se um fraco desempenho do modelo para os anos hidrológicos 2008/2009 e 2009/2010, mas resultados relativamente melhores para o ano hidrológico 2010/2011 para ambas as bacias.

Procurou-se também avaliar o comportamento do modelo Rio Grande por meio da comparação de um valor que refletisse a umidade do solo – calculada em função da quantidade de água nas zonas superior, inferior e profunda – e o valor medido no campo com a sonda Delta-T, este relativo à integração dos valores de umidade do ponto Laranjeiras L4 (Figura 5.87). Na Figura 5.94 apresentam-se os valores de umidade simulada e observada, sendo os primeiros os resultados obtidos na simulação realizada para o período 2009-2012 com os parâmetros obtidos para o ano hidrológico 2006/2007; dos valores observados de umidade nessa Figura foram sempre subtraídos o menor valor de umidade integrada do período, de forma a representar um valor associado à capacidade de campo.

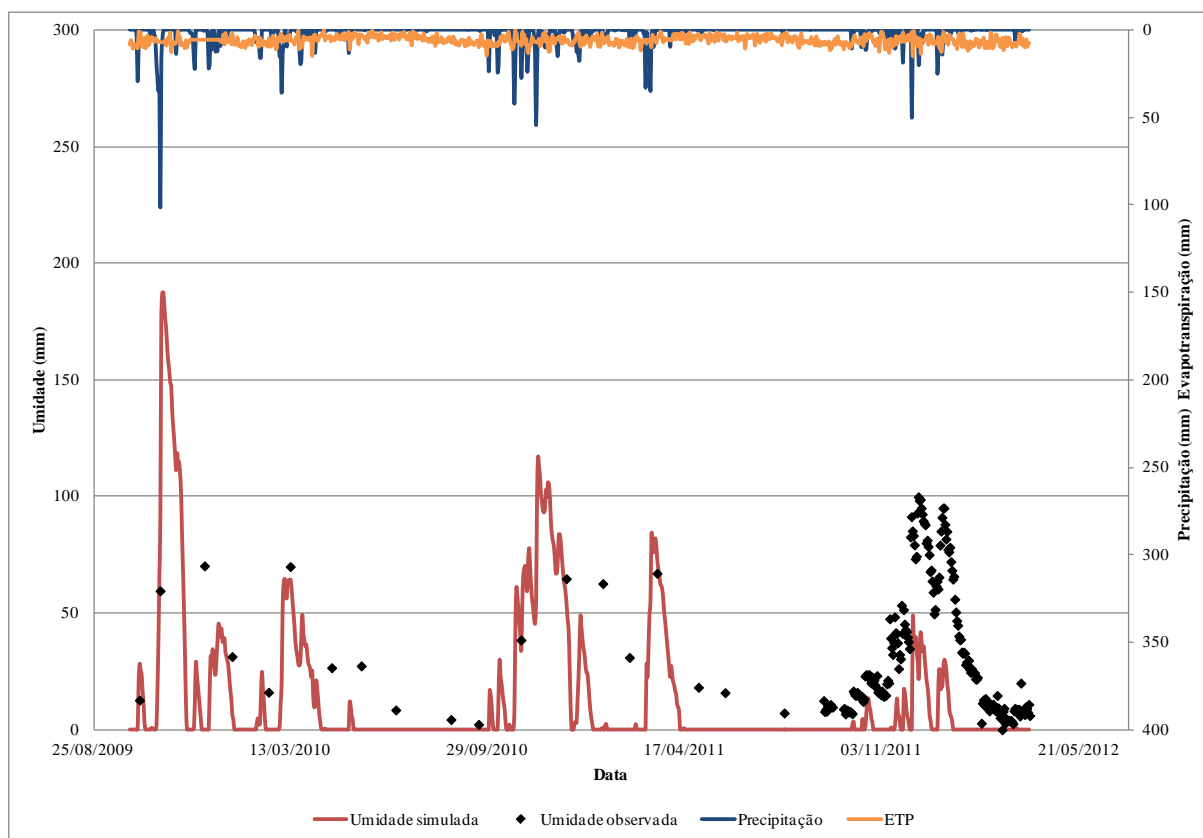


Figura 5.94 - Umidade obtida no modelo versus umidade observada no ponto Laranjeiras 4

Considerando que o modelo foi calibrado a partir de valores de vazão, os resultados da Figura 5.94 podem ser considerados satisfatórios, pois são notados comportamentos idênticos das umidades simulada e observada em campo, principalmente para o ano hidrológico 2011/2012, quando o monitoramento passou a ser realizado em frequência diário. Infelizmente, para esse ano os valores observados de vazão são nulos, o que impediu a verificação do desempenho do modelo a partir de sua calibração com base nos valores de umidade, o que poderia ter sido feito alterando-se o valor da soma dos parâmetros WU, WL e WD.

Na Tabela 5.46 apresenta-se uma análise do balanço hídrico calculado com os resultados obtidos na simulação do córrego Teixeira para os anos hidrológicos 2009/2010 e 2010/2011.

Tabela 5.46 - Balanço hídrico obtido por meio da simulação realizada

Ano	P (mm)	DE (mm)	P-DE (mm)	Coefficiente de escoamento
09/10	797,96	16,35	781,61	2,05%
10/11	781,44	11,87	769,57	1,52%

Portanto, os coeficientes de escoamento resultantes do uso do modelo Rio Grande são inferiores aos equivalentes obtidos a partir do monitoramento em campo (Tabela 5.40).

5.4.2 Modelo MORECS

O monitoramento dos dados da umidade do solo teve início em setembro de 2009. Desse modo, optou-se em utilizar dados de precipitação e evapotranspiração a partir de setembro de 2008 para aquecer o modelo. Utilizando os pontos que foram determinados como representativos pela análise de estabilidade espacial e temporal em cada área estudada (Fazenda Laranjeiras e Fazenda Laranjeiras/Barragem), foi realizada a calibração do modelo MORECS. Além desses, foram realizadas calibrações com dados de um dos pontos monitorados na Chácara São Vicente, Fazenda do Tuta, Barragem do Clóvis, Fazenda do Juvenal e Foz do córrego Teixeira. Os valores ótimos para o tamanho dos reservatórios foram obtidos por meio de calibrações considerando os períodos totais e por ano hidrológico, sendo o coeficiente de Nash-Sutcliffe a função objetivo.

Nas Tabelas 5.47, 5.48, 5.49, 5.50, 5.51, 5.52, 5.53, 5.54 e 5.55 são apresentados os valores obtidos para os pontos onde o modelo MORECS foi utilizado. Os valores de x e y correspondem aos percentuais dos volumes dos reservatórios, respectivamente, superior e inferior em relação ao total. Nas Figuras 5.95, 5.96, 5.97, 5.98, 5.99, 5.100, 5.101, 5.102 e 5.103 apresentam-se os gráficos obtidos para os melhores valores de Nash-Sutcliffe.

Tabela 5.47 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Chácara São Vicente

Chal	Tamanho do reservatório (x + y) = 65 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	-12%	-13%	-16%	-18%	-20%	-23%	-26%	-28%	-29%	-30%	-30%
Nash-Sutcliffe 09/10	-126%	-125%	-123%	-123%	-123%	-124%	-125%	-127%	-128%	-129%	-129%
Nash-Sutcliffe 10/11	-65%	-59%	-57%	-62%	-65%	-69%	-74%	-79%	-83%	-85%	-85%
Nash-Sutcliffe 11/12	33%	24%	7%	-2%	-10%	-18%	-24%	-29%	-30%	-30%	-30%

Tabela 5.48 - Resultados obtidos para a simulação realizada em na Fazenda do Tuta 3

T3	Tamanho do reservatório (x + y) = 150 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	53%	62%	63%	59%	56%	54%	50%	49%	50%	50%	50%
Nash-Sutcliffe 09/10	5%	8%	14%	15%	14%	12%	9%	3%	-2%	-3%	-3%
Nash-Sutcliffe 10/11	28%	26%	21%	14%	14%	13%	11%	13%	18%	21%	22%
Nash-Sutcliffe 11/12	58%	70%	71%	66%	64%	60%	56%	55%	55%	55%	55%

Tabela 5.49 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Barragem do Clóvis 2

C2	Tamanho do reservatório (x + y) = 90 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	42%	38%	38%	42%	46%	48%	48%	49%	49%	49%	49%
Nash-Sutcliffe 09/10	-18%	-10%	1%	6%	13%	17%	21%	24%	27%	29%	30%
Nash-Sutcliffe 10/11	-94%	-86%	-67%	-52%	-40%	-32%	-29%	-28%	-28%	-28%	-28%
Nash-Sutcliffe 11/12	66%	58%	54%	57%	59%	60%	60%	60%	59%	59%	59%

Tabela 5.50 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Fazenda Laranjeiras 4

L4	Tamanho do reservatório (x + y) = 105 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	43%	41%	46%	51%	53%	55%	55%	55%	55%	55%	55%
Nash-Sutcliffe 09/10	-134%	-121%	-99%	-85%	-77%	-72%	-63%	-57%	-54%	-53%	-52%
Nash-Sutcliffe 10/11	-37%	-23%	-4%	9%	16%	19%	22%	24%	26%	26%	26%
Nash-Sutcliffe 11/12	52%	48%	52%	56%	59%	60%	60%	60%	59%	59%	59%

Tabela 5.51 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Fazenda Laranjeiras 1

L1	Tamanho do reservatório (x + y) = 70 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	50%	62%	70%	72%	72%	72%	70%	69%	68%	67%	66%
Nash-Sutcliffe 09/10	32%	35%	37%	33%	28%	22%	14%	5%	-4%	-11%	-11%
Nash-Sutcliffe 10/11	45%	50%	56%	61%	65%	66%	66%	66%	65%	65%	65%
Nash-Sutcliffe 11/12	50%	63%	71%	73%	74%	73%	72%	71%	70%	69%	69%

Tabela 5.52 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Fazenda Laranjeiras 1 com dados da intercepção

L1 - Intercepção	Tamanho do reservatório (x + y) = 70 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	55%	66%	72%	74%	75%	74%	72%	71%	69%	68%	68%
Nash-Sutcliffe 09/10	47%	49%	48%	43%	37%	31%	22%	13%	4%	-4%	-7%
Nash-Sutcliffe 10/11	49%	54%	63%	68%	71%	73%	73%	72%	72%	71%	71%
Nash-Sutcliffe 11/12	55%	67%	74%	76%	76%	75%	74%	73%	71%	71%	70%

Tabela 5.53 - Resultados obtidos para a simulação na Fazenda Laranjeiras/Barragem 3

LB3	Tamanho do reservatório (x + y) = 265 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	16%	40%	63%	70%	70%	66%	64%	61%	60%	60%	60%

Tabela 5.54 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Fazenda do Juvenal 3

J3	Tamanho do reservatório (x + y) = 200 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	9%	48%	48%	52%	51%	49%	46%	44%	43%	43%	42%
Nash-Sutcliffe 09/10	77%	85%	81%	82%	84%	85%	85%	85%	85%	85%	85%
Nash-Sutcliffe 10/11	31%	4%	23%	18%	12%	7%	1%	-3%	-6%	-8%	-8%
Nash-Sutcliffe 11/12	-65%	51%	38%	52%	55%	52%	49%	48%	48%	48%	48%

Tabela 5.55 - Resultados obtidos para a simulação realizada na Foz do córrego Teixeira 2

F2	Tamanho do reservatório (x + y) = 180 mm										
x	5%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	95%
y	95%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%	5%
Nash-Sutcliffe	18%	29%	40%	44%	47%	49%	50%	50%	50%	50%	50%
Nash-Sutcliffe 09/10	44%	50%	59%	62%	64%	66%	68%	69%	70%	70%	70%
Nash-Sutcliffe 10/11	-87%	-68%	-46%	-36%	-29%	-26%	-24%	-23%	-23%	-23%	-23%
Nash-Sutcliffe 11/12	-17%	24%	39%	42%	43%	41%	36%	32%	32%	32%	32%

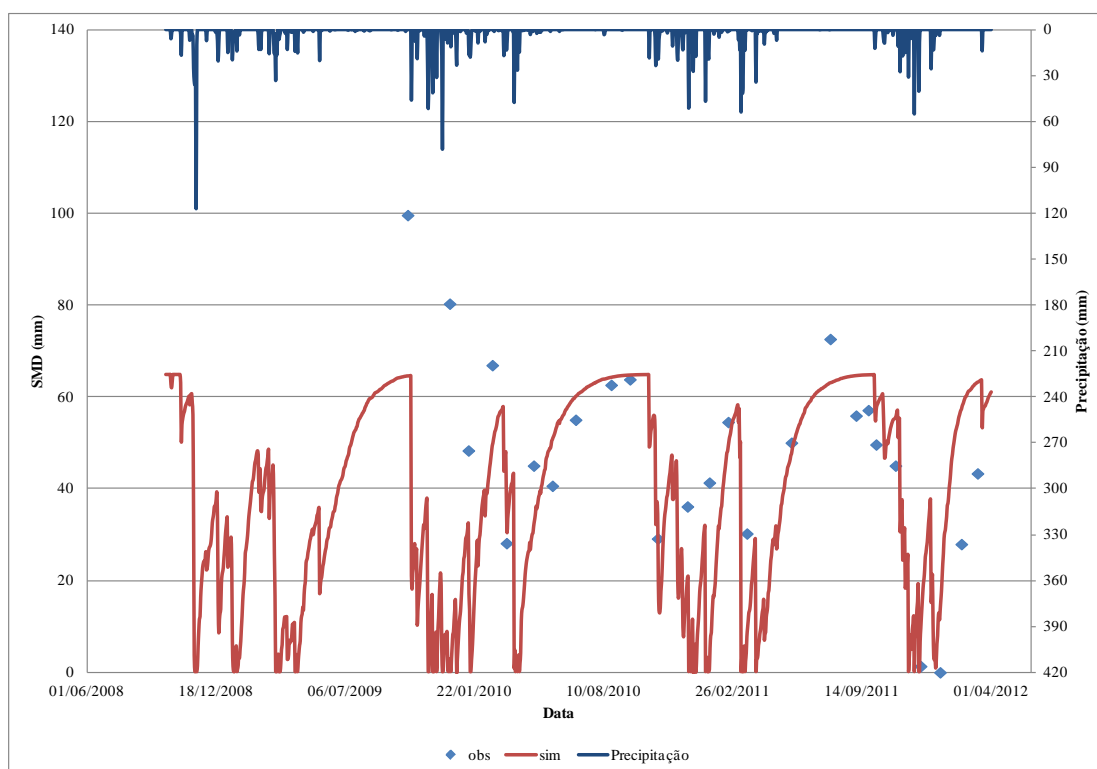


Figura 5.95 - Simulação realizada para o ponto localizado na Chácara São Vicente

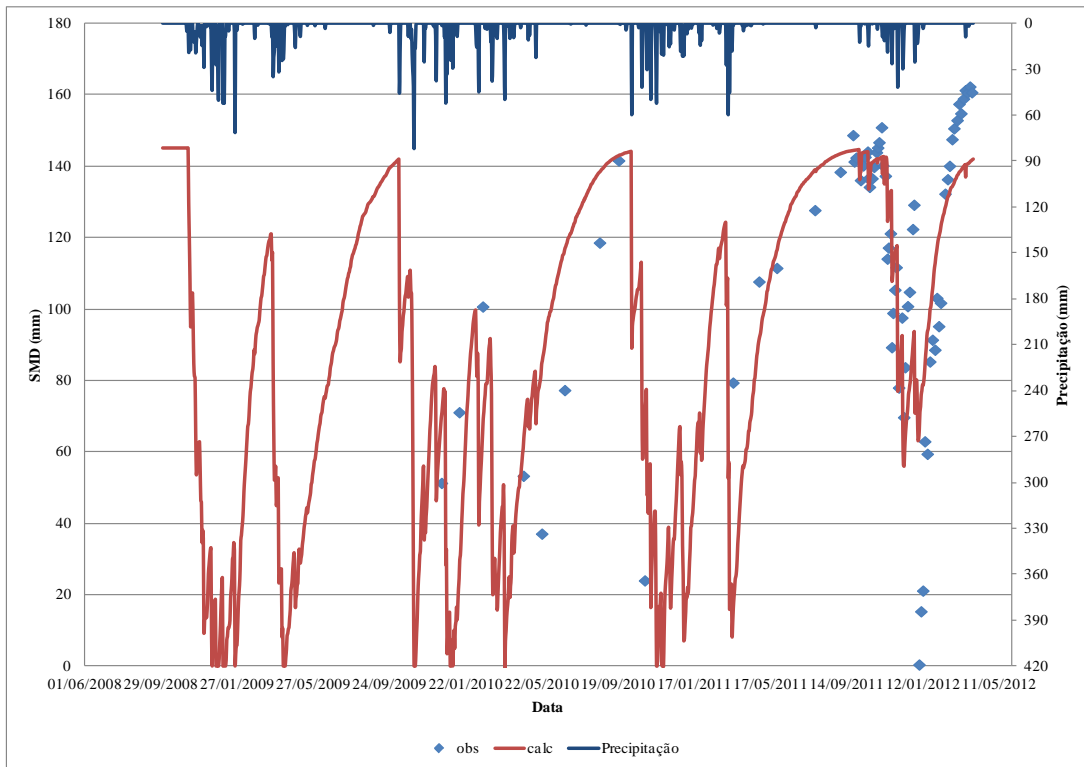


Figura 5.96 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda do Tuta 3

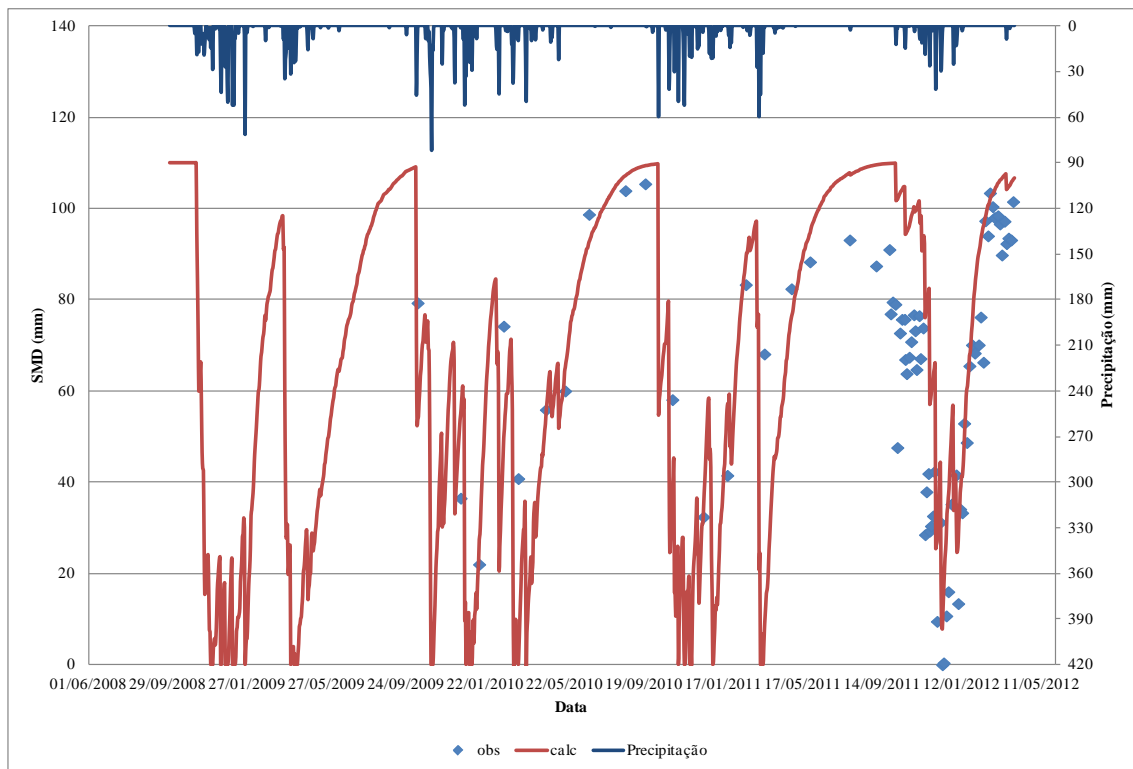


Figura 5.97 - Simulação realizada para o ponto localizado na Barragem do Clóvis 2

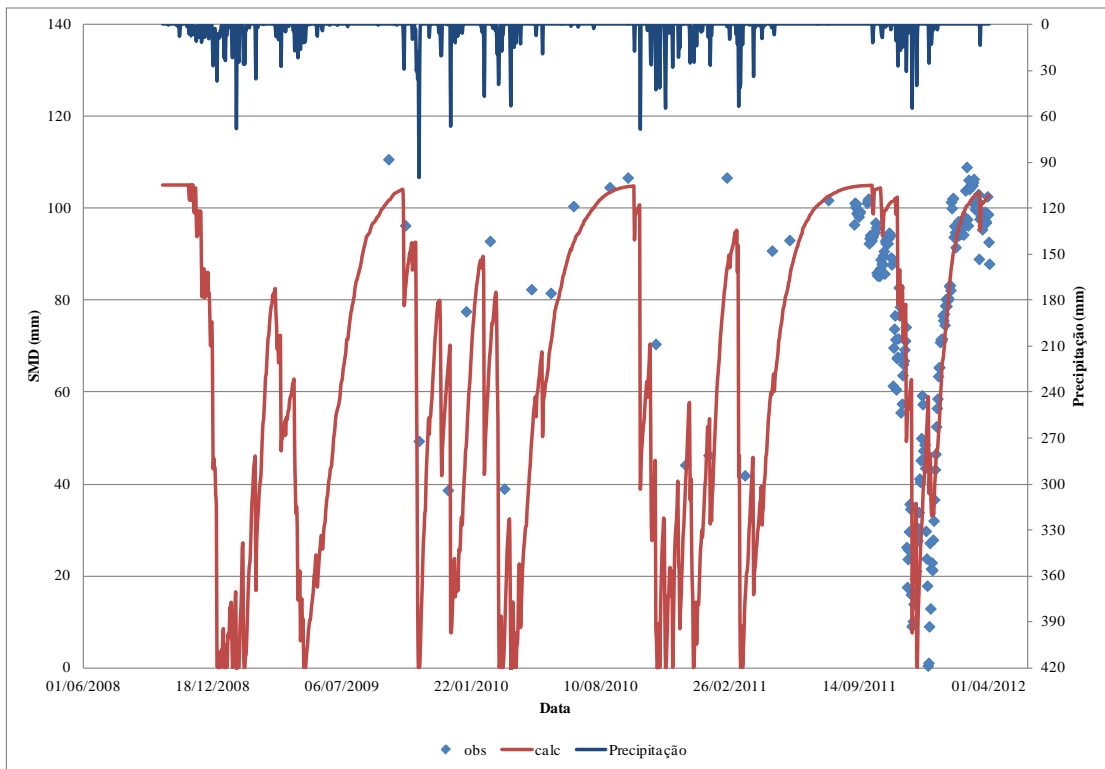


Figura 5.98 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 4

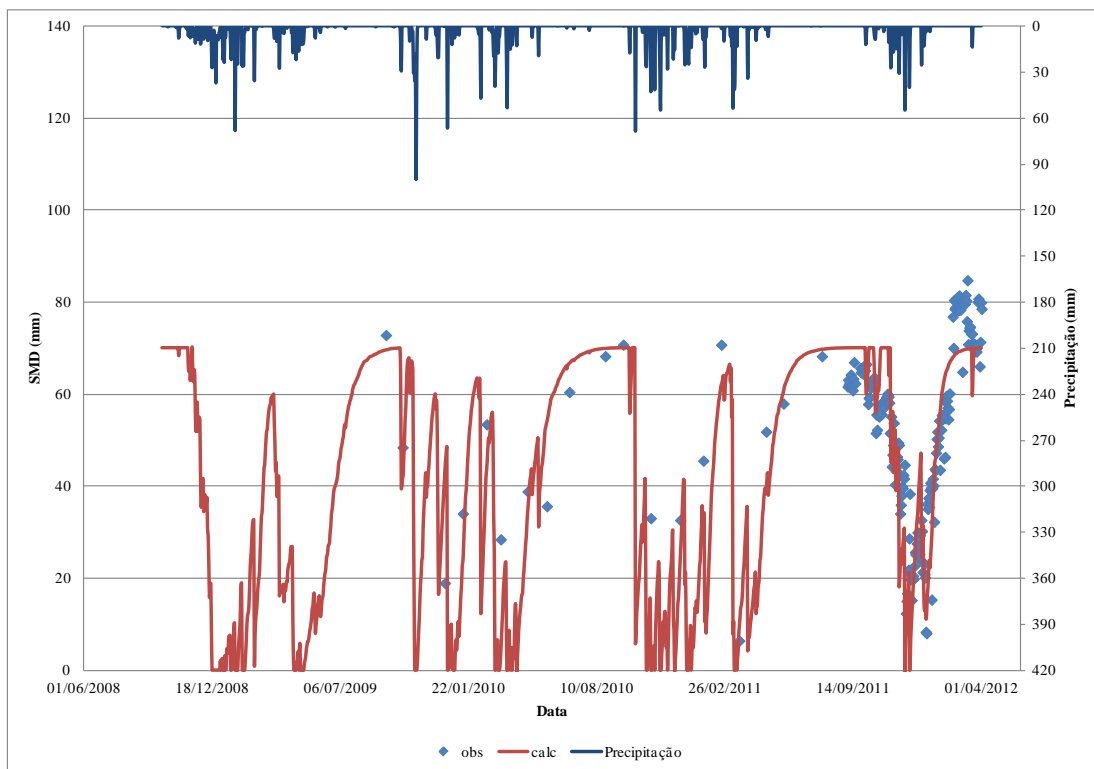


Figura 5.99 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 1

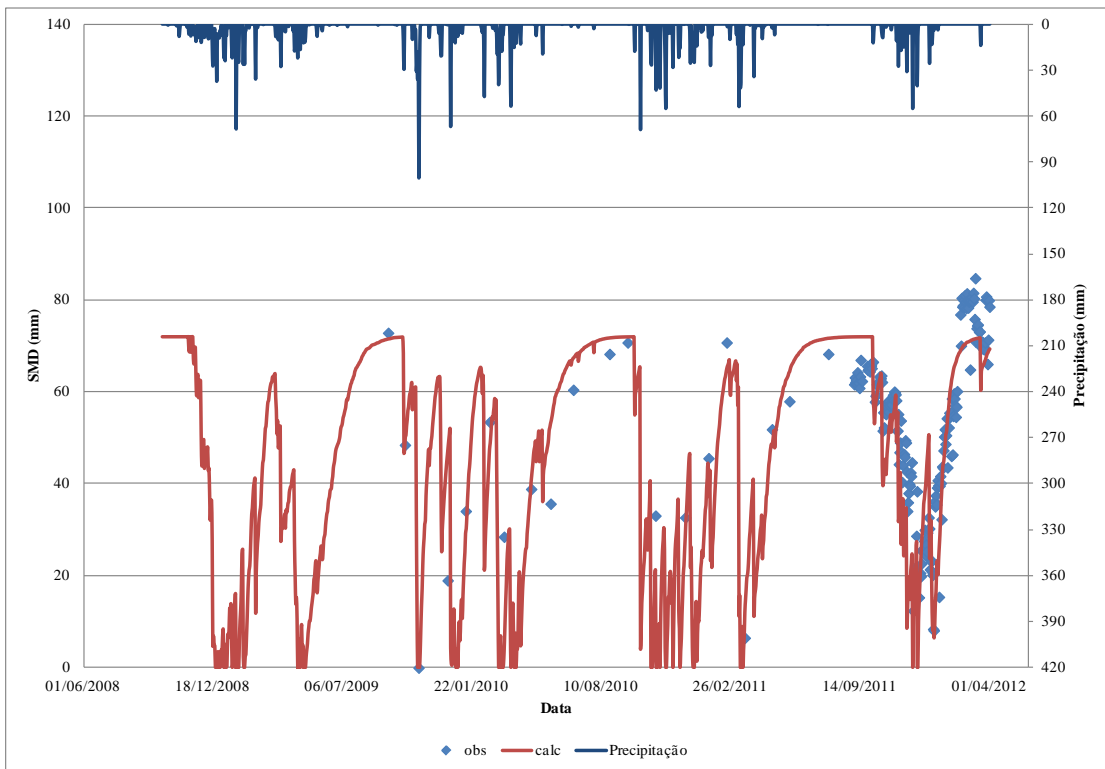


Figura 5.100 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 1 com interceptão

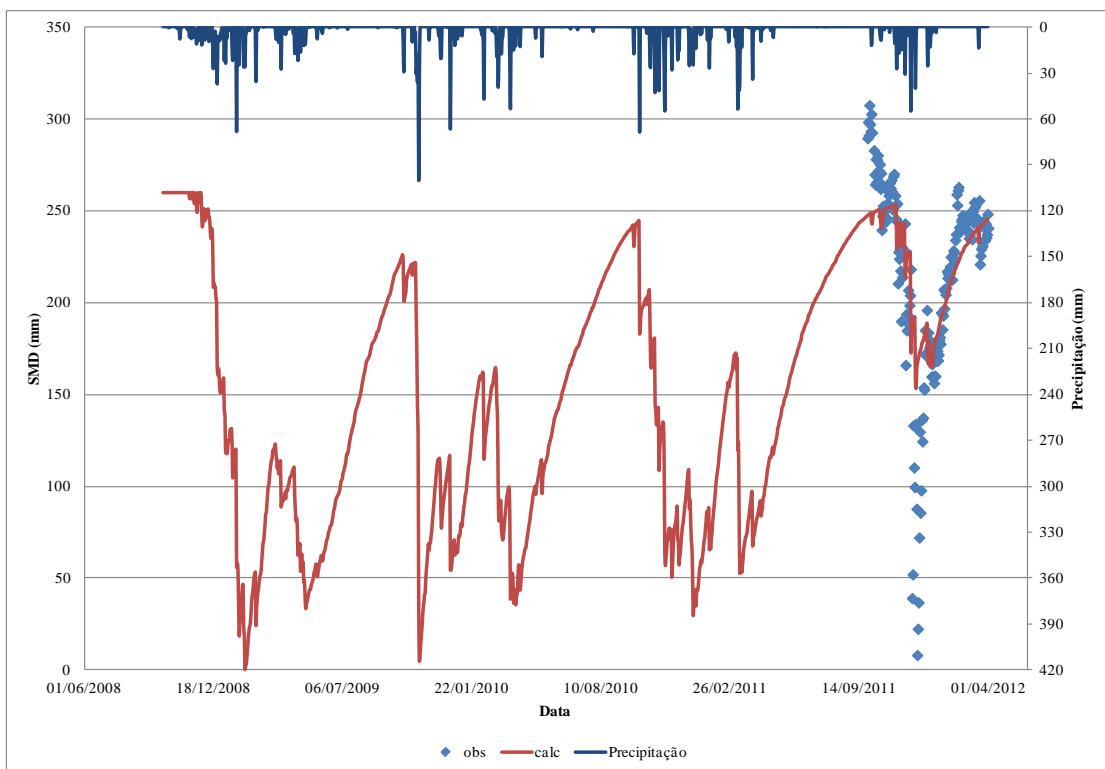


Figura 5.101 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras/Barragem 3

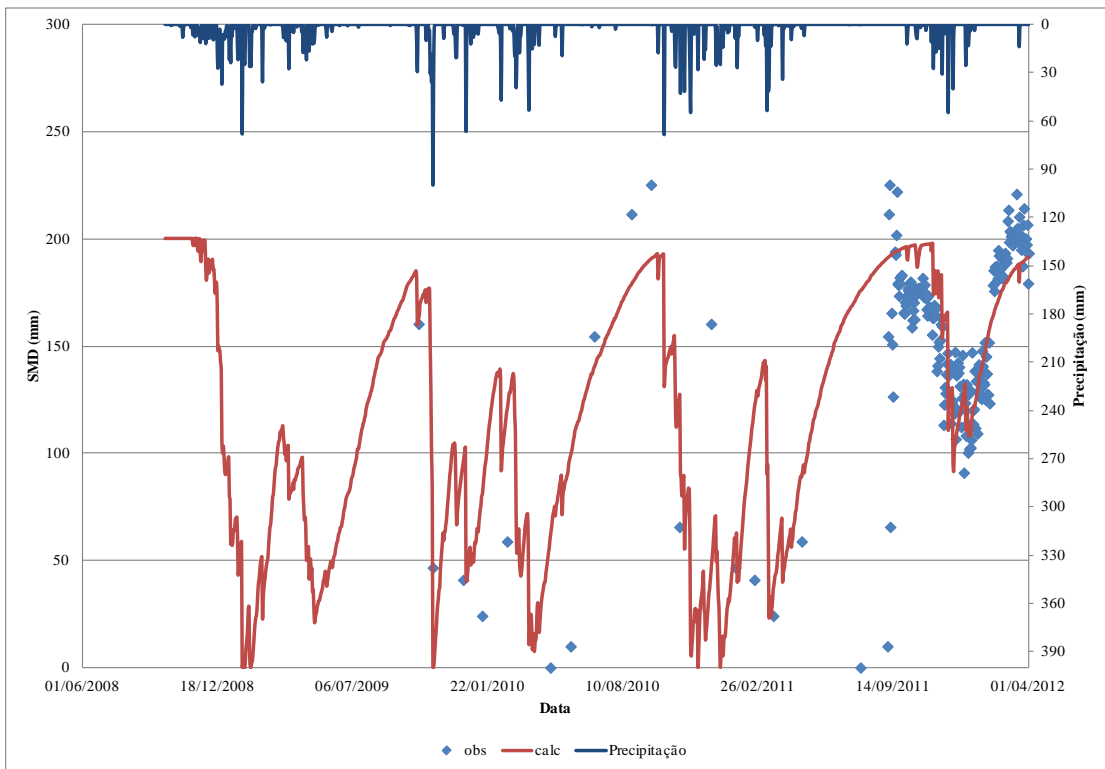


Figura 5.102 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda do Juvenal 3

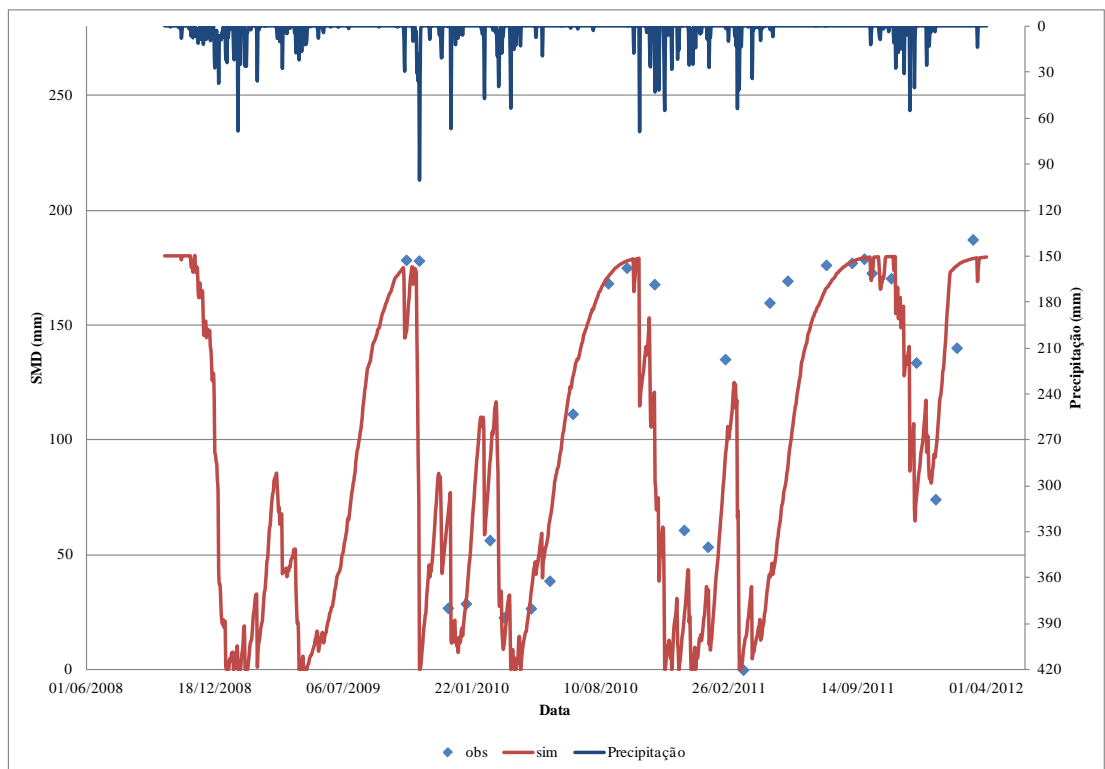


Figura 5.103 - Simulação realizada para o ponto localizado na Foz do córrego Teixeira 2

Na análise da Tabela 5.47, na qual são apresentados os resultados obtidos para a Chácara São Vicente, observou-se que não foi possível obter um valor de Nash-Sutcliffe satisfatório,

principalmente porque os valores de umidade das primeiras medições são muito baixos. Quando se analisa a Figura 5.95 observa-se que para alguns períodos o modelo consegue acompanhar o comportamento da umidade na área.

Na Tabela 5.48 observa-se que o melhor valor de Nash-Sutcliffe é obtido quando x vale 20%. Na Fazenda Tuta T3 o tamanho total do reservatório da umidade do solo foi de 150,0 mm, com valores ($x_{m\acute{a}x}$) e ($y_{m\acute{a}x}$) iguais a, respectivamente, 30,0 mm e 120,0 mm.

Na Tabela 5.49 observa-se que o melhor valor de Nash-Sutcliffe é obtido a partir de x vale 80%. Na barragem do Clóvis C2 o tamanho total do reservatório da umidade do solo foi de 90,0 mm, com valores ($x_{m\acute{a}x}$) e ($y_{m\acute{a}x}$) iguais a, respectivamente, 72,0 mm e 18,0 mm. Esse ponto está localizado a jusante de uma barragem subterrânea, fator que pode estar influenciando o comportamento da umidade do solo.

Na Tabela 5.50 observa-se que o melhor valor de Nash-Sutcliffe é obtido a partir de x superior a 60%. Quando a análise é realizada por ano hidrológico o melhor conjunto de valores é obtido quando x vale 70%. Na Fazenda Laranjeiras L4 o tamanho total do reservatório da umidade do solo foi de 105 mm, com valores ($x_{m\acute{a}x}$) e ($y_{m\acute{a}x}$) iguais a, respectivamente, 73,5 mm e 31,5 mm.

Na Tabela 5.51 observa que o melhor valor de Nash-Sutcliffe é obtido quando x varia entre 30% a 50%. Quando a análise é realizada por ano hidrológico o melhor conjunto de valores é obtido quando x vale 40%. Na Tabela 5.52 observa-se que o melhor valor de Nash-Sutcliffe é obtido quando x vale 40%. Na Fazenda Laranjeiras L1 o tamanho total do reservatório da umidade do solo foi de 70,0 mm, com valores ($x_{m\acute{a}x}$) e ($y_{m\acute{a}x}$) iguais a, respectivamente, 28,0 mm e 42,0 mm.

Na Tabela 5.53 observa-se que o melhor valor de Nash-Sutcliffe é obtido para dois valores de x (30% e 40%). Optou-se por mostrar a simulação para o valor de x igual a 40%. Na Fazenda Laranjeiras/Barragem LB3 o tamanho total do reservatório da umidade do solo foi de 265,0 mm, com valores ($x_{m\acute{a}x}$) e ($y_{m\acute{a}x}$) iguais a, respectivamente, 159,0 mm e 106,0 mm.

Na Tabela 5.54 observa-se que o melhor valor de Nash-Sutcliffe é obtido a partir de x superior a 30%. Na Fazenda Juvenal J3, o tamanho total do reservatório da umidade do solo foi de 200,0 mm, com valores ($x_{m\acute{a}x}$) e ($y_{m\acute{a}x}$) iguais a, respectivamente, 60,0 mm e 140,0 mm.

Esse ponto está localizado a jusante da barragem subterrânea, fator que pode estar influenciando o comportamento da umidade do solo.

Na Tabela 5.55 observa que o melhor valor de Nash–Sutcliffe é obtido a partir de x superior a 60%. Quando a análise é realizada por ano hidrológico, o melhor conjunto de valores de Nash-Sutcliffe foi obtido quando x vale 60%. Na Foz do córrego Teixeira F2, o tamanho total do reservatório da umidade do solo foi de 180,0 mm, com valores ($x_{\text{máx}}$) e ($y_{\text{máx}}$) iguais a, respectivamente, 108,0 mm e 72,0 mm.

Observa-se que o modelo MORECS conseguiu simular relativamente bem o comportamento da umidade do solo na maioria dos pontos. O pior resultado foi obtido para a Chácara São Vicente. Observa-se que no processo de calibração foi priorizado o ajuste para o ano hidrológico de maior número de dados disponíveis, ou seja, em geral o melhor conjunto de parâmetros para o período total é igual àquele para o ano hidrológico de 2011/2012.

O modelo, também, permite avaliar o escoamento que ocorre na bacia. Nas Figuras 5.104, 5.105, 5.106, 5.107, 5.108, 5.109, 5.110, 5.111 e 5.112 apresentam-se os resultados obtidos para a simulação do deflúvio que ocorre na bacia do Teixeira em função dos parâmetros ótimos obtidos para cada ponto. Embora com o modelo MORECS tenha sido possível determinar, de maneira geral, os dias de ocorrência de escoamento, os picos gerados de vazão são muito superiores aos equivalentes para a vazão observada.

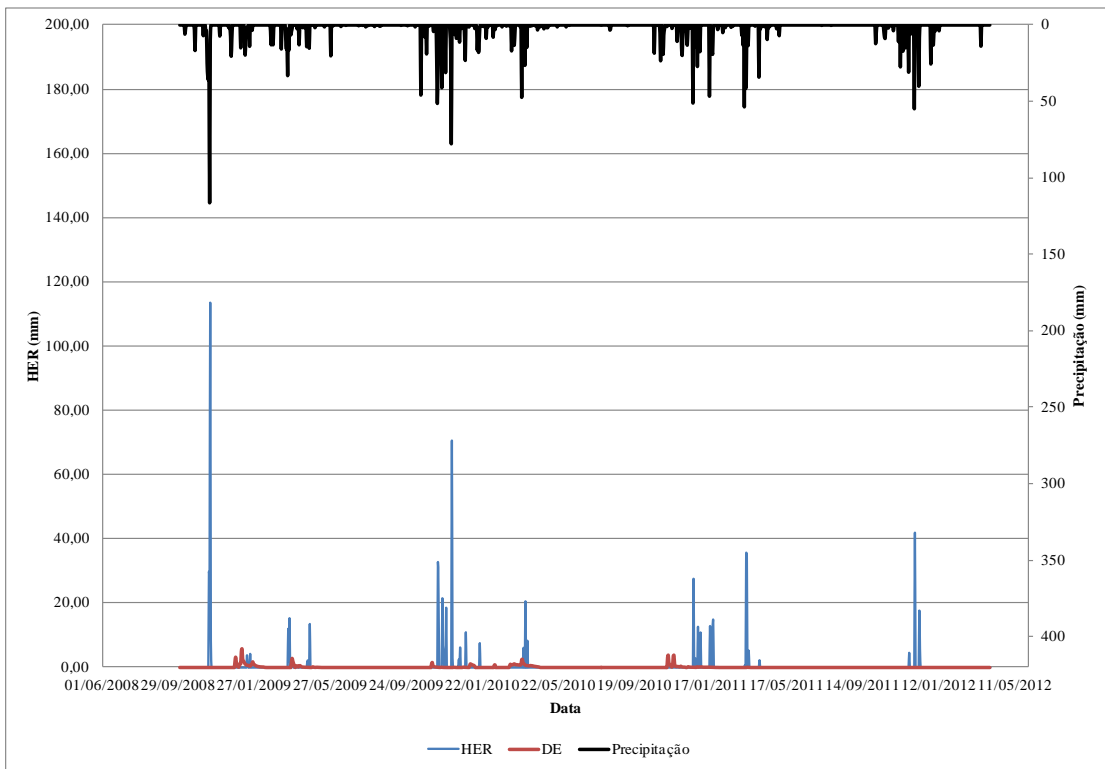


Figura 5.104 - Simulação realizada para o ponto localizado na Chácara São Vicente

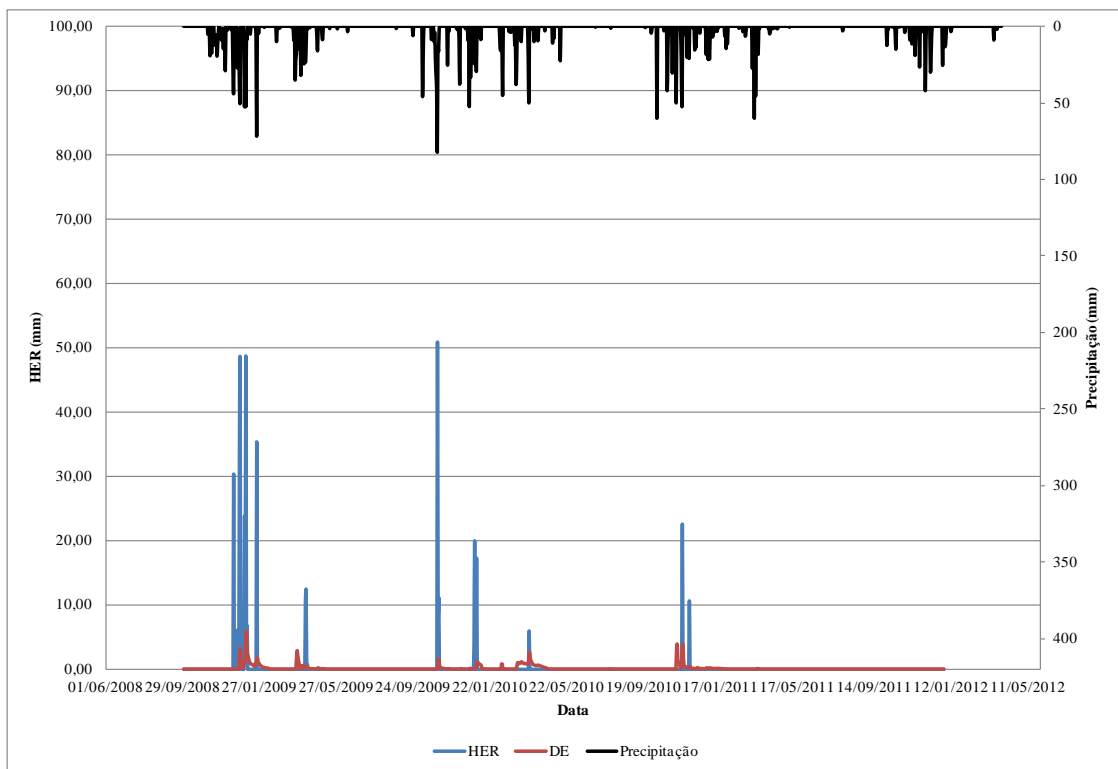


Figura 5.105 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda do Tuta 3

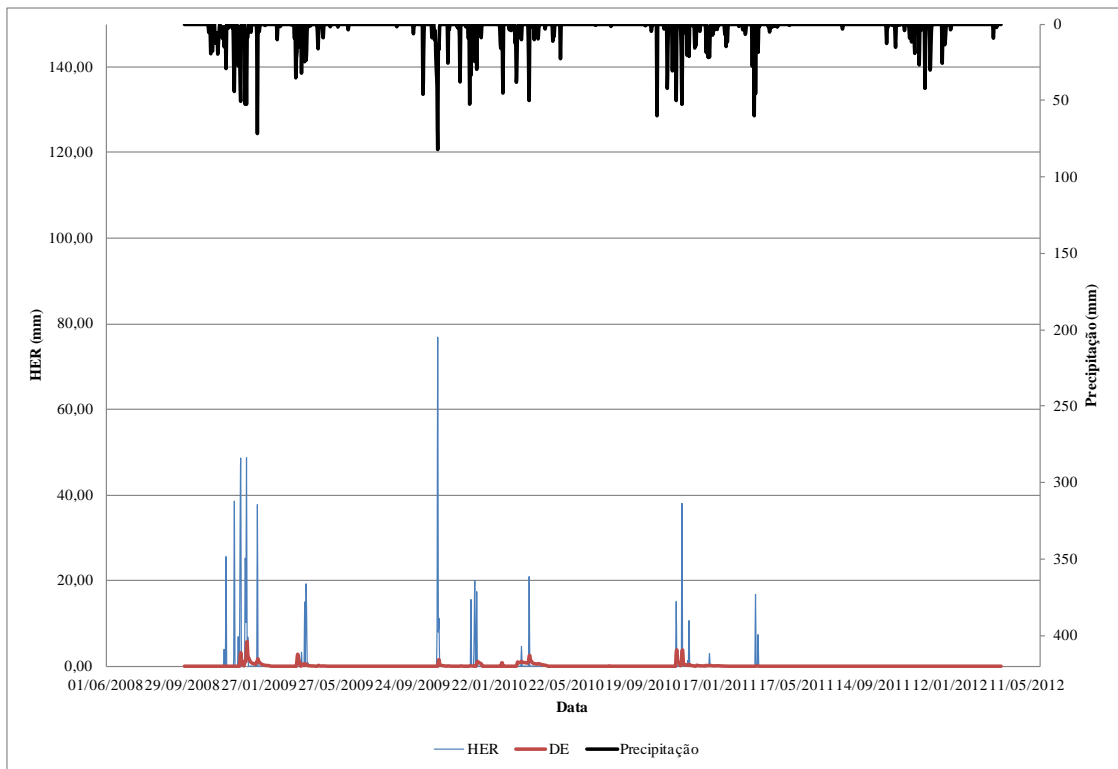


Figura 5.106 - Simulação realizada para o ponto localizado na Barragem do Clóvis 2

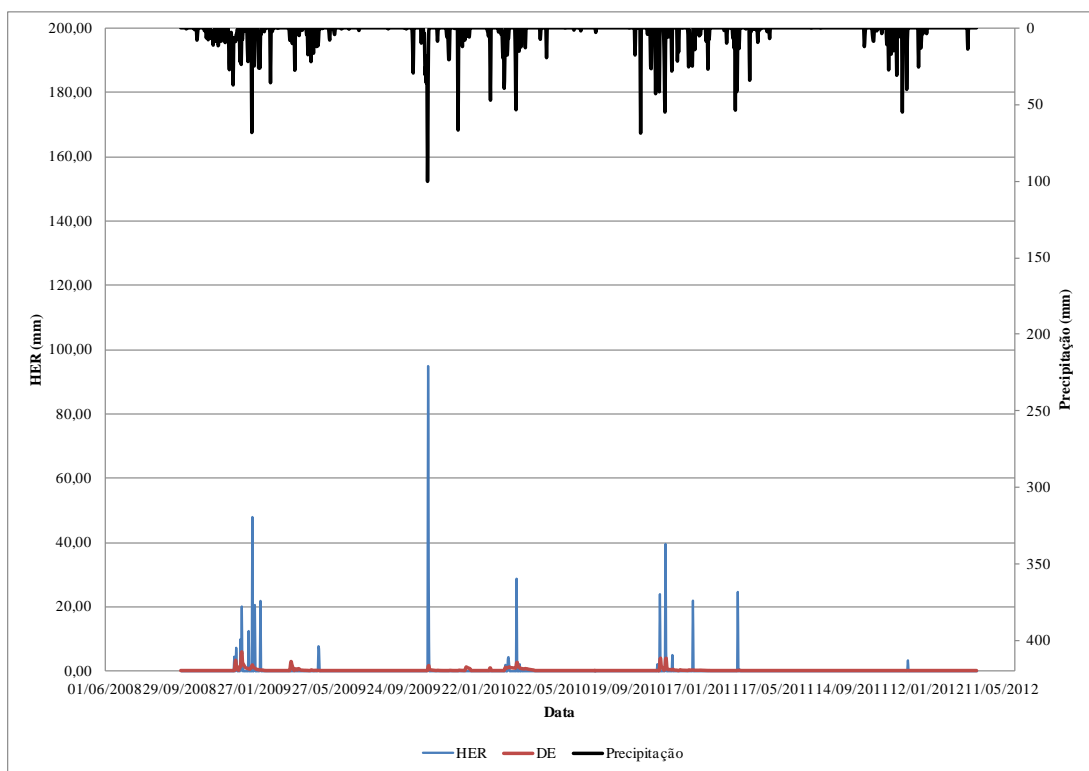


Figura 5.107 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 4

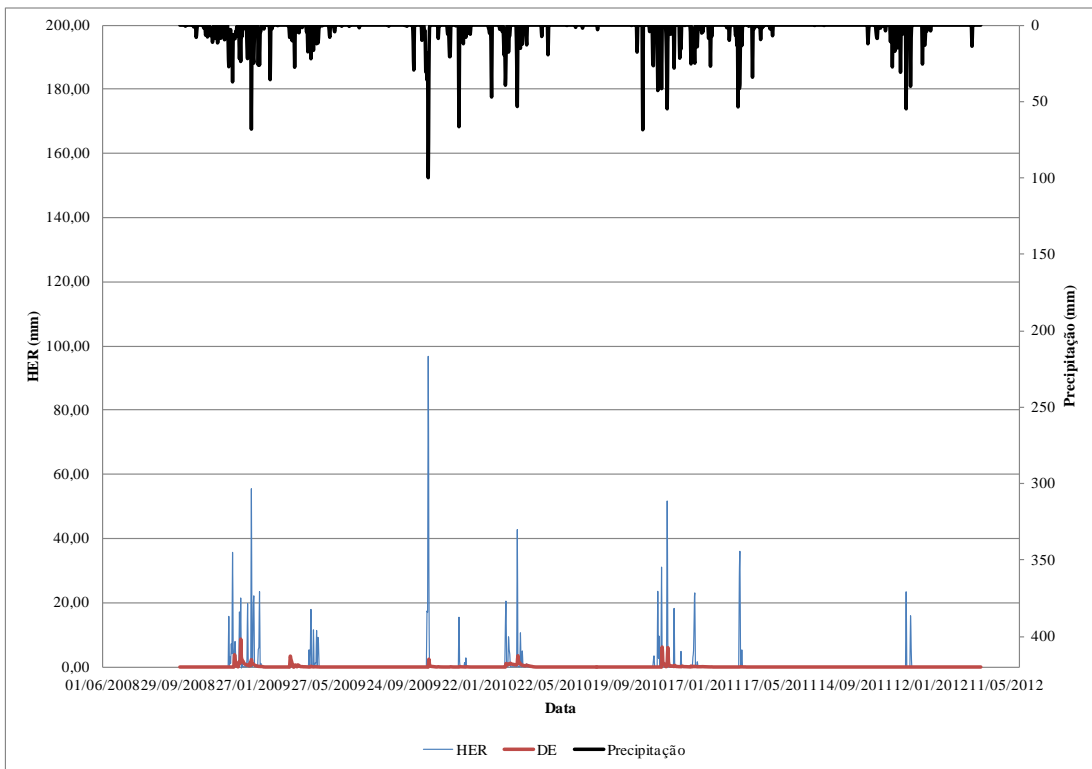


Figura 5.108 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 1

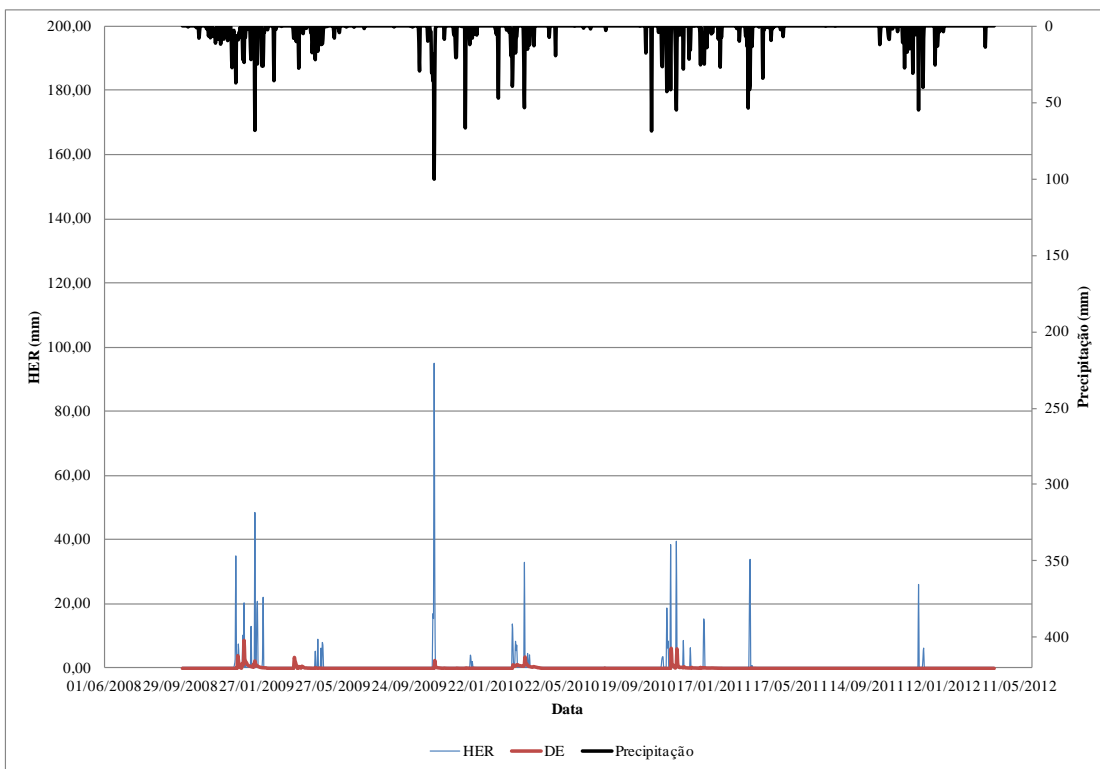


Figura 5.109 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras 1 com interceptão

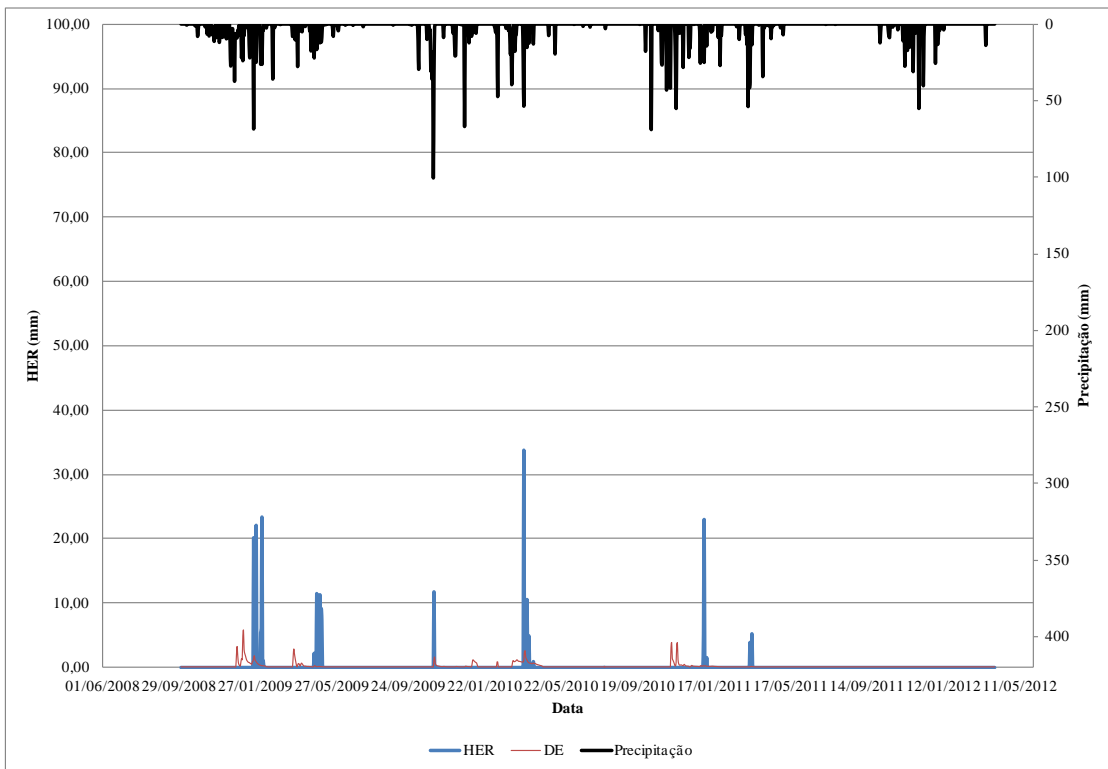


Figura 5.110 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda Laranjeiras/Barragem 3

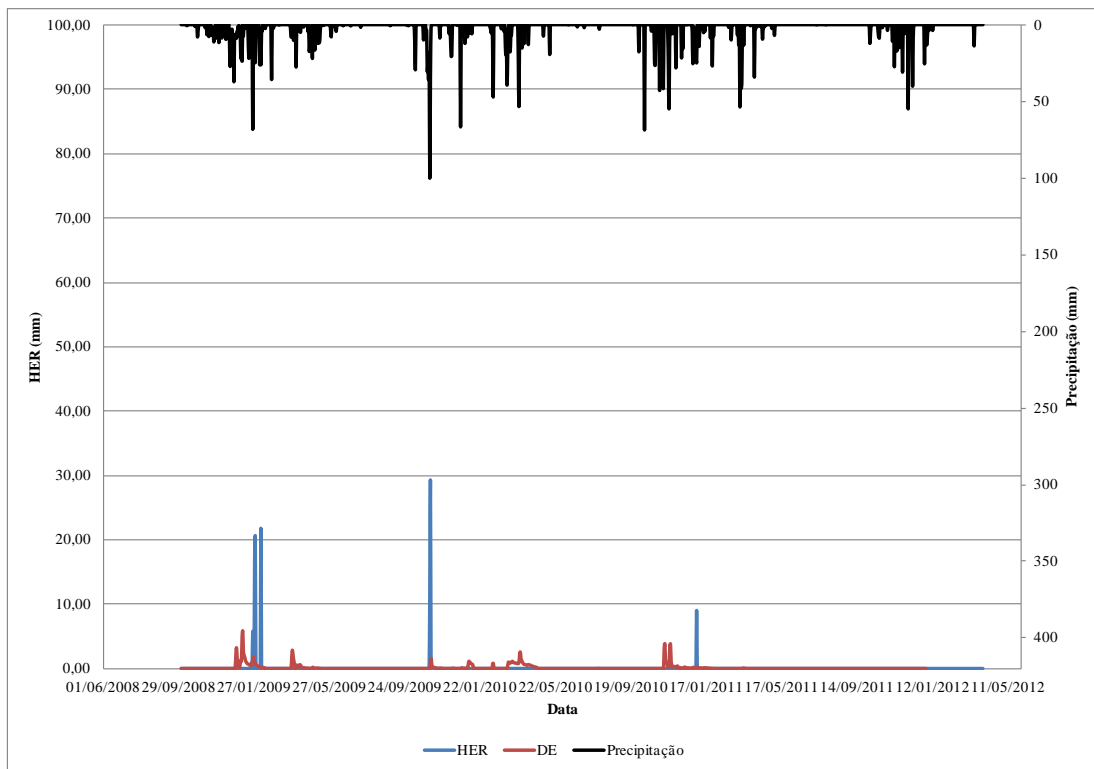


Figura 5.111 - Simulação realizada para o ponto localizado na Fazenda do Juvenal 3

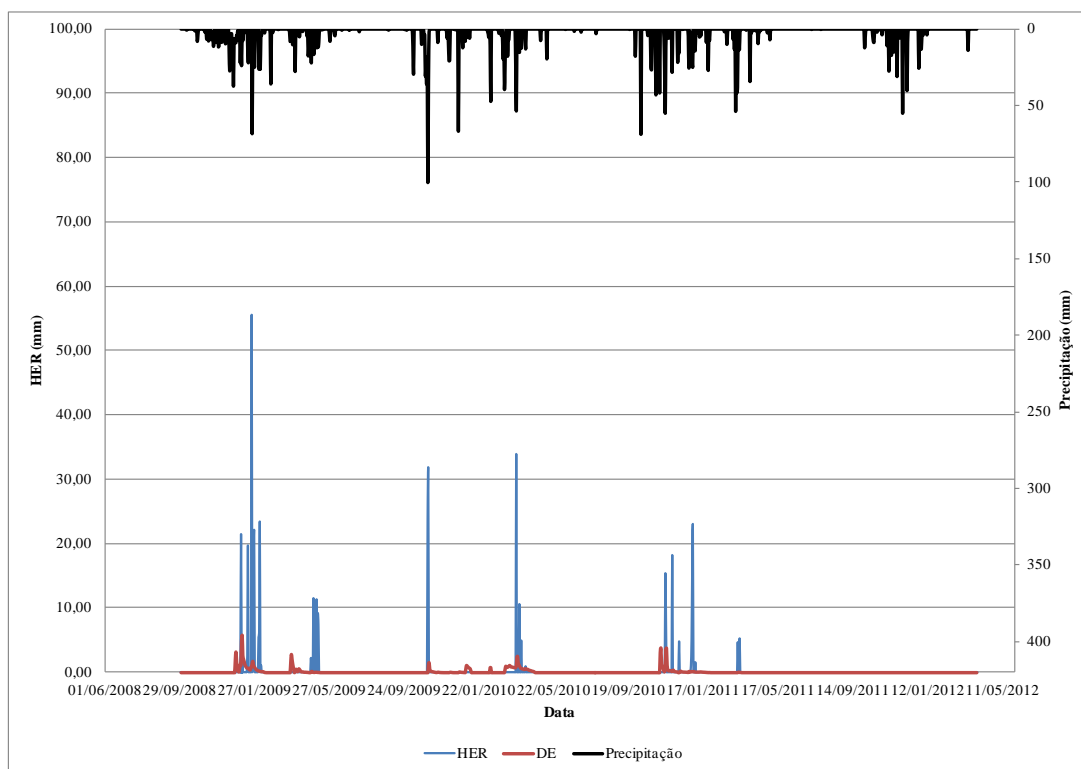


Figura 5.112 - Simulação realizada para o ponto localizado na Foz do córrego Teixeira 2

Na Tabela 5.56 são apresentados os valores dos componentes dos balanços hídricos anuais realizados com os resultados de deflúvio do modelo MORECS no ponto Laranjeiras L4. Na Tabela 5.57 esses resultados de deflúvio são comparados aos valores observados nas bacias dos córregos Teixeira e Teixeira.

Tabela 5.56 - Balanço hídrico com os resultados obtidos com o MORECS

Ano	P (mm)	DE (mm)	P-DE (mm)	ETo Clóvis (mm)	ETo Laranjeiras (mm)	Coefficiente de escoamento
09/10	797,96	194,58	603,38	1017,21	1005,89	24,38%
10/11	781,44	201,34	580,10	1039,48	1059,87	25,77%

Tabela 5.57 - Comparação do deflúvio simulado com os observados

Ano	DE (mm) Simulado	DE (mm) Teixeira	DE (mm) Teixeira
09/10	194,58	50,26	16,43
10/11	201,34	29,06	11,32

Esclarece-se que no modelo MORECS não se considera o efeito do amortecimento do escoamento no curso d'água. Não seria indicado supor que, apesar do bom ajuste dos valores de umidade do solo, os coeficientes de escoamento obtidos com esse modelo sejam próximos dos valores reais, mesmo que estejam bem próximos do valor médio da bacia do rio Jequitinhonha.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho contempla a primeira experiência de monitoramento de processos hidrológicos em bacias com cursos d'água intermitentes localizadas no semiárido mineiro. A ampliação do conhecimento desses processos possibilitou uma melhor compreensão da hidrologia do semiárido mineiro e as condições necessárias para a realização de uma modelagem hidrológica na região estudada.

A precipitação monitorada na bacia do Teixeira apresentou-se bastante irregular. Observou-se que a mesma ocorria em poucos dias e que alguns eventos apresentaram intensidade elevada. Essas características são todas observadas em uma área semiárida.

A perda de água por interceptação na vegetação em uma área característica da bacia do Teixeira foi estimada em 17% da precipitação medida. Esse está próximo daquele obtido por Medeiros & Araújo (2005) na bacia experimental de Aiuaba (13%), localizada na região semiárida do estado do Ceará.

A evapotranspiração potencial (tanque "Classe A") e de referência (Penman-Monteith), obtidas na bacia do córrego Teixeira apresentaram valores anuais, respectivamente, de 1976,92 mm e 1030 mm. Uma região semiárida é caracterizada pelas altas taxas de evapotranspiração e como era de esperar, a evapotranspiração monitorada apresentou-se com valores superiores aos obtidos para a precipitação.

Para um melhor estudo do fenômeno da evapotranspiração na área recomenda-se a instalação de um lisímetro.

Com os dados obtidos no monitoramento da precipitação e da evapotranspiração potencial da bacia Teixeira, calculou-se o índice de aridez da bacia, obtendo-se um valor que a caracteriza como uma região semiárida.

Os cursos d'água dos córregos Teixeira e Teixeirinha apresentaram-se intermitentes durante boa parte do período de monitoramento. Observou-se que, enquanto o córrego Teixeira apresentou em sua foz escoamento em poucos dias do ano, na Fazenda do Tuta, localizada 25 km a montante, o escoamento, embora também intermitente, ocorria em um período maior de tempo. Nesses casos, a água escoada devia estar infiltrando na aluvião ou em alguma fratura existente no trecho, em função da geologia da bacia.

Na análise dos piezômetros, percebeu-se que somente durante um evento de precipitação significativo os poços rasos apresentaram variação no nível d'água. Nos poços profundos observou-se que a variação do nível d'água nos locais onde não existe barragem subterrânea foi de aproximadamente 0,70 m.

No monitoramento realizado percebeu-se que a aluvião representa na bacia uma grande fonte para o suprimento de água para a população ribeirinha, sendo possível observar sua importância pela grande quantidade de poços existentes na margem do curso d'água.

Considerando essa situação, recomenda-se que em estudos futuros nessa bacia seja instalada uma seção de medição de vazão na Fazenda do Tuta, e que também sejam instalados seções para o monitoramento piezométrico da aluvião em pontos estratégicos da bacia (por exemplo: Fazenda do Tuta, Fazenda Laranjeiras e ponte BR-367).

Durante a realização do monitoramento, observou-se na bacia a existência de processos erosivos e assoreamento no seu curso d'água. Recomenda-se, para um melhor conhecimento desses processos, o monitoramento dessas variáveis.

Observou-se uma grande variabilidade espacial e temporal da umidade do solo na bacia do córrego do Teixeira. Nota-se que a instalação de estruturas artificiais – como barragens subterrâneas, barragens superficiais e poços de abastecimento – na bacia têm provocado alterações nas condições de umidade do solo no mínimo em nível local. Os resultados obtidos com a aplicação da metodologia proposta por Vachaud *et al.* (1985) mostram a existência da estabilidade espacial e temporal para os dados monitorados de umidade do solo.

Na análise do balanço hídrico obtido no monitoramento, observou-se que o coeficiente de escoamento da bacia apresenta-se muito baixo quando comparado com dados de literatura para a mesma região.

O monitoramento dos processos hidrológicos permitiu obter um melhor conhecimento da hidrologia da região semiárida estudada. Observou-se no decorrer do monitoramento a importância da umidade do solo no controle do escoamento na bacia do Teixeira. Percebeu-se que a aluvião existente pode exercer um papel significativo no controle do escoamento na bacia do Teixeira e que embora o escoamento não fosse possível de ser registrado, o mesmo ocorria na camada de areia. A aluvião representa uma grande fonte para o suprimento de água,

e sua importância é observada pela grande quantidade de poços existentes na margem do curso d'água.

Os dados monitorados possibilitaram a utilização do modelo Rio Grande, cujo processo de calibração apresentou resultados satisfatórios para alguns anos hidrológicos, mas resultados pouco confiáveis no processo de validação. Foi possível representar a intermitência dos cursos d'água analisados. Adicionalmente, ressalta-se que foi possível reproduzir o comportamento da umidade do solo, apesar da diferença absoluta dos valores simulados e observados. Recomenda-se avaliar a pertinência de calibração do modelo a partir dos valores de umidade, o que demandaria uma análise da influência do valor da soma dos parâmetros WU, WL e WD.

Com os parâmetros obtidos na bacia do Teixeira realizou-se uma simulação, na bacia do córrego Teixeira, utilizando o modelo Rio Grande, com resultados satisfatórios em alguns períodos, mas com valores negativos do coeficiente de Nash-Sutcliffe para dois anos hidrológicos (2008/2009 e 2009/2012).

Com a utilização do modelo MORECS foi possível reproduzir de forma aproximada o comportamento da umidade do solo nos pontos monitorados na bacia do Teixeira. Entretanto, analisando os resultados correspondentes de vazão, os valores obtidos foram bastante superiores aos observados na bacia, principalmente nos dias de precipitações intensas.

Recomenda-se realizar uma reformulação na estrutura do modelo Rio Grande, principalmente no módulo de produção, considerando a estrutura proposta pelo modelo MORECS face aos bons resultados alcançados com este modelo na simulação de valores de umidade do solo.

A análise de processos hidrológicos em bacias intermitentes no semiárido mineiro pressupõe o conhecimento dos valores de várias variáveis hidrológicas, principalmente precipitação e vazão. Infelizmente, no monitoramento referente a esta pesquisa, as incertezas relacionadas às estimativas de vazão limitaram a avaliação dos modelos hidrológicos utilizados. Essas incertezas poderão ser diminuídas por meio da obtenção de novos pontos das curvas-chave dos córregos Teixeira e Teixeira associados a vazões ocorridas após eventos de precipitação intensa.

Espera-se que o conhecimento adquirido no estudo dos processos hidrológicos na bacia do córrego Teixeira contribua para que o poder público e entidades interessadas realizem mais estudos e pesquisas, de forma a suprir a carência de dados hidrológicos na região estudada. A análise dos processos hidrológicos no semiárido mineiro é necessária para a realização de um melhor gerenciamento dos recursos hídricos, possibilitando um melhor aproveitamento dos investimentos públicos na execução de obras que permitirão solucionar os problemas de forma apropriada, ao invés de executar obras que solucionam pontualmente o problema.

REFERÊNCIAS

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. Solo - Análise granulométrica - NBR 7181/84. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 13p. 1984.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. Amostras de solo - Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização (método de ensaio) - NBR 6457/86. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 8p. 1986a.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. Solo - Sondagem a trado - NBR 9603/86. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ. 1986b.

AGUIAR, F. G. de. Boletim da Inspeção Federal de Obras Contra as Secas (IFOCS) v. 1-2, n.1, jul.-set, Rio de Janeiro, p. 03-15. 1939.

ALLEN, M R.; PEREIRA, L.; RAES, D.; SMITH, M. Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). Irrigation and drainage paper no. 56, FAO Water Resources, Development and Management Service. Rome, Italy, 1998.

ALVES, J. M. B. Estudo do regime hidrológico no semi-árido brasileiro por modelagem dinâmica acoplada: aplicação em gerenciamento de reservatórios. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Ceará, Centro de Tecnologia. Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Fortaleza, 2008.

AL-QURASHI, A., MCINTYRE, N., WHEATER, H., UNKRICH, C.. Application of the KINEROS2 rainfall-runoff model to an arid catchment in Oman. *Journal of Hydrology* 355 (1-4), 91-105. 2008.

AMORIM, M. C.; ROSSATO, L. & TOMASELLA, J. Determinação da evapotranspiração potencial do Brasil aplicando o modelo de Thornthwaite a um sistema de informação geográfica. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 4, p. 83-90. 1999.

AMPOFO, E. A. Soil moisture dynamics in Coastal Savanna soils in the tropics under different soil management practices. *Hyd. Sci.*, 51: 1194-1202, 2006.

ANCTIL, F.; MATHIEU, R.; PARENT, L.E.; VIAU, A.A.; SBIH, M.; HESSAMI, M. Geostatistics of Near-Surface Moisture in Bare Cultivated Organic Soils. *J. Hydrol.* 260, 30-37. 2002.

ANA. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Evolução da Rede Hidrometeorológica Nacional, Brasília, v. 1, n.1, p. 1-15. abr. 2007.

ANA. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Sistema de Informações Hidrológicas. <http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/informacoeshidrologicas/redehidro.aspx>. Acessado em 05/01/2012

ARNELL, N. *Hydrology and Global Environmental Change*. Pearson Education, Harlow. 346 pp. 2002.

- BAHAT, Y., GRODEK, T., LEKACH, J. & MORIN, E.. Rainfall-runoff modeling in a small hyperarid catchment. *J. Hydrol.* 373(1-2): 204-217. 2009.
- BARDOSSY, A. & LEHMANN, W. Spatial Distribution of Soil Moisture in a Small Catchment. Part 1: geostatistical analysis. *J. Hydrol.* 206,1-15. 1998.
- BÁRDOSSY, A.: Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 703-710, doi:10.5194/hess-11-703-2007, 2007.
- BARRETO, A. B. C.. Avaliação de recarga e de sustentabilidade de recursos hídricos subterrâneos de uma micro-bacia cristalina através de modelagem numérica .Tese (doutorado)–Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Departamento de Engenharia Civil, p.210 2010.
- BECKER, A. & BRAUN, P. Dissaggregation, aggregation and spatial scaling in hydrological modeling. *Journal of Hydrology* 271: 239-252. 1999.
- BEER - BACIAS REPRESENTATIVAS E EXPERIMENTAL DA REDE DE HIDROLOGIA DO SEMI-ÁRIDO: UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA. Disponível em <http://www.ct.ufpb.br/pos/engurbana/projetos/beer/> . Acessado em 01/02/2011.
- BERNDTSSON, R. & LARSON, M. Spatial Variability of Infiltration in a Semi-Arid Environment. *Journal of Hydrology*, 90. 117-133. 1987.
- BEVEN, K J, Rainfall-runoff modelling: the Primer, Wiley, Chichester. 2001.
- BICUDO, C. E. de M.; TUNDISI, J. G.; SCHEUENSTUHL, M. C. B.. (Org.). Águas do Brasil: análises estratégicas – São Paulo, Instituto de Botânica, 2010. 224 p.
- BOSCH, D.D.; LAKSHMI, V.; JACKSON, T.J.; CHOI, M.; JACOBS, J.M. Large scale measurements of soil moisture for validation of remotely sensed data: Georgia soil moisture experiment of 2003. *Journal of Hydrology* 323, 120–137. 2006.
- BRAGA, M. B.; CALGARO, M.; MOURA, M. S. B.; SILVA, T. G. F. Coeficientes do tanque classe “A” para estimativa da evapotranspiração de referência na região do Vale do Submédio São Francisco, estado da Bahia. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.16, n.1, p.49-57, 2008.
- BRASIL. LEI Nº 7.827, DE 27 DE SETEMBRO DE 1989. Regulamenta o art. 159, inciso I, alínea c, da Constituição Federal, institui o Fundo Constitucional de Financiamento do Norte - FNO, o Fundo Constitucional de Financiamento do Nordeste - FNE e o Fundo Constitucional de Financiamento do Centro-Oeste - FCO, e dá outras providências. *Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil*, Brasília, DF, 27 set 1989. Disponível em: <<http://www.planalto.gov.br/CCIVIL/LEIS/L7827.htm> >. Acesso em: 4 set 2010.
- BROCCA, L.; MORBIDELLI, R.; MELONE, F.; MORAMARCO, T. Soil moisture spatial variability in experimental areas of Central Italy. *J. Hydrol.* 333, 356–373. 2007.

BROCCA, L.; MELONE, F.; MORAMARCO, T.; MORBIDELLI, R.. Soil moisture temporal stability over experimental areas of Central Italy. *Geoderma* 148 (3–4), 364–374. 2009.

BROCCA, L.; MELONE, F.; MORAMARCO, T.; WAGNER, W.; HASENAUER, S.. ASCAT Soil Wetness Index validation through in situ and modeled soil moisture data in central Italy. *Remote Sens. Environ.* 114 (11), 2745–2755. 2010.

BROCCA, L.; TULLO, T.; MELONE, F.; MORAMARCO, T.; MORBIDELLI, R. Catchment scale soil moisture spatial–temporal variability. *Journal of Hydrology*. Vol. 422–423, 63–75. 2012.

BULU, A.. “History of Hydrology”, BALWOIS Water Observation and Information System for Decision Support, Ohrid, Republic of Macedonia. May 25-29, 2010.

BULYGINA, N.; MCINTYRE, N.; WHEATER, H. Conditioning rainfall-runoff model parameters for ungauged catchments and land management impacts analysis, HESS, 2009, Vol:13, Pages:893-904

BURMAN, R.D.; NIXON, P.R.; WRIGHT, J.L.; PRUITT, W.O. Water Requeriments. IN: JENSEN, M. E. ed. Design and operation of farm irrigation systems . St. Joseph: ASAE, 1983. Cap.6, p. 189-232.

BURT, T. P. Monitoring change in hydrological systems.. *Sci. Total Environ.*, 310: 9–16. 2003.

BUTTAUFUOCO, G.; CASTRIGNANO, A.; BUSONI, E.; DIMASE, A.C. Studying the spatial structure evolution of soil water content using multivariate geostatistics. *J.Hydrol.* 311, 202–218. 2005.

CADIER, E. Hidrologia das Pequenas Bacias do Nordeste Semi-Árido: Transposição Hidrológica. *Série hidrológica/ 31, SUDENE, Recife*, 469 p. 1994.

CALDER, I. R.; REID, I.; NISBET, T. & GREEN, J. C. Impact of lowland forests in England on water resources –application of the HYLUC model. *Water Resources Research* 39, 1319–1328. 2003.

CAMPOS, J. N. B. Vulnerabilidades Hidrológicas do Semi-Árido Às Secas. *PLANEJAMENTO E POLÍTICAS PÚBLICAS, BRASÍLIA*, v. 2, n. 16, p. 261-297, 1997.

CANTÓN, Y; DOMINGO, F.; SOLE-BENET, A.; PUIGDEFABREGAS, J.. Influence of soil surface types on the overall runoff of the Tabernas badlands (SE Spain). Field data and model approaches. *Hydrol. Process.* 16, 2621 – 2643. 2002.

CANTÓN, Y.; A. SOLÉ-BENET, A.; DOMINGO, F. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *Journal of Hydrology* 285,199–214. 2004.

CANTÓN, Y.; SOLÉ-BENET, A.;DE VENTE, J.; BOIX-FAYOS, C.; CALVO-CASES, A.; ASENSIO, C.; PUIGDEFÁBREGAS, J. A review of runoff generation and soil erosion across scales in semiarid south-eastern Spain. *Journal of Arid Environments*, 75, 1254–1261. 2011.

- CARLYLE-MOSES, D.E. & PRICE, A.G. An evaluation of the Gash interception model in a northern hardwood stand. *J. Hydrol.* 214, 103–110. 1999.
- CARLING, G. T.; MAYO, A. L.; TINGEY, D. & BRUTHANS, J., Mechanisms, timing, and rates of arid region mountain front recharge. *Journal of Hydrology*, Vol. 428-429, pp. 15-31. 2012.
- CASTILLO, V.M.; GÓMEZ-PLAZA, A.; MARTÍNEZ-MENA, M. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. *Journal of Hydrology* 284, 114–130. 2003.
- CEBALLOS, A.; MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J.; SANTOS, F. & ALONSO, P. Soil-water behaviour of sandy soils under semi-arid conditions in the Duero Basin (Spain). *Journal of Arid Environments* 51: 501–519. 2002.
- CHEN, L.; HUANG, Z.; GONG, J.; FU, B.; HUANG, Y. The effect of land cover/vegetation on soil water dynamic in the hilly area of the loess plateau, China. *Cat.*, 70: 200–208, 2007.
- CHOI, M. & JACOBS, J. M. Spatial soil moisture scaling structure during Soil Moisture Experiment 2005. *Hydrol. Process.* 25, 926–932. 2011.
- CHOW, V.T.; MAIDMENT, D.R. & MAYS, L.. *Applied Hydrology*, McGraw - Hill, United States of America. 1988.
- CIRILO, J. A.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; CAMPOS, J. N. B.. A QUESTÃO DA ÁGUA NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO. In: Bicudo, C.E. de M; Tundisi, J.G.; Scheuenstuhl, M.C.B.. (Org.). *ÁGUAS DO BRASIL ANÁLISES ESTRATÉGICAS*. 1 ed. São Paulo: Instituto de Botânica, 2010, v. 1, p. 81-91.
- CORDERY, I. Monitoring—the neglected key to improving environmental management. In A.H. Schumann, M.C. Acreman, R. Davis, M.A. Marino, D. Rosbjerg & X. Jun (Eds.). *Regional Management of Water Resources* 268. Oxfordshire, UK: IAHS Publication. 2001.
- COSH, M.H.; JACKSON, T.J.; STARKS, P.; HEATHMAN, G. Temporal stability of surface soil moisture in the Little Washita River watershed and its applications in satellite soil moisture product validation. *Journal of Hydrology* 323, 168–177. 2006.
- COSTA, A. C. Hidrologia de uma Bacia Experimental em Caatinga Conservada no Semi-Árido Brasileiro. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil - Recursos Hídricos). Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 167 f. 2007.
- COSTELLOE, J.F.; GRAYSON, R.B.; MCMAHON, T.A.. Modelling stream flow for use in ecological studies in a large, and zone river, central Australia. *Hydrological Processes* 19 (6), 1165–1183. 2005.
- CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Projeto São Francisco, Província Mineral do Brasil, Caracterização Hidrogeológica da Microrregião de Montes Claros, Belo Horizonte, CPRM/COMIG, CD. 2002.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Projeto Cadastro de Abastecimento por Águas Subterrâneas, Estados de Minas Gerais e Bahia, Diagnóstico do município de Itinga-MG, Belo Horizonte, 13p, CD. 2005.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Programa Geologia do Brasil. Projeto Jequitinhonha. Carta Geológica da Folha Itaobim – SE.24-V-A-IV, Esc. 1:100.000. Belo Horizonte. CPRM. 2008.

CROCKFORD, R.H. & RICHARDSON, D.P. Partitioning of rainfall in a eucalypt forest and pine plantation in southeastern Australia: II. Stemflow and factors affecting stemflow in a dry sclerophyll eucalypt forest and a *Pinus radiata* plantation. *Hydrol. Process.*4, 145–155. 2000.

DELTA-T DEVICES. Profile probe type PR2. Delta-T Devices Ltd., Cambridge, UK. 2004. Disponível em: <http://www.delta-t.co.uk/manual.html>

DE VRIES J.J. & SIMMERS I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal.* 10:5–17. 2002.

DINGMAN, S. *Physical Hydrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River. 646 p. 2002

DISPAB. Metodologias para definição da disponibilidade hídrica em pequenos açudes e pequenas bacias hidrográficas na região semi-árida. Disponível em: <http://dispab.lrh.ct.ufpb.br/> . Acessado em 20/02/2011.

DNAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica - 5º Distrito. Bacia representativa de Juatuba; série E-02 (dados atualizados até 1975). Brasília: DNAEE, 1981. 364 p.

DNM - DEPARTAMENTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Normais Climatológicas (1961-1990), Brasília, mai., 84p. 1992.

DONG, W.; YU, Z.; WEBER, D.. Simulations on soil water variation in arid regions. *J. Hydrol.* 275: 162–181. 2003

DUAN, Q.Y.; GUPTA, H.V.; SOROOSHIAN, S., *et al.* Calibration of watershed models. American Geographical Union, Washington. Water Science and Application no. 6. 2003.

DUNKERLEY D.L.. Intra-storm evaporation as a component of canopy interception loss in dryland shrubs: observations from Fowlers Gap, Australia. *Hydrological Processes* 22, 1985-1995. 2007.

DUNNE, T. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *J. Hydrol.*, Amsterdam, v. 65, p. 25-48, 1983.

EAGLESON, P.. Global change, a catalyst for the development of hydrologic science. *Bulletin Amer. Meteor. Soc.*, 72, 34-43. 1991.

ECLESIASTES. In: BÍBLIA DE ESTUDO DE GENEBRA - SBB, 2000.

EPA - United States Environment Protection Agency. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: Compilation of simple mathematical models. In: RAVI, V.; WILLIAMS, J.R. ed., v,1, 84 p. 1998.

FAMIGLIETTI, J. S.; RUDNICKI, J. W. & RODELL, M.. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas, *J. Hydrol.*, 210, 259– 281. 1998.

FAMIGLIETTI, J.S.; DEVEREAUX, J.A.; LAYMON, C.A.; TSEGAYE, T.; HOUSER, P.R.; JACKSON, T.J.; GRAHAM, S.T.; RODELL M.; VAN OLEVELLEN, P.J.. Groundbased investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment. *Water Resources Research* 35(6): 1839–1851. 1999

FAMIGLIETTI, J. S.; RYU, D.; BERG, A. A.; RODELL, M.; JACKSON, T. J.. Field observations of soil moisture variability across scales, *Water Resour. Res.*, 44, W01423. 2008.

FERREIRA, V. de O.. Paisagem, recursos hídricos e desenvolvimento econômico na Bacia do Rio Jequitinhonha, em Minas Gerais. 291f. Tese (Doutorado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo HorizonteMG. 2007.

FERREIRA, V.de O.. Aspectos litoestruturais e de relevo na bacia do rio Jequitinhonha, em Minas Gerais: subsídios para a gestão de recursos hídricos. In: XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 2009, Viçosa/MG. Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 2009.

FITZJOHN, C.; TERNAN, J.L.; WILLIAMS, A.G. Soil moisture variability in a semi-arid gully catchment: implications for runoff and erosion control. *Catena* 32, 55–70. 1998.

FLINT, L. E.; FLINT, A. L.; STOLP, B. J. & DANSKIN, W. R.: Water-balance and groundwater-flow estimation for an arid environment: San Diego region, California, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 2717–2762, 2012.

FONTES, A. S. Estudo da Evaporação em reservatórios situados em região semi-árida: uso de bacia experimental. Dissertação de Mestrado. UFBA. Salvador; Bahia. 2005.

FRANCIS, C.F.; THOMES, J. B.; ROMERO DIAZ, A.; LOPEZ BERMUDEZ, F. & FISHER, G. C. Topographic control of soil moisture, vegetation cover and land degradation in a moisture stressed Mediterranean environment. *Catena*, 13: 211–225. 1986.

FU, B.; WANG, J.; CHEN, L.; QIU, Y. The effects of land use on soil moisture variation in the Danangou catchment of the Loess Plateau, China. *Catena* 54, 197–213. 2003.

FURTUNATO, O. M. Simulação hidrológica na bacia do Alto Paraíba com efeito variabilidade do clima. 133p. Dissertação de Mestrado Universidade Federal de Campina Grande, 133p. 2004.

GARCEZ, L.N. & ALVAREZ, G.A. – Hidrologia, Editora Edgard Blucher, S.Paulo, 1988.

GARDNER, C.M.K. & FIELD, M. An evaluation of the success of MORECS, a meteorological model, in estimating soil moisture deficits. *Agric. Meteorol.*, 29, pp. 269–284. 1983.

GOOGLE EARTH. Disponível em: <http://earth.google.com>. Acesado em: 9 de fevereiro de 2012.

GÓMEZ-PLAZA, A.; MARTÍNEZ-MENA, M.; ALBALADEJO, J. & CASTILLO, V.M. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *J. Hydrol.*, 253:211-226, 2001.

GONTIJO JÚNIOR, W. C. Avaliação e redimensionamento de redes para o monitoramento fluviométrico utilizando o método Sharp e o conceito de entropia. Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. xix, 190, 2007.

GRAYSON, R.B. & WESTERN, A.W. Towards areal estimation of soil water content from point measurements: Time and space persistence of mean response. *J. Hydrol.*, 207:68-82, 1998.

GÜNTNER, A. Large-scale hydrological modelling in the semi-arid Northeast of Brazil. Dissertation, University of Potsdam. PIK-Report, No. 77, Potsdam-Institute for Climate Impact Research, 128 pp. 2002.

HEC HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER. HEC-1 Flood Hydrograph Package - Reference Manual. U. S. Army Corps of Engineers, Davis. 1981.

HENRIQUE, F. de A. N. Estimativa da evapotranspiração de referência em Campina Grande. Campina Grande: Dissertação Mestrado.UFCG, 2006. 107p.

HÉBRARD, O.; VOLTZ, M.; ANDRIEUX, P.; MOUSSA, R. Spatio-temporal distribution of soil surface moisture in a heterogeneously farmed Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology* 329, 110– 121. 2006.

HERNANDEZ-BERNAL, N. A. Avaliação de Técnicas de Captação de Água de Chuva para Recuperação Ambiental na Região Semi-Árida do Vale do Jequitinhonha. Tese de doutorado. Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Escola de Engenharia, UFMG, 2007.

HEWLETT, J. D. & HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: *International Symposium on Forest Hydrology (1965: Pennsylvania)*. Proceedings. Pennsylvania State Univ. 1967. p. 275-290.

HU, W.; SHAO, M.A.; HAN, F.P.; REICHARDT, K.; TAN, J.. Watershed scale temporal stability of soil water content. *Geoderma* 158, 181–191. 2010.

HU, W.; SHAO, M.; HAN, F.; REICHARDT, K. Spatio-temporal variability behavior of land surface soil water content in shrub- and grass-land. *Geoderma* 162, 260–272. 2011.

HUGHES, D.A.. Southern African FRIEND - The application of rainfall-runoff models in the SADC region. Water Research Commission, Report No. 235/1/97, Pretoria. 1997.

HUPET, F. & VANCLOOSTER, M. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. *J. Hydrol.* 261, 86–101. 2002.

HUPET, F. & VANCLOOSTER, M. Micro-variability of hydrological processes at the maize row scale: implications for soil water content measurements and evapotranspiration estimates. *Journal of Hydrology* 303, 247–270. 2005.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Área Territorial Oficial. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/cartografia/default_territ_area.shtm>. Acesso em maio de 2010.

INTERTECHNE. Inventário Hidrelétrico dos rios Jequitinhonha e Araçuaí Estudos Preliminares – Apêndice D; Estudos Ambientais Volume I - Texto. 2009

JACOBS, J.M., MOHANTY, B.P., HSU, E.CH., MILLER, D.. SMEX02: field scale variability, time stability and similarity of soil moisture. *Remote Sensing of Environment* 92 (4), 436–446. 2004.

KLAASSEN, W.; BOSVELD, F.; DE WATER, E. Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. *Journal of Hydrology* 212(–213): 36–50. 1998.

LANNA, A. E. Províncias Hidrológicas e Bacias Representativas. In: V Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos. Blumenau, SC, Anais 1, p3-24. 1983.

LIMA, J. E. F. W. Modelagem numérica do fluxo da água no solo e do escoamento de base em uma bacia experimental em área agrícola no Cerrado (Distrito Federal). 312p. Tese de Doutorado - Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. 2010.

LIMA JUNIOR, F. E. B. de. Análise comparativa da evapotranspiração de referência estimada por diferentes métodos no município de Limoeiro do Norte, Ceará. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Depto. de Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2010.

LIMA NETO, I. E. & Araújo, J. C. Correntes de turbidez e implicações na sedimentação de reservatórios do semi-árido: proposta de arranjo experimental. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH, Campo Grande, 2009.

LIN, H.S.; KOGELMANN, W.; WALKER, C.; BRUNS, M.A. Soil moisture patterns in a forested catchment: A hydrological perspective. *Geoderma* 131, 345–368. 2006.

MAIDMENT. D.R. Handbook of Hydrology, McGraw-Hill. 1992.

MARENGO J. A.; ALVES, LINCOLN M; BESERRA, E.; LACERDA, F.. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. In: Salomão de Sousa Medeiros, Hans Raj

Gheyi, Carlos de Oliveira Galvão, Vital Pedro da Silva Paz. (Org.). Recursos Hídricos e, Regiões Áridas e Semi Áridas. Campina Grande, PB: INSA, 2011, p. 383-416.

MARTINEZ, C.; HANCOCK, G.R.; KALMA, J.D. & WELLS, T. Spatio-temporal distribution of near-surface and root zone soil moisture at the catchment scale. *Hydrol. Process.* 22, 2699–2714. 2008.

MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J. & CEBALLOS, A. Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 67, 1647–1656. 2003.

MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J. & CEBALLOS, A. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. *Journal of Hydrology* 312, 28–38. 2005.

MARTÍNEZ-MENA, M.; ALBALADEJO, J. & CASTILLO, V.M. Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. *Hydrological Processes*, 12, 741-754. 1998.

MAYOR, A. G.; BAUTISTA, S.; BELLOT, J. Scale-dependent variation in runoff and sediment yield in a semiarid Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology* 397, 128–135. 2011.

MCINTYRE, N.; LEE, H.; WHEATER, H.; YOUNG, A. & WAGENER, T. Ensemble predictions of runoff in ungauged catchments. *Water Resources Research*, 41. 2005.

MCINTYRE, N.; AL-QURASHI, A.; WHEATER, H.S. Regression analysis of rainfall–runoff events from an arid catchment in Oman. *Hydrological Sciences Journal* 52 (6), 1103–1118. 2007.

MCNAMARA, J. P.; CHANDLER, D.; SEYFRIED, M. & ACHET, S. Soil moisture states, lateral flow, and streamflow generation in a semi-arid, snowmelt-driven catchment. *Hydrol. Process.* 19, 4023–4038. 2005.

MCGUIRE, K. J. & LIKENS, G.E.. Historical roots of forest hydrology and biogeochemistry: Chapter 1. pp. 3-26. In: D. F. Levia, D. Carlyle-Moses and T. Tanaka (eds.). *Forest Hydrology and Biogeochemistry: Synthesis of Past Research and Future Directions*. Ecological Studies Series, No. 216, Springer-Verlag, Heidelberg, Germany. 2011.

MEDEIROS, A. T. Estimativa da evapotranspiração de referência a partir da Equação de Penman-Monteith, de medidas lisimétricas e de equações empíricas, em Paraipaba, CE. 120p. (Tese de Doutorado em Agronomia), Departamento de Engenharia Rural, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, São Paulo. 2002.

MEDEIROS, J. F. de. Variabilidade Espacial do Conteúdo de Água no Solo na Bacia do Arroio Donato - RS. Tese de doutorado do programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do IPH/UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2004.

MEDEIROS, P. H. A. & ARAÚJO, J. C. Modelagem da interceptação no semi-árido brasileiro: aplicação do modelo de Gash na bacia experimental de Aiuaba, Ce. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa, 2005.

MEDEIROS, V. M. A.; MOREIRA, L. F. F.; RIGHETTO, A. M. . Análise do efeito da variabilidade espacial da precipitação na modelagem do escoamento numa bacia experimental. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 12, p. 129-139, 2007.

MEDEIROS, P.H.A.; ARAÚJO, J.C.; BRONSTERT, A. Interception measurements and assessment of Gash Model performance for a tropical semi-arid region. *Revista Ciência Agronômica*, 40(2), 2009.

MEDEIROS, S. S.; GHEYI, H. R.; GALVÃO, C. O.; PAZ, V. P. S. (Ed.). *Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas*. Campina Grande: Instituto Nacional do Semiárido. 440p. 2011.

MELO, M. C.; MARQUES, A. F. S. M.; SOARES, A. C. P.; DIAS, P. H. A. *Cartografia temática básica: Município de Itinga*. Belo Horizonte: CETEC. 41 p.1 CD-ROM. 2005.

MET OFFICE. An historical comparison between the Met Office Surface Exchange Scheme-Probability Distributed Model (MOSES-PDM) and the Met Office Rainfall and Evaporation Calculation System (MORECS). Londres, p. 38. 2003.

MI - MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. *Nova Delimitação do Semi-Árido Brasileiro*. Brasília. 2005.

MMA - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. *Agenda 21 brasileira – Bases para discussão*. Brasília, 2000. 196 p.

MMA - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS. *Plano Nacional de Recursos Hídricos. Síntese Executiva - Brasília*, 2006.

MMA - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, *Atlas das Áreas Susceptíveis à Desertificação do Brasil*. Secretaria de Recursos Hídricos, Universidade Federal da Paraíba. Brasília: MMA. 2007.

MOHANTY, B.P.; SKAGGS, T.H. Spatio - temporal evolution and time-stable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints with varying soil, slope, and vegetation. *Advances in Water Resources* 24, 1051–1067. 2001.

MORAES, M. F. *Estimativa do balanço hídrico na bacia experimental/representativa de Santa Maria/Cambiocó, Município de São José de Ubá – RJ*. Tese (Doutorado) COPPE. RJ. 2007.

MUNOZ-PARDO, J.; RUELLE, P. & GRENOBLE, M.V. Spatial variability of an agricultural field: geostatistical analysis of soil texture, soil moisture and yield components of two rainfed crops. *CATENA* vol. 17, p. 369-381 Cremlingen 1990.

MUZYLO, A.; LLORENS, P.; VALENTE, F.; KEIZER, J.J.; DOMINGO, F. & GASH, J.H.C. A review of rainfall interception modelling. *Journal of Hydrology*, 370: 191-206. 2009.

NACE, R. General evolution of the concept of the hydrological cycle. In *Three Centuries of Scientific Hydrology*. UNESCO-WMO-IAHS. UNESCO, IAMS, Paris and WMO, Geneva. 1974.

NAGHETTINI, M. C.; NASCIMENTO, N. O.; THIMOTTI, T.; LIMA, A. A.; SILVA, F. E. O. Relatório Técnico Parcial 2 - Modelo Rio Grande de Simulação Hidrológica para Previsão de Vazões de Curto Prazo: Formulação Teórica, Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da UFMG, Belo Horizonte, 75 p. 2002.

NISBET, T.R. Water use by trees. Forestry Commission Information Note, FC, Edinburgh. 2005.

OLIVEIRA E SILVA, F. E.; PINTO, E.J.A.; LIMA, J. E. S.; NAGHETTINI, M. ; PALMIER, L. R.; DAVIS, E. G.. Simulação hidrológica em bacias do médio Jequitinhonha com pequena disponibilidade de informações. In: II Conferência internacional sobre água em regiões áridas e semi-áridas, 2007, Gravatá. Anais da II Conferência internacional sobre água em regiões áridas e semi-áridas, 2007.

PALMIER, L. R.. Hydrological aspects of landfill waste management – A case study of the Drigg low-level radioactive waste repository. Ph.D. Thesis. Imperial College, London. 1995.

PAIGE, G.B. & KEEFER, T.O.. Comparison of field performance of multiple soil moisture sensors in a semi-arid rangeland. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA) 44(1):121-135. 2008.

PAIVA, J. B. D. & PAIVA, E. M. C. D. Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas. Porto Alegre: ABRH, 2003. 628p.

PAN, Y.-X. & WANG, X.-P. Factors controlling the spatial variability of surface soil moisture within revegetated-stabilized desert ecosystems of the Tengger Desert, Northern China. Hydrol. Process. 23, 1591–1601. 2009.

PARR, T.W.; SIER, A.R.J.; BATTARBEE, R.W.; MACKAY, A.; BURGESS, J. Detecting environmental change: science and society - perspectives on long-term research and monitoring in the 21st century. In: Science of the total environment, 310, 1-3; 1-8. 2003.

PENNA, D.; BORGA, M.; NORBIATO, D.; FONTANA, G. D. Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. Journal of Hydrology 364, 311–327. 2009.

PINHEIRO, V. B. Calibração de um modelo chuva-vazão em bacias sem monitoramento fluviométrico a partir de curvas de permanência sintéticas. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio ambiente e Recursos Hídricos da UFMG, Belo Horizonte, 2009, 291 p.

PINTO, E. J. A.; CASTILHO, A. S.; PALMIER, L. R. Uso de Réguas de Máximos (Crest Stage) em Bacias de Rios Intermitentes do Médio Jequitinhonha. In: Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. ABRH, São Paulo, SP, CD. 2007.

PINTO, E.J.A.; DAVIS, E. G.; LIMA, J. E. S.; CANDIDO, M. O.; SILVA, A. J. ; PALMIER, L. R.; NAGHETTINI, M.; MONTE-MOR, R.C.A.. Bacia representativa do semi-árido mineiro implantada no médio Jequitinhonha. In: IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2008, Salvador. Anais do IX Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2008.

- PILGRIM, D.H.; CHAPMAN, T.G. & DORAN, D.G. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. *Hydrological Science Journal*, 33(4), 379-400. 1988.
- POMEROY, J. W.; GRANGER, R. J.; HEDSTROM, N. R. The process hydrology approach to improving prediction of ungauged basins in Canada. In: *Prediction in Ungauged Basins: Approaches for Canada's Cold Regions*. Toronto: Canadian Water Resources Association, 2005.
- PROJETO ÁRIDAS. Recursos Hídricos e o Desenvolvimento Sustentável do Semi-Árido Nordeste. Relatório Consolidado, Secretaria de Planejamento da Presidência da República, Brasília, Brasil. 1994.
- PUIGDEFABREGAS, J.; DEL BARRIO, G.; BOER, M.M.; GUTIERREZ, L.; SOLE, A. Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. *Geomorphology* 23, 337– 351. 1998.
- QIU, Y.; FU, B.J.; WANG, J. & CHEN, L.D., Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. *Journal of Hydrology* 240, pp. 243–263. 2001.
- QIU, Y.;FU, B.; WANG, J.; CHEN, L.; MENGE, Q.; ZHANG, Y. Spatial prediction of soil moisture content using multiple-linear regressions in a gully catchment of the Loess Plateau, China. *Journal of Arid Environments* 74, 208–220. 2010.
- RANA, G. & KATERJI, N., Measurements and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review, *Eur. J. Agron.* 13, pp. 125–153. 2000.
- RAMOS, M.C. & MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A. Impact of land levelling on soil moisture and runoff variability in vineyards under different rainfall distributions in a Mediterranean climate and its influence on crop productivity. *Journal of Hydrology* 321, 131–146. 2006.
- REBOITA, M; S.; GAN, M. A.; ROCHA R. P. & AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na américa do sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, n.2, 185 - 204, 2010.
- REBOUÇAS, A.C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J.G. (Ed.). *Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação*. São Paulo: Editora Escrituras; 1999.
- RENARD, K. G. & NICHOLS, M. H.. History of small watershed research in non-forested watersheds in Arizona and New Mexico. *Proc. 1st Interagency Conf. on Research in the Watersheds*, edited by K. G. Renard, S. McElroy, W. Gburek, E. Canfield, and R. L. Scott, 296-301, Oct. 27-30, Benson, AZ. 2003.
- ROBINSON, D.A.; CAMPBELL, C.S.; HOPMANS, J.W.; HORNBUCKLE, B.K.; JONES, S.B.; KNIGHT, R.; OGDEN, F.; SELKER, J.; WENDROTH, O.. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone Journal* 7:358–389. 2008.

RODRIGUES, M. S.. Controle de qualidade on-line de dados hidrológicos teletransmitidos. Dissertação de Mestrado em Ciências em Engenharia da Energia, Universidade Federal de Itajubá. 2002.

ROSE, C.W. & SHARMA, M.L. Summary and recommendations of the workshop on evapotranspiration of plant communities. *Agric. Wat. Manag.* 8, 325–342. 1984.

ROSNAY, P.; GRUHIER, C.; TIMOUK, F.; BAUP, F.; MOUGIN, E.; HIERNAUX, P.; KERGOAT, L.; LEDANTEC, V. Multi-scale soil moisture measurements at the Gourma meso-scale site in Mali. *Journal of Hydrology* 375, 241–252. 2009.

RURALMINAS. Planvale - Plano Diretor de Recursos Hídricos para os Vales dos Rios Jequitinhonha e Pardo. Belo Horizonte: Geotécnica, 1995.

SANTOS, T. E. M. Dinâmica espacial e temporal da umidade do solo em bacia experimental do semiárido pernambucano. 2010.68 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Departamento de Agronomia, Recife, 2010.

SCANLON, B. R.; HEALY, R.W.; COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology. J.* 10:18–39. 2002.

SCHUME, H.; JOST, G.; KATZENSTEINER, K. Spatio-temporal analysis of the soil water content in a mixed Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) – European beech (*Fagus sylvatica* L.) stand. *Geoderma* 112, 273– 287. 2003.

SCHVARTZMAN, A. S.. Avaliação de alternativas para suprimento de água para consumo humano na região semi-árida de Minas Gerais. Tese de doutorado. Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Escola de Engenharia, UFMG, 2007.

SEN, Z. *Wadi Hydrology*. CRC Press, Taylor & Francis Group. 2008.

SERAPHIM, B. J. Z.; CADIER, E. Síntese dos trabalhos e publicações elaborados através da Cooperação Técnica Brasil/França. Recife: SUDENE, DPG.PRN. HME, 1994.

SEYFRIED, M. Spatial variability constraints to modeling soil water at different scales. *Geoderma* 85, 231–254. 1998.

SILBERSTEIN, R. P. Hydrological models are so good, do we still need data? *Environmental Modelling & Software*, Volume 21, Issue 9, September 2006, Pages 1340-1352.

SILVA, F de O. Investigação dos processos hidrossedimentológicos em parcela experimental no semi-árido potiguar. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Tecnologia. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Sanitária. Natal, RN, 2008.

SILVA, J. R. L. Caracterização físico-hídrica de três bacias experimentais do Estado de Pernambuco para suporte a modelagem hidrológica. 99 f.: il. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Departamento de Tecnologia Rural, Recife, 2010.

SIMMERS, I. Understanding water in a dry environment. Hydrological processes in arid and semi-arid zones. IAH Publ. 23, Balkema Publishers, the Netherlands. 2003

SINGH, V. P.; FREVERT D. K. (Eds.), Watershed models, 653 pp., CRC/Taylor & Francis, Boca Raton, FL, 2006.

SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K.; FRANKS, S.; GUPTA, V.; KARAMBIRI, H.; LAKSHMI, V.; LIANG, X.; MCDONNELL, J.; MENDIONDO, E.; O'CONNELL, P.; OKI, T.; POMEROY, J.W.; SCHERTZER, D.; UHLENBROOK, S. & ZEHE, E.. IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012: Shaping an Exciting Future for the Hydrological Sciences. Hydrological Sciences Journal, 48(6): 857-880. 2003.

SOARES, R. C. V.. Caracterização do fluxo subterrâneo das águas na porção sudoeste da bacia representativa de Juatuba. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio ambiente e Recursos Hídricos da UFMG, Belo Horizonte, 2010, 147 p.

SOILMOISTURE EQUIPMENT CORP. Soil moisture measurement, Goleta, CA. EUA. Disponível em: <http://www.soilmoisture.com/PDF%20Files/tensiom.pdf>. Acessado em janeiro de 2011.

SOUZA, E.B.; ALVES, J M B; REPELLI, C A; FERREIRA, N S; SILVA, M E S; FERREIRA, A.G. . Desvios percentuais da precipitação na estação chuvosa do semi-árido nordestino durante os anos El Niño, La Niña e fases do padrão de dipolo no Atlântico. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1998, Brasília, 26-30/out. CDROM, 1998.

STARKS, P.J., HEATHMAN, G.C., JACKSON, T.J., COSH, M.H., Temporal stability of soil moisture profile. Journal of Hydrology 324, 400–411. 2006.

SUDENE - 1980 - Plano de Aproveitamento integrado dos recursos hídricos do Nordeste do Brasil - Fase I. Recursos Hídricos I - Águas Subterrâneas - Vol. VII - Recife.

SUDENE - SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE - Área de Atuação da SUDENE - Polígono das secas. Acessado em <http://www.sudene.gov.br/site/extra.php?idioma=&cod=111#>. Acesso 11/72/2010.

TAKAGI, K. & LIN, H.S. Temporal Dynamics of Soil Moisture Spatial Variability in the Shale Hills Critical Zone Observatory. Vadose Zone Journal 10:832-842. 2011.

TOEBES, C. & OURYVAEV, V. A. Representative and Experimental Basins: an International Guide for Research and Practice . Studies and Reports in Hydrology. UNESCO, Paris, France. 1970.

TOMAZ, P. Cálculos Hidrológicos e Hidráulicos para Obras Municipais – 1ª. Edição, São Paulo, 2002, 263p.

TOLSON, B. A.. Automatic Calibration, Management and Uncertainty Analysis: Phosphorus Transport in the Cannonsville Watershed. Tese de Doutorado, Faculty of the Graduate School of Cornell University, Ithaca, EUA. 2005.

- TOPP, G.C. State of the art of measuring soil water content. *Hydrol. Process.* 17, 2993–2996. 2003.
- TUCCI, C. E. M. (org.) *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: Ed. da Universidade/UFRGS/ABRH/EDUSP, 2002.
- TUCCI, E. M. C. & CABRAL, J. J. S. P. *Qualidade da água subterrânea. Prospecção Tecnológica: Recursos Hídricos*. Brasília: CGEE, 2003. 53p.
- UNESCO. *Map of the World Distribution of Arid Regions. Explanatory Note*, UNESCO, Paris. 54 p. 1979.
- VACHAUD, G.; PASSERAT DE SILANS, A.; BALABANIS, P. & VAUCLIN, M. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49:822-827. 1985.
- VAEZI, A. R., BAHRAMI, H. A., SADEGHI, S. H. R., & MAHDIAN, M. H.: Modeling relationship between runoff and soil properties in dry-farming lands, NW Iran, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 7, 2577-2607, doi:10.5194/hessd-7-2577-2010, 2010.
- VAN DIJK, A.I.J.M. & BRUIJNZEEL, L.A. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 1. Model description. *Journal of Hydrology*, v.247, p.230-239, 2001.
- VAN PELT, R.S. & WIERENGA, P. J. Temporal Stability of Spatially Measured Soil Matric Potential Probability Density Function. *SOIL SCI. SOC. AM. J.*, VOL. 65. 2001.
- VENKATESH, B.; LAKSHMAN, N.; PURANDARA, B.K.; REDDY, V.B. Analysis of observed soil moisture patterns under different land covers in Western Ghats, India. *Journal of Hydrology* 397, 281–294. 2011.
- VIANA, A.P.F.. *Avaliação das Barragens Subterrâneas do Médio Vale do Jequitinhonha - MG*. Dissertação de mestrado. Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Escola de Engenharia, UFMG. 2006.
- VIEIRA, V. P. P. B. Os Desafios da Política de Gestão Integrada de Recursos Hídricos no Semi-Árido. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos- RBRH*. Vol. 08 nº 02, 2003. 12p.
- VIEIRA, C. P. & PALMIER, L. R.. Medida e modelagem da interceptação da chuva em uma área florestada na região metropolitana de Belo Horizonte; Minas Gerais. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 11, p. 101-112, 2006.
- WAGENER, T., WHEATER, H.S., GUPTA, H.V. *Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments*, Imperial College Press, 2004.
- WALKER, J. P.; WILLGOOSE, G. R. & KALMA, J. D. The Nerrigundah data set: Soil moisture patterns, soil characteristics, and hydrological flux measurements. *WATER RESOURCES RESEARCH*, VOL. 37, NO. 11, PAGES 2653–2658. 2001.

- WALKER, J. P., WILLGOOSE, G. R. & KALMA, J. D. In-Situ Measurement of Soil Moisture: A Comparison of Techniques. *Journal of Hydrology*, 293:85-99. 2004.
- WESTERN, A.W., BLÖSCHL, G., GRAYSON, R.B.. Geostatistical characterisation of soil moisture patterns in the Tarrawarra Catchment. *Journal of Hydrology* 205, 20–37. 1998.
- WESTERN, A. W. & G. BLÖSCHL. On the spatial scaling of soil moisture, *J. Hydrol.*, 217, 203– 224. 1999.
- WESTERN, A. W.; GRAYSON, R. B.; GREEN, T. R. The Tarrawarra project: high resolution spatial measurement, modelling and analysis of soil moisture and hydrological response. *Hydrol. Process.* 13, 633-652. 1999.
- WESTERN, A. W.; ZHOU, S.; GRAYSON, R.B.; MCMAHON, T.A.; BLÖSCHL, G. & WILSON, D.J.: Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 286, 113-134. 2004.
- WHEATER H. & AL-WESHAH R. A.. Hydrology of wadi systems. In IH Regional Network on Wadi Hydrology in the Arab Region, IHP-V, Technical Documents in Hydrology No. 55. UNESCO: Paris. 2002.
- WHEATER, H. S. Workshop Introduction: Hydrological processes, groundwater recharge and surface water-groundwater interactions in arid and semi arid areas. In: INTERNATIONAL TRAINING WORKSHOP ON GROUNDWATER MODELLING. Lanzhou, China. 2007.
- WHEATER, H. S., SOROOSHIAN, S. & SHARMA, K. D. Hydrological Modelling for Arid and Semi-arid Areas. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 2008.
- WHITEHEAD, P.G.; ROBINSON, M. Experimental basin studies: an international and historical perspective of forest impacts. *Journal of Hydrology*, v.145, p.217-230, 1993.
- WILLIAMS, A.G., TERNAN, J.L., FITZJOHN, C., DE ALBA, S., PEREZ-GONZALEZ, A.. Soil moisture variability and land use in a seasonally arid environment. *Hydrological Processes* 17, 225–235. 2003.
- WILBY, R.L. (Ed.) *Contemporary Hydrology* Wiley, Chichester, UK, 354pp. 1997.
- WILSON, D.J.; WESTERN, A.W.; GRAYSON, R.B.; BERG, A.A.; LEARC, M.S.; RODELLD, M.; FAMIGLIETTI, J.S; WOODS, R.A.; MCMAHON, T.A. Spatial distribution of soil moisture over 6 and 30 cm depth, Mahurangi river catchment, New Zealand. *Journal of Hydrology* 276, 254–274. 2003.
- YADAV, M., WAGENER, T. & GUPTA, H.V. Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins. *Advances in Water Resources*, 30(8), 1756-1774. 2007.
- YAIR, A. & LAVEE, H.. Application of the concept of partial area contribution to small arid watersheds. In: V. Singh (Editor), *Proc. Int. Symp. on Rainfall-Runoff Modeling*, Miss. State Univ., Miss. Water Resour. Publ., Ford Collins, Colo. 1981.

YATHEENDRADAS, S.; WAGENER, T.; GUPTA, H.; UNKRICH, C.; GOODRICH, D.; SCHAFFNER, M.; STEWART, A.. Understanding uncertainty in distributed flash flood forecasting for semiarid regions. *Water Resources Research* 44 (5), 1–2. 2008.

ZENG, N.; SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C. Influence of temporal variability of rainfall on interception loss. Part 1. Point analysis. *Journal of Hydrology* 228, 228–241. 2000

ZHAO, R. J.; ZHUANG, Y. L.; FANG, L. R.; LIU, X. R.; ZHANG, Q.S.. The Xinanjiang Model, *Hydrological Forecasting Proceedings, Oxford Symposium, IAHS 129*, pp. 351-356. 1980.

ZHAO, Y.; PETH, S.; HALLETT, P.; WANG, X.; GIESE, M.; GAO, Y.; & HORN, R. Factors controlling the spatial patterns of soil moisture in a grazed semi-arid steppe investigated by multivariate geostatistics. *Ecohydrol.* 2010.

ZHOU, X.; LIN H.; & ZHU, Q.. Temporal stability of soil moisture spatial variability at two scales and its implication for optimal field monitoring. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 4: 1185–1214. 2007.

ANEXOS

A1 - Modelo Rio Grande

O modelo Rio Grande adaptado é concentrado, contínuo, de simulação em intervalo de tempo diário e horário, composto de dois módulos: produção e concentração.

Módulo de Produção

O módulo de produção (Figura A.1) é fundamentado na conceitualização do modelo Xinanjiang, inicialmente descrito por Zhao *et al.* (1980), e utilizado no sistema Rio Grande (NAGHETTINI *et al.*, 2002). No módulo de concentração utiliza-se uma função de transferência baseada no hidrograma unitário sintético de Clark, conforme a formulação original do *Hydrologic Engineering Center* do *U. S. Army Corps of Engineers* (HEC, 1981).

O balanço de umidade do solo do módulo de produção do modelo Rio Grande que foi adaptado para o semiárido pode ser empregado com discretização espacial concentrada e intervalos de tempo horário e diário.

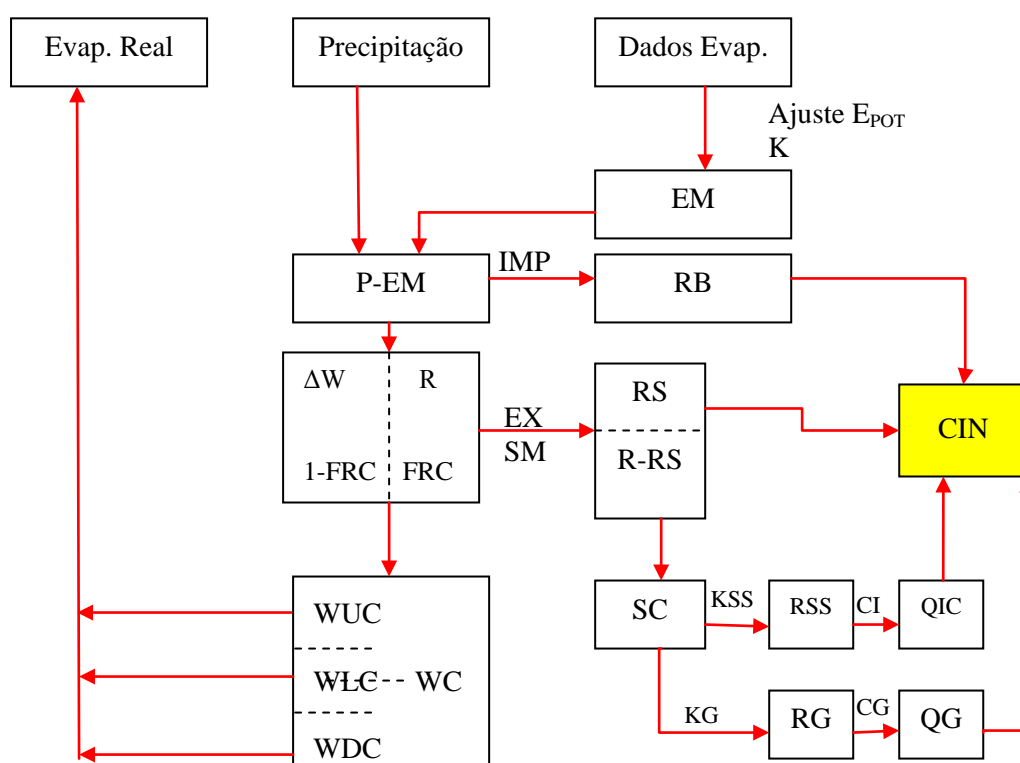


Figura A.1 - Esquematização do módulo de produção

Fonte: Oliveira e Silva *et al.* (2007)

Os termos utilizados pelo módulo de produção são apresentados abaixo:

K - coeficiente de correção da evapotranspiração potencial (ETP) a ser aplicado tanto em dados evaporimétricos, como em estimativas de ETP obtidas por expressões teóricas. Em geral, esse coeficiente, apesar de ser uma variável sazonal, é tomado como uma constante entre 0,6 e 0,98;

P - precipitação;

R - escoamento;

EM - evapotranspiração potencial pode ser estimada diretamente a partir de dados de tanque evaporimétrico ou indiretamente por meio de dados meteorológicos. No primeiro caso, pode-se empregar o coeficiente de tanque *K* para estimar a ETP potencial a partir dos dados evaporimétricos. Em geral, esse coeficiente, apesar de ser uma variável sazonal, em regiões semiáridas é tomado como uma constante entre 0,6 a 0,98;

IMP - fração de área impermeável da bacia – para bacias no semiárido. Em geral, $IMP > 0,0005$;

RB - escoamento das áreas impermeáveis quando $P - E > 0$;

RG - escoamento subterrâneo;

ΔW - variação do conteúdo de água capilar no solo no início e no final do intervalo de tempo analisado;

WC - conteúdo de água capilar no solo;

WUC - conteúdo de água capilar na zona superior do solo, compreendida, usualmente, entre 70 mm e 100 mm para bacias do semiárido;

WLC - conteúdo de água capilar na zona inferior do solo, em geral, entre 150 e 200 mm;

WDC - conteúdo de água capilar na zona profunda do solo. Deve-se lembrar aqui que a capacidade de tensão média espacial (*WC*) é a soma das capacidades da tensão das três camadas, ou seja, $WC = WUC + WLC + WDC$, e representa uma medida da aridez da bacia,

variando, em geral, de 80 mm em áreas úmidas a 380 mm em áreas semiáridas. Determina-se WDC a partir dos valores adotados para WC, WUC e WDC;

FRC - área geradora do escoamento superficial;

SC - conteúdo de água livre ou gravitacional no solo;

RS - escoamento superficial;

SM - capacidade média espacial de água livre ou gravitacional no solo, a qual controla a magnitude do escoamento superficial. O valor de *SM* depende da profundidade da camada superficial de maior condutividade hidráulica;

SC - conteúdo de água livre ou gravitacional;

EX - expoente da curva de distribuição espacial da curva de capacidade de água livre ou gravitacional. Em geral, é tomado entre os valores de 0,25 a 2,0, com maior frequência entre 1,0 e 1,5;

KG - coeficiente do fluxo diário do escoamento subterrâneo, variando entre 0,30 e 0,60. A relação KSS/KG representa a proporção entre os fluxos subsuperficial e subterrâneo. A soma $KSS + KG$ indica a velocidade de drenagem da água gravitacional. De acordo com Zhao (1984), para uma bacia de cerca de 1000 km², $KSS + KG \approx 0,7$. Nas bacias de regiões úmidas e semi-úmidas $KSS < KG$, enquanto que nas bacias do semiárido mineiro, $KSS > KG$.

KSS - coeficiente do fluxo diário do escoamento subsuperficial, com valores típicos entre 0,30 e 0,60;

RSS - escoamento subsuperficial;

CI - coeficiente de recessão do fluxo subsuperficial diário, o qual pode ser facilmente obtido por análise de hidrogramas observados, possuindo valores usuais entre 0,6 e 0,75;

CG - coeficiente de recessão do fluxo subterrâneo diário, igualmente possível de determinação por análise de hidrogramas observados, possuindo valores usuais entre 0,80 e 0,90 para as bacias do semiárido mineiro;

QIC - afluxos subsuperficiais aos elementos de drenagem;

QG - afluxos subterrâneos à rede de drenagem; e

CIN - deflúvio total afluyente à rede de drenagem.

Formação do Escoamento

É razoável considerar que a formação do escoamento irá depender particularmente da umidade inicial presente no solo e do volume de precipitação. No modelo Rio Grande, a formação do escoamento se limita às situações em que é superado o volume máximo de armazenamento de umidade do solo. Colocando de outra forma, não haverá escoamento antes que a umidade do solo da zona aerada alcance a chamada capacidade de campo ou retenção específica. Alcançada a capacidade de campo, todo o volume precipitado, subtraído da evapotranspiração, converte-se em escoamento.

Para uma amostra de solo, pode-se representar o balanço hídrico da seguinte forma:

- antes da capacidade de campo ser atingida, tem-se:

$$P - E = WC_2 - WC_1 \quad (A.1)$$

- depois da capacidade de campo ser atingida, tem-se:

$$P - E - R = WM - WC_1 \quad (A.2)$$

onde WM é a capacidade de campo; e WC_1 e WC_2 representam, respectivamente, o conteúdo de umidade do solo ao início e ao final de um dado intervalo de tempo.

A capacidade de campo é definida como a quantidade de água que uma dada amostra de solo retém contra a ação da gravidade, após totalmente inundada e deixada a drenar por uns poucos dias, em condições de campo. A capacidade de campo determina o volume máximo aproximado que um solo bem drenado pode armazenar por longos períodos sem evapotranspiração.

Dentro da estrutura conceitual Xinanjiang, a parte da capacidade de campo que se pode eliminar por meio da evapotranspiração é denominada de capacidade de retenção específica

da água ou simplesmente capacidade de tensão capilar da água do solo. Representa o déficit máximo da umidade do solo para a evapotranspiração.

Volume de Escoamento

As equações A.1 e A.2 representam os balanços pontuais de umidade. Em uma bacia, deve-se ter em conta a distribuição espacial da capacidade de tensão capilar da água, uma vez que se sabe de antemão que ela não é uniforme. Para esse fim, utiliza-se uma curva paramétrica para a distribuição espacial da capacidade de água de tensão, tal como exemplificada na Figura A.2.

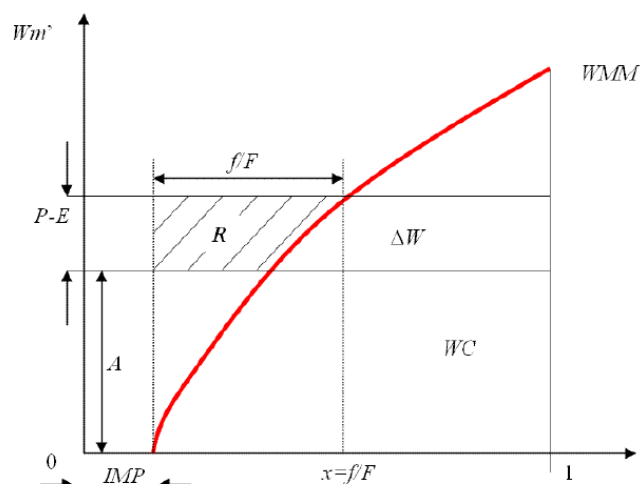


Figura A.2 - Distribuição espacial da capacidade de tensão capilar da água do solo
Fonte: Oliveira e Silva *et al.* (2007)

Na Figura A.2, as ordenadas representam a capacidade de tensão pontual Wm' e as abcissas denotam a fração f (da área total F da sub-bacia) em que a capacidade de tensão é menor ou igual a Wm' , sendo IMP a fração correspondente à área impermeável.

Na escala da bacia, o escoamento somente ocorrerá nas áreas onde o conteúdo de umidade do solo tiver alcançado a capacidade de tensão capilar. Nesse caso, a equação do balanço hídrico torna-se:

$$P - E - R = WC_2 - WC_1 \quad (A.3)$$

Pode-se ilustrar o emprego da curva de capacidade de tensão capilar a partir da Figura A.2. De fato, pode-se expressar essa curva pela seguinte função do B -ésimo grau:

$$\frac{f}{F} = (1 - IMP) \left[1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM} \right)^B \right] + IMP \quad (\text{A.4})$$

Se $IMP = 0$, a equação A.4 torna-se:

$$\frac{f}{F} = \left[1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM} \right)^B \right] \quad (\text{A.5})$$

onde WMM é a máxima capacidade de tensão capilar pontual na bacia em análise; B é o expoente da curva de distribuição em área da tensão capilar, o qual é uma medida da não-uniformidade espacial.

De acordo com esse raciocínio, a capacidade de tensão média espacial pode ser dada por:

$$WM = \int_0^1 Wm' d\left(\frac{f}{F}\right) = \frac{WMM(1 - IMP)}{1 + B} \quad (\text{A.6})$$

A ordenada correspondente à umidade inicial do solo WC_1 é dada por:

$$A = WM \left[1 - \left(1 - \frac{WC_1}{WM} \right)^{\frac{1}{1+B}} \right] \quad (\text{A.7})$$

Se a precipitação é menor do que a evapotranspiração, ou seja, se $P - E \leq 0$, não ocorrerá nenhum escoamento ou $R = 0$. Caso contrário, se $P - E + A \leq WMM$, então:

$$R = P - E - WM + WM \left[1 - \left(\frac{P - E + A}{WMM} \right) \right]^{1+B} \quad (\text{A.8})$$

ou, se $P - E + A > WMM$, então:

$$R = P - E - WM + WC_1 \quad (\text{A.9})$$

Como resultado da dedução das equações anteriores, ressalta-se uma característica muito importante desse modelo, observada com base na equação a seguir:

$$\frac{dR}{d(P - E)} = 1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM}\right) = \frac{f}{F} \quad (\text{A.10})$$

Por meio da equação 4.16, torna-se fácil compreender que a área geradora do escoamento (f / F) é igual a $(P - E)$, não havendo escoamento adicional no resto da área.

Escoamentos Superficial, Subsuperficial e Subterrâneo

O escoamento ocorre em pontos da bacia onde a umidade do solo atinge a capacidade de tensão capilar. Analogamente aos conceitos da hidrologia de vertentes, o escoamento divide-se em três tipos: superficial, subsuperficial e subterrâneo. O primeiro ocorre depois que a umidade do solo atinge o máximo armazenamento de água gravitacional ou livre. De acordo com essa ideia, a chamada água livre é definida como qualquer suprimento adicional acima da capacidade de campo. Evidentemente, o escoamento proveniente das áreas impermeáveis é sempre superficial e calculado por:

$$RB = IMP(P - E) \quad (\text{A.11})$$

onde RB é o escoamento das áreas impermeáveis para $P - E > 0$.

Para as áreas permeáveis, o cálculo do escoamento superficial é realizado por meio da curva de distribuição espacial da capacidade de água livre. De modo similar à água capilar, a curva de distribuição da capacidade de água livre pode ser expressa por:

$$\frac{f}{F} = 1 - \left(1 - \frac{SM}{SMM}\right)^{EX} \quad (\text{A.12})$$

onde EX denota o seu grau de não uniformidade. A Figura A.3 ilustra a forma dada pela Equação A.12.

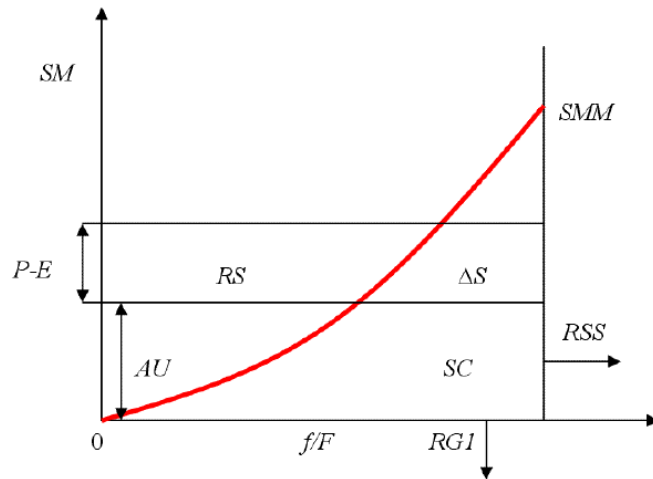


Figura A.3 - Distribuição espacial da capacidade de água livre
 Fonte: Oliveira e Silva *et al.* (2007)

A ordenada da umidade livre inicial (AU) é dada por:

$$AU = SMM \left[1 - \left(1 - \frac{SC}{SM} \right)^{\frac{1}{1+EX}} \right] \quad (\text{A.13})$$

sendo válida a seguinte relação entre capacidade máxima pontual SMM e a média espacial SM:

$$SMM = SM(1 + EX) \quad (\text{A.14})$$

De acordo com as Equações A.12, A.13 e A.14, o volume de escoamento superficial pode ser calculado pelas seguintes expressões:

- se $P - E + A < SMM$,

$$RS = \left\{ P - E - SM + SC + SM \left[1 - \frac{(P - E + AU)}{SMM} \right]^{1+EX} \right\} FRC \quad (\text{A.15})$$

- se $P - E + A \geq WMM$,

$$RS = \{P - E - SM + SC + SM\} FRC \quad (\text{A.16})$$

As contribuições de água gravitacional para os escoamentos subsuperficial e subterrâneo são especificadas pelos coeficientes KSS e KG. Essas contribuições podem ser calculadas por meio das seguintes equações:

$$RSS = SC.FRC.KSS \quad (A.17)$$

$$RG = SC.FRC.KG \quad (A.18)$$

Afluxos para os elementos de drenagem

A fase dos afluxos à rede de drenagem procura sintetizar as diferentes cronologias com que as lâminas d'água, provenientes das colunas de solo, tornam-se disponíveis para os elementos do sistema de drenagem da bacia. De fato, o escoamento superficial e a lâmina d'água proveniente das áreas impermeáveis tornam-se disponíveis para os elementos do sistema de drenagem de forma muito mais rápida do que o fazem os escoamentos subsuperficial e subterrâneo. A inclusão desse fato no modelo é realizada por meio da propagação dos fluxos subsuperficial e subterrâneo através de um reservatório linear. Os afluxos subsuperficiais aos elementos de drenagem, aqui denotados por QIC, são calculados por:

$$QIC_t = QIC_{t-1}.CI + RSS.(1 - CI) \quad (A.19)$$

onde CI é o coeficiente de recessão do escoamento subsuperficial para o intervalo de tempo utilizado [t-1,t], os quais, no modelo Rio Grande, pode ser diário ou horário.

Por sua vez, os afluxos subterrâneos à rede de drenagem, representados por QGC, são calculados por:

$$QGC_t = QGC_{t-1}.CG + RG.(1 - CG) \quad (A.20)$$

onde CG é o coeficiente de recessão do escoamento subsuperficial para o intervalo de tempo utilizado [t-1,t], diário ou horário.

O deflúvio total CIN, afluyente à rede de drenagem, em mm/km², durante o intervalo de tempo em questão, é calculado pela soma dos termos RS, RB, QIC e QGC. Formalmente, tem-se:

$$CIN = RS + RB + QIC + QGC \quad (A.21)$$

Evapotranspiração

À medida que a coluna de solo é submetida à ação da evapotranspiração, inicia-se a depleção da umidade armazenada sob forma de água sobtensão capilar. Pode-se dividir a região aerada do solo em zonas superior, inferior e profunda, com capacidades de tensões capilares médias espaciais

dadas, respectivamente, por WUM, WLM e WDM. Tanto o armazenamento quanto a depleção da umidade da região aerada do solo ocorrem na seguinte ordem: zona superior, depois inferior e, em seguida, profunda.

A evapotranspiração potencial (EM) pode ser estimada diretamente a partir de dados de tanque evaporimétrico ou indiretamente por meio de dados meteorológicos. No primeiro caso, pode-se empregar o coeficiente de tanque K para estimar a ETP potencial a partir dos dados evaporimétricos.

Na zona superior, a evapotranspiração é igual à ETP potencial. Em consequência, se $WUC > EM$, pode-se escrever:

$$EU = EM \quad (\text{A.22})$$

onde WUC é o conteúdo de água capilar na zona superior; EM é a evapotranspiração potencial; e EU é a evapotranspiração real ou efetiva na zona superior.

Na zona inferior, a evapotranspiração é igual à ETP potencial multiplicada pela razão entre o conteúdo e a capacidade de água de tensão capilar na zona inferior. Logo, se $WUC = 0$, tem-se:

$$EL = EM \cdot \frac{WLC}{WLM} \quad (\text{A.23})$$

onde WLC é o conteúdo de água capilar na zona inferior; EM é a evapotranspiração potencial; e EL é a evapotranspiração real ou efetiva na zona inferior.

Na zona profunda, a evapotranspiração é uma fração da ETP potencial, a qual é proporcional à área da bacia com vegetação de raízes profundas. Logo, se $WUC = 0$ e $WLC = 0$, então:

$$ED = C \cdot EM \quad (\text{A.24})$$

onde C é o coeficiente de evapotranspiração da zona aerada profunda; EM é a evapotranspiração potencial; e ED é a evapotranspiração real ou efetiva na zona profunda.

Se a evapotranspiração real da zona inferior é menor do que $ED = C \cdot EM$, ou seja, se $WLC/WLM < C$, então:

$$EL = C \cdot EM \quad (A.25)$$

Finalmente, a evapotranspiração efetiva total, denotada por E, é calculada por meio da soma dos termos correspondentes às zonas superior, inferior e profunda, ou seja:

$$E = EU + EL + ED \quad (A.26)$$

Módulo de concentração

No modelo Rio Grande, o módulo de concentração gera uma série de pulsos discretos de lâminas de escoamento total CIN, incluindo os fluxos superficial, subsuperficial e subterrâneo, sobre uma área unitária da bacia em estudo, de extensão de N dias, entre as datas inicial e final de simulação.

Embora se presuma a uniformidade destas lâminas de escoamento sobre a bacia, há que se considerar que diferentes áreas concentrarão suas respectivas contribuições em diferentes tempos na seção exutória. No modelo Rio Grande, essa consideração é posta em prática, por meio de uma função de transferência baseada no hidrograma unitário sintético de Clark.

O hidrograma unitário sintético de Clark requer os três seguintes parâmetros:

- TC: tempo de concentração da sub-bacia, aqui fixado como um número inteiro de horas e usado para se ter em conta os efeitos de translação;
- R: coeficiente de armazenamento da sub-bacia, também expresso em um número não necessariamente inteiro de horas e empregado para se incorporar os efeitos de armazenamento aos de translação; e
- Histograma Tempo-Área, o qual representa a distribuição temporal das áreas da sub-bacia que contribuem para a formação das vazões na seção exutória.

O tempo de concentração TC pode ser obtido por meio de fórmulas empíricas ou por análise de hidrogramas observados; no modelo Rio Grande, a primeira opção é empregada. Uma vez conhecido TC, o coeficiente de armazenamento R pode ser deduzido a partir da fórmula empírica $TC + R = 0,625 \cdot \sqrt{\text{Área total}}$, sugerida por HEC (1981), com a área expressa em km².

No modelo Rio Grande, emprega-se o histograma tempo-área sintético, proposto por HEC (1981), cuja formulação baseia-se apenas na forma dominante da bacia.

Calibração dos Parâmetros do Modelo

O módulo de produção, responsável pelo cálculo da série contínua de deflúvios superficiais a partir das alturas diárias ou horárias de chuva sobre a bacia, dispõe de 13 parâmetros sujeitos a calibração, que são: K, IMP, WU, WL, WD, SM, B, EX, C, KSS, KG, CI e CG.

O módulo de concentração necessita da área de drenagem, em km², e a forma dominante da bacia, que é representada pelo parâmetro Kc, o qual tem o valor 1,0 para bacia losangular, 1,5 para retangular e 2,0 para elipsoidal.

As variáveis de estado que devem assumir um valor inicial são o percentual de volume de armazenamento da umidade no solo inicial e o percentual inicial de área da bacia que produz escoamento superficial. No modelo Rio Grande, os 13 parâmetros do módulo de produção podem ser calibrados manual ou automaticamente. O critério para avaliar a qualidade da calibração é realizado pelo coeficiente de Nash-Sutcliffe, ou seja:

$$\text{Nash - Sutcliffe} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n [Q_t^{obs} - Q_t^{sim}]^2}{\sum_{t=1}^n [Q_t^{obs} - \bar{Q}^{obs}]^2} \quad (\text{A.27})$$

na qual Q^{obs} é a vazão observada no tempo t; Q^{sim} é a vazão simulada no tempo t; \bar{Q}^{obs} é a média das vazões observadas. O critério de Nash-Sutcliffe indica a percentagem da variância natural do processo modelado que é explicada pelo modelo em relação ao modelo mais simples que apenas estima a média dos valores observados (\bar{Q}^{obs}).

A calibração manual é um método de tentativa e erro no qual o usuário fornece o primeiro conjunto de parâmetros e analisa os resultados. Os valores dos parâmetros são alterados até que seja obtido um resultado considerado satisfatório.

A calibração automática é realizada pelo algoritmo DDS, acrônimo dos termos em inglês *Dynamically Dimensioned Search*, proposto por Tolson (2005). O algoritmo DDS não foi concebido para convergir precisamente para o máximo global. Na realidade, ele foi elaborado para convergir para a região do máximo global, na melhor hipótese, ou para um máximo local satisfatório, na pior hipótese. No contexto do modelo Rio Grande, as soluções fornecidas pelo algoritmo DDS devem ser verificadas e, se necessário, recomenda-se proceder ao seu

refinamento por meio da recalibração manual de alguns parâmetros do elemento funcional de produção.

Informações adicionais sobre o modelo Rio Grande podem ser obtidas em Naghettini *et al.* (2002) e sobre o modelo adaptado para o semiárido podem ser obtidas em Oliveira e Silva *et al.* (2007).

A2 - Modelo MORECS

O modelo *Met Office Rainfall and Evaporation Calculation System* (MORECS) foi desenvolvido durante a década de 1970 e tornou-se operacional em 1977 (MET OFFICE, 2003). Em 1981 ocorreu uma grande revisão e o sistema continuou basicamente inalterado até 1995, quando foi lançada uma segunda versão.

MORECS é um programa de computador que utiliza dados meteorológicos diários para fornecer estimativas de evaporação, déficit de umidade do solo (*soil moisture deficit - SMD*) e precipitação efetiva.

O MORECS utiliza um modelo simples de extração da umidade do solo e seu sistema de operação é composto por quatro partes (GARDNER & FIELD, 1983; PALMIER, 1995):

- 1) dados de entrada meteorológicos;
- 2) dados de umidade do solo;
- 3) estimativas do SMD; e
- 4) dados de saída.

O modelo MORECS (ver Figura A.4) realiza o balanço da umidade do solo a partir da precipitação e da evaporação. A evaporação é calculada utilizando a equação de Penman-Monteith.

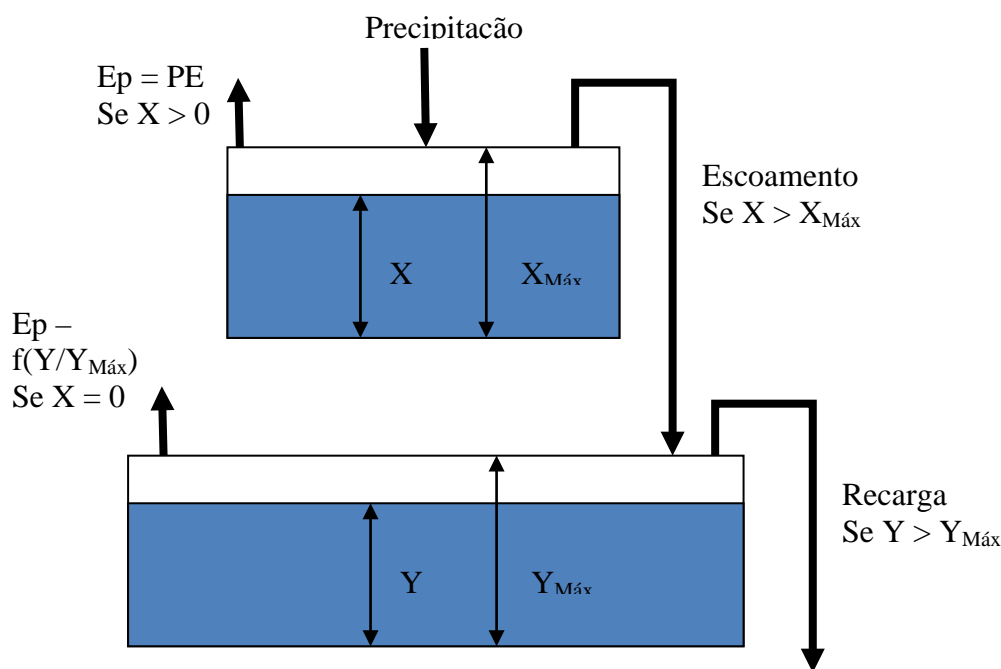


Figura A.4 - Esquemática do MORECS

A extração da umidade do solo no modelo MORECS admite que a água disponível para a cultura é distribuída em dois reservatórios, X e Y, e quando o solo está na capacidade de campo, esses reservatórios contêm, respectivamente, $x\%$ ($X_{máx}$) e $(100-x)\%$ ($Y_{máx}$) da água disponível no solo (GARDNER & FIELD, 1983; PALMIER, 1995). De acordo com Met Office (2003), a capacidade de campo é obtida quando o déficit da umidade do solo alcança o valor zero.

Admitindo que é conhecida a quantidade de água que permanece em cada reservatório após o balanço do dia anterior, a precipitação diária é somada ao conteúdo de água na camada superior. A precipitação enche primeiramente X e quando o reservatório está cheio inicia-se o enchimento de Y. Quando os reservatórios X e Y estão cheios, qualquer excesso de precipitação sobre a evapotranspiração é considerado como chuva efetiva.

A remoção da água da camada superior é realizada pela evapotranspiração potencial. Se a demanda da evaporação potencial diária, E_p é maior do que a quantidade da água armazenada no reservatório superior, a demanda é atendida com o deplecionamento do reservatório inferior.

Caso o reservatório superior seja esvaziado (ou esteja vazio no início do processamento de um dado intervalo de tempo), a demanda restante (ou total) de evaporação é atendida com o

deplecionamento do reservatório inferior considerando uma taxa de redução que é igual à razão entre o valor armazenado e a capacidade do reservatório. Se o reservatório inferior for esvaziado, a demanda de evaporação não pode mais ser atendida.