

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

**PREVISÃO DE LONGO PRAZO DA UMIDADE DO SOLO  
NA BACIA DO RIO URUGUAI**

Claudinéia Brazil Saldanha

*Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação  
em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental  
da Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
como requisito parcial para a obtenção do  
título de Doutor.*

Orientador: Dr. Carlos Eduardo Morelli Tucci

Co-Orientador: Dr. Pedro Leite da Silva Dias

**Banca Examinadora**

Prof. Dr<sup>a</sup>. Cíntia Bertacchi Uvo – LTH - Suécia

Prof. Dr<sup>a</sup>. Denise Cybis Fontana – DPFA/UFRGS

Prof. Dr. Walter Collischonn - IPH/UFRGS

Dezembro, 2009

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do prof. Carlos Eduardo Morelli Tucci da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e co-orientação do prof. Pedro Leite da Silva Dias da Universidade de São Paulo.

## AGRADECIMENTOS

*Ao meu orientador Prof. Carlos Tucci pela motivação, pelas discussões e sugestões durante todo o período de doutorado e meu co-orientador Prof. Pedro Leite da Silva Dias pelas inúmeras dicas e sugestões que foram dadas.*

*Aos membros da comissão de avaliação do exame de qualificação e da defesa final pelas críticas e sugestões.*

*Aos professores Walter Collischonn e David da Motta Marques pela atenção e oportunidade de desenvolver trabalhos em conjunto.*

*Aos Professores Louzada, Lawson, Denise Fontana, Cintia Uvo, Clarke, Homero, Gilberto Diniz, pelas dicas dadas durante o doutorado.*

*Ao Prof. Eric Woody da Universidade de Princeton –EUA e sua equipe pela atenção e disponibilização dos dados de previsão de precipitação.*

*Aos amigos Adriano Rolim e Fernando (Bike) que com paciência e atenção, me ajudaram em partes importantes da minha pesquisa.*

*Aos meus amigos de estudo Regina, Lidiane, Ferdnando e Alfonso, que me auxiliaram diversas vezes durante a primeira fase do doutorado.*

*A todos os meus amigos e colegas do IPH-UFRGS que sempre me apoiaram, e dividiam a rotina diária de trabalho em particular ao Daniel, Ruth, Leandro (Baiano), Fabrício, Tatiana Albuquerque, Andréia Castro, Ester, Fabiano, Roger, Adriano, Juan, Chris, Rodrigo, Ruberto, Diogo, Raquel e todos aqueles que não foram citados.*

*Aos meus amigos Angélica, Anderson, Freddy e Janete pela amizade, incentivo e companheirismo.*

*Aos funcionários do IPH, pela atenção e prestatividade.*

*Ao Cnpq pela concessão da bolsa de doutorado.*

*Aos meus familiares em especial meus pais Claudio Mairan Brazil e Maria Luisa Machado Brazil, pelo imenso apoio e compreensão durante a execução deste trabalho e que sempre estiveram presentes em todos os momentos da minha vida, me apoiando e incentivando.*

*E por fim e o mais importante dos agradecimentos, **ao meu marido Rogério e ao meu filho Miguel** pela paciência, carinho e compreensão de todo o tempo que não foi possível estar presente, sempre me apoiando nos momentos mais difíceis. A vocês dois dedico este trabalho.*

**RESUMO**

A umidade do solo é uma variável importante na interação solo-atmosfera, contribuindo nos processos hidrológicos e na agricultura. A determinação desta variável é um dado fundamental no planejamento das atividades agrícolas, inclusive na escolha do tipo de cultura mais adequada ao clima da região. O armazenamento de água no solo também é importante na agricultura irrigada, em que o tempo de irrigação e a quantidade de água a ser aplicada podem ser determinados utilizando experimentos eficientes. Esta pesquisa tem como foco a previsão de umidade do solo para a agricultura de sequeiro que depende fortemente da umidade, utilizando exclusivamente a água da chuva para completar o ciclo da cultura. Com base na umidade do solo também foi analisada a previsão da produtividade agrícola. A previsão de longo prazo foi desenvolvida a partir das previsões de precipitação do modelo CFS (*Climate Forecast System*) com o horizonte de até 6 meses e estimada a umidade do solo com base no módulo de balanço de água no solo do modelo hidrológico MGB-IPH. Os resultados obtidos mostraram que a metodologia proposta nesta pesquisa apresenta melhores resultados de previsão com relação aos métodos atualmente existentes, considerando a redução do erro padrão da estimativa com antecedências de 1 a 6 meses. Estes resultados permitem melhorar a estimativa da umidade do solo e da produtividade agrícola em sub-regiões da bacia do rio Uruguai no Rio Grande do Sul com as antecedências mencionadas.

**ABSTRACT**

Soil moisture is a very important variable in the interaction soil-atmosphere, contributing in hydrological processes and in agriculture. Determining this variable is an essential data for planning farming activities, and also when choosing the most adequate type of culture depending on the climate of the region. Water storage in the soil is also important for irrigated agriculture, in which the irrigation time and the amount of water to be applied can be determined using efficient experiments. This research focuses soil moisture forecast on dryland farming that strongly depends on the soil humidity, mostly using rainfall to complete the culture cycle and analysis of agricultural productivity forecast. The long term forecast was developed based on CFS precipitation models (Climate Forecast System) with a horizon of up to 6 months and estimated soil moisture based on the module of water balance in the soil of the hydrological model MGB-IPH. The results showed that the proposed methodology in this research provides the best prediction results compared to the current applied methods, considering the reduction of the standard error of estimate in horizon from 1 to 6 months. These results allow better estimation of soil moisture and agricultural productivity in sub-region of the Uruguay river basin in Rio Grande do Sul.

## Sumário

<b>RESUMO .....</b>	<b>I</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>II</b>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Justificativa .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 Objetivos .....</b>	<b>2</b>
<b>1.3 Organização do texto .....</b>	<b>3</b>
<b>2 BALANÇO HÍDRICO NO SOLO .....</b>	<b>4</b>
<b>2.1 Precipitação .....</b>	<b>4</b>
2.1.1 Estimativa por satélite .....	5
2.1.2 Estimativa da precipitação por reanálises .....	7
2.1.3 Comparação .....	10
2.1.4 Previsão de precipitação .....	10
<b>2.2 Evapotranspiração .....</b>	<b>17</b>
<b>2.3 Modelos de Umidade do solo .....</b>	<b>19</b>
2.2.1 Método de Thornthwaite e Mather .....	20
2.2.2 Método da FAO .....	23
2.2.3 Modelo hidrológico (MGB-IPH) .....	25
<b>2.3 Seleção do modelo de umidade do solo .....</b>	<b>29</b>
2.3.1 Base de dados: Cerrado Pé-gigante .....	29
2.3.2 Comparação dos métodos .....	33
<b>3 PREVISÃO DE UMIDADE DO SOLO .....</b>	<b>41</b>
<b>3.1 Estrutura .....</b>	<b>41</b>
<b>3.2 Modelo de previsão de precipitação .....</b>	<b>41</b>
<b>3.3 Modelo hidrológico de previsão da umidade do solo .....</b>	<b>42</b>
<b>3.4 Área de estudo .....</b>	<b>43</b>
<b>3.5 Previsão de precipitação .....</b>	<b>46</b>
3.5.1 Avaliação da precipitação prevista .....	46

<b>3.6 Estimativa dos parâmetros do modelo hidrológico .....</b>	<b>58</b>
<b>3.7 Avaliação temporal da previsão de umidade do solo .....</b>	<b>60</b>
<b>3.8 Análise dos resíduos.....</b>	<b>72</b>
<b>4 PREVISÃO DE PRODUTIVIDADE DE SOJA .....</b>	<b>78</b>
<b>4.1 Características da produção .....</b>	<b>78</b>
<b>4.2 Tendência tecnológica .....</b>	<b>82</b>
<b>4.3 Modelo de regressão.....</b>	<b>84</b>
<b>4.4 Modelo de regressão e coeficiente de correlação (r).....</b>	<b>84</b>
<b>4.5 Previsão de produtividade de soja .....</b>	<b>86</b>
<b>5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>92</b>
<b>6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>98</b>
<b>ANEXO A.....</b>	<b>110</b>
<b>ANEXO B.....</b>	<b>132</b>

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 2.1.** Esquema da discretização horizontal e vertical do modelo global.

**Figura 2.2.** Neurônio matemático.

**Figura 2.3.** Representação esquemática do sistema de previsão por conjunto (“ensemble”).

**Figura 2.4.** Fluxograma simplificado do método de Thornthwaite & Matter.

**Figura 2.5.** Componentes do Balanço Hídrico.

**Figura 2.6.** Fluxograma da metodologia proposta pela FAO.

**Figura 2.7.** Fluxograma da metodologia baseada no modelo de balanço de água no solo do modelo MGB-IPH.

**Figura 2.8.** Localização do sítio de monitoramento dos fluxos de vórtices turbulentos no cerrado *sensu stricto* (FONTE: RUHOFF *et al.*, 2009)

**Figura 2.9.** Descrição da coleta de umidade do solo no sitio experimental de cerrado ss.

**Figura 2.10.** Variação diária da umidade do solo observada e estimada através dos diferentes métodos.

**Figura 2.11.** Variação sazonal das médias diárias de temperatura (a), umidade relativa do ar (b), precipitação(c), evapotranspiração (d). Ano de 2001.

**Figura 2.12.** Correlação entre a umidade do solo e a umidade do solo estimada: WBMGB (a); WBFAO (b); WBTHOR(c).

**Figura 2.13.** Divisão dos períodos de análises.

**Figura 2.14.** Umidade do solo mensal (a) Erro relativo (b)

**Figura 3.1.** Estrutura metodológica para a previsão de umidade do solo e produtividade de agrícola, sendo  $W_{t+1}$  [mm], previsão de umidade do solo; P[mm], precipitação prevista; ETP [mm], evapotranspiração;  $W_m$  [mm], armazenamento máximo; e p, parâmetros do modelo MGB.

**Figura 3.2.** Etapas metodológicas para a previsão de umidade do solo.

**Figura 3.3.** Área de estudo com o MNT da região de estudo

**Figura 3.4.** Subbacias do Rio Uruguai

**Figura 3.5.** Divisão dos municípios que compreendem a área de estudo destacando algumas cidades.

**Figura 3.6.** Precipitação observada e prevista para os horizontes de 1 mês, 3 meses e 6 meses, respectivamente para os meses de novembro de 1997 (a), dezembro de 1997 (b) e janeiro de 1998 (c).

**Figura 3.7.** Precipitação observada e prevista para os horizontes de 1 mês, 3 meses e 6 meses, respectivamente para os meses de novembro de 2001 (a), dezembro de 2001 (b) e janeiro de 2002 (c).

**Figura 3.8.** Desvio padrão da precipitação persistida e do modelo de previsão de precipitação para os horizontes de 1 mês, 3 meses e 6 meses.

**Figura 3.9.** Percentual de ganho com a previsão de precipitação através do modelo climático, para os horizontes de 1, 3 e 6 meses.

**Figura 3.10.** Comparação entre a precipitação observada e a precipitação prevista através do modelo global CFS para os horizontes de 1, 3 e 6 meses. (Precipitação média da área de estudo).

**Figura 3.11.** Redução de tabela de contingência 3x3 em três 2x2, para a verificação de eventos em 3 categorias.

**Figura 3.12.** Esquema da tabela de contingência com análise comparativa dos acertos erros nas estimativas da ocorrência (“sim”) e não ocorrência (“não”) de um determinado evento.

**Figura 3.13.** Classificação dos solos da região de estudo.

**Figura 3.14.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 1 mês (a), 3 meses (b) e 6 meses (c) – Bacia do Rio Ijuí.

**Figura 3.15.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Comandai.

**Figura 3.16.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Santa Rosa.

**Figura 3.17.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Buricá.

**Figura 3.18.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Turvo.

**Figura 3.19.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Guarita.

**Figura 3.20.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio da Várzea.

**Figura 3.21.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Passo fundo.

**Figura 3.22.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Apuaê.

**Figura 3.23.** Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Forquilha.

**Figura 3.24.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)-Bacia do rio Ijuí. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.25.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)- Bacia do rio Comandai. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.26.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)- Bacia do rio Santa Rosa. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.27.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)- Bacia do rio Buricá. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.28.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)- Bacia do rio Turvo. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.29.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)- Bacia do rio Guarita. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.30.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)- Bacia do rio da Várzea. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.31.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)- Bacia do rio Passo Fundo. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75;

as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.32.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Apuaê. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 3.33.** Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Forquilha. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

**Figura 4.1.** Ciclo vegetativo da soja.

**Figura 4.2.** Evolução das características do cultivo da soja nas cidades selecionadas, durante 1995 a 2005. Fonte: IBGE- Produção agrícola municipal.

**Figura 4.3.** Variação Interanual da produtividade de soja original e corrigida nos municípios de: Ijuí (a), Palmeira das Missões (b), Sananduva (c) e Sertão (d).

**Figura 4.4.** Coeficiente de correlação trimestrais para o calendário agrícola da soja entre a umidade do solo pseudo observada e a produtividade agrícola.

**Figura 4.5.** Produtividade estimada e produtividade observada da soja nos municípios de municípios de: Ijuí (a), Palmeira das Missões (b), Sananduva (c) e Sertão (d).

**Figura 4.6.** Coeficiente de correlação ( $r$ ) entre a produtividade estimada e a produtividade observada.

**Figura 4.7.** Produtividade Observada e produtividade prevista: Ijuí (a), Palmeira das Missões (b), Sananduva (c) e Sertão (d).

**Figura 4.8.** Erro médio quadrático da produtividade de soja

## LISTA DE TABELAS

**Tabela 2.1.** Descrição das variáveis coletadas nos sítios experimentais de cerrado s.s. e de cana-de-açúcar. Fonte: Juarez (2004).

**Tabela 2.2.** Dados de entrada de cada um dos modelos.

**Tabela 2.3.** Coeficiente de avaliação diária dos métodos.

**Tabela 2.4.** Coeficiente de Nash-Sutcliffe para a avaliação mensal dos métodos.

**Tabela 3.1.** Coeficiente de persistência para os horizontes de 1, 3 e 6 meses.

**Tabela 3.2.** Índices de performance na análise da previsão de precipitação para eventos secos, normal e chuvoso do modelo global CFS, para cada uma das sub-bacias da área de estudo.

**Tabela 3.3.** Capacidade máxima de armazenamento ( $W_m$ ) dos solos da área de estudo.

**Tabela 3.4.** Valores dos parâmetros associados a cada sub-bacia do rio Uruguai.

**Tabela 4.1.** Produtividade anual da soja (kg/ha), para o período de 1995 a 2005.

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Justificativa

A tomada de decisão no planejamento agrícola depende do conhecimento antecipado das condições atmosféricas, ou seja, a previsão de precipitação em conjunto com a estimativa das condições de água no solo seria suficiente para avaliar a produtividade agrícola em zonas de plantio de sequeiro, permitindo avaliar o risco da produção, principalmente em casos de ausência de alternativa de irrigação do plantio.

As previsões das variáveis hidroclimáticas podem ser realizadas com um determinado grau de precisão, por modelos climáticos e hidrológicos. A previsão pode ser de curto prazo ou de longo prazo. A previsão de curto prazo consiste no prognóstico das condições atmosféricas que irão ocorrer para os próximos minutos, horas, ou alguns dias à frente, contribuindo de forma limitada para o manejo da agricultura devido à pequena antecedência.

As previsões de longo prazo, com alguns meses de antecedência, apresentam certas limitações na precisão, pois a incerteza quantitativa de algumas variáveis climáticas previstas pelos modelos pode ser alta, mas essas informações trazem subsídios para minimizar os riscos das culturas.

A umidade do solo é uma das variáveis climáticas que mais influenciam a produção agrícola. O conhecimento antecipado desta variável contribuiria para melhor definição de quando plantar e estimar a produtividade das culturas, permitindo reduzir as incertezas na tomada de decisão do planejamento das atividades agrícolas e fornecendo subsídio sobre: (a) o potencial impacto sobre as culturas escolhidas; (b) demanda de rega, se houver disponível; (c) produtividade; e (d) investimento efetivo no plantio.

A umidade do solo pode ser medida de forma direta por diferentes instrumentos, como a sonda de nêutrons e o reflectômetro com domínio temporal (TDR) ou de frequência (FDR). Entretanto, são inviáveis para determinar a umidade do solo em áreas extensas. Com este propósito, foram desenvolvidos modelos para estimativa da umidade do solo. Estes modelos fazem o balanço hídrico do solo, calculando sistematicamente todos os fluxos decorrentes de trocas com a atmosfera (precipitação e evapotranspiração) e do próprio movimento subterrâneo da água.

Para determinar a umidade do solo com antecedência, é necessário prever as variáveis climáticas utilizadas no seu cálculo. Esta previsão pode ser realizada com modelos climáticos que apresentam ainda grandes incertezas para antecedências superiores a 10 dias. Estudos recentes (TUCCI et al., 2002; FARINA, 2006) mostraram que houve melhora neste tipo de previsão. Desta forma, é possível esperar que a umidade do solo também possa ser estimada com base nestes modelos climáticos.

## 1.2 **Objetivos**

Esta pesquisa teve como objetivo geral testar a seguinte hipótese: a previsão de longo prazo da umidade do solo pode ser utilizada como subsídio ao planejamento rural visando melhorar o manejo na agricultura de sequeiro.

Para alcançar o objetivo principal da pesquisa, foi necessário seguir os seguintes objetivos específicos:

- Avaliar as metodologias para a estimativa da umidade do solo em conjunto com a previsão;
- Avaliar a influência da umidade do solo sobre a produtividade agrícola; e

- Avaliar o potencial uso da previsão de umidade do solo a previsão de produtividade de soja.

### 1.3 Organização do texto

No Capítulo 2, são apresentados alguns conceitos e métodos de estimativa de precipitação e evapotranspiração, finalizando com as principais metodologias de estimativa de umidade do solo e seleção dos métodos. No Capítulo 3, são apresentadas a metodologia da previsão de umidade do solo e a aplicação na bacia do rio Uruguai. No Capítulo 4, são apresentadas a previsão da produtividade agrícola com base na previsão de umidade do solo, mostrando a correlação da umidade do solo com a produtividade de soja, e a previsão da produtividade para o horizonte de 6 meses. Finalmente, no Capítulo 5, são descritas as principais conclusões e recomendações da pesquisa.

## 2 BALANÇO HÍDRICO NO SOLO

Neste capítulo, são analisadas as formulações utilizadas para modelar o balanço hídrico no solo, tendo como resposta a umidade do solo, variável que influencia a produtividade agrícola. As variáveis de entrada neste modelo são a evapotranspiração e precipitação, e a variável de saída é a umidade do solo. Inicialmente são apresentados os métodos de estimativa da precipitação, logo após, as metodologias de estimativa da evapotranspiração e no final, os modelos de balanço hídrico da umidade do solo.

### 2.1 Precipitação

Os métodos de estimativa de precipitação são os seguintes:

- Rede pluviométrica básica e/ ou telemétricas: medem diretamente a precipitação por amostradores distribuídos espacialmente na região de interesse;
- Estimativas por satélite: são medidas indiretas da precipitação que se baseiam em condições das nuvens e espectro de luminosidade, sendo utilizadas quando os dados da rede são limitados, seja no espaço ou no tempo;
- Radar: permite uma resolução espacial boa, mas geralmente apresenta resultados pontuais com grande variabilidade se comparado com a rede básica, sendo utilizado principalmente para conhecer a distribuição espacial de um evento, e completando os anteriores; e
- Modelos meteorológicos: são utilizados para gerar séries do passado por reanálises e prever no futuro a precipitação, apresentando grandes incertezas espaciais e temporais.

Destes métodos, o único que permite estimar a precipitação com antecedência no tempo são os modelos meteorológicos. Os outros métodos são alternativos de estimativa de precipitação que utilizam informações pontuais ou espaciais para estimar esta variável. Os métodos de estimativa por Radar não serão analisados nesta pesquisa. As redes pluviométricas não serão comentadas, pois são procedimentos tradicionais em hidrologia.

O monitoramento da precipitação, seja por pluviômetros, satélites, ou por qualquer outro meio, está sujeito a erros. Os pluviômetros, por exemplo, registram adequadamente a intensidade da precipitação, embora possuam baixa representatividade espacial, mesmo quando há uma rede densa de estações. No caso da precipitação ser de origem convectiva e isolada, o problema de representatividade aumenta, pois a precipitação pode ocorrer em áreas pequenas e com forte intensidade, podendo não ser registrada pelo equipamento (TUCCI, 1993; CALVETTI *et al*, 2003).

### **2.1.1 Estimativa por satélite**

A vantagem da estimativa de precipitação por satélites meteorológicos é a de possuir grande cobertura espacial e temporal, porém, também está sujeita a erros causados por diversos fatores: erros instrumentais, erros de calibração do equipamento e variabilidade na relação de medida dos parâmetros da precipitação (DE ARAÚJO, 2006).

O satélite GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) é amplamente utilizado para estimar a precipitação e deu origem ao Hidroestimador, algoritmo desenvolvido para estimativa de precipitação em tempo real, que utiliza uma relação empírica exponencial entre a precipitação estimada por radar e a temperatura de brilho do topo das nuvens, extraídas do canal infravermelho do satélite *GOES-12*.

As avaliações da técnica do Hidroestimador disponíveis na literatura são focadas na estimativa de precipitações intensas relativas a eventos específicos, constituindo esta estimativa o propósito da formulação da técnica. Em geral, foram encontrados resultados satisfatórios. Por exemplo, uma análise comparativa entre os campos de precipitação diários gerados a partir de dados de pluviômetros e os campos de precipitação do Hidroestimador para a região central da Argentina, referente à tormenta de um dia específico, mostrou resultados coerentes entre eles (BARRERA, 2005). No referido estudo, comparando a ocorrência ou não ocorrência de precipitação de diferentes intensidades pixel a pixel nas duas imagens, Barrera (2005) obteve uma probabilidade de detecção da ocorrência da precipitação superior a 92%, com uma taxa de alarme falso da ordem de 12 a 30%.

Gonzáles (2006) analisou a estimativa de precipitação durante um evento intenso com duração de 3 dias ocorrido em Porto Rico. A análise comparativa com os dados pluviométricos indicou que a performance do Hidroestimador foi satisfatória, com probabilidades de detecção da ocorrência de precipitação superiores a 60% e taxas de alarme falso em torno de 42%.

Ao analisar as estimativas de precipitação acumuladas ao longo de um período de 44 dias, Yucel e Kuligowski (2004) observaram que o Hidroestimador apresentou tendência a subestimar o total precipitado nas áreas montanhosas e a superestimar nas áreas de baixo relevo, relativamente ao campo de precipitação gerado por interpolação dos dados de 50 estações pluviométricas no México. Kuligowski et al. (2006) avaliaram a técnica do Hidroestimador sobre o Hawaii e uma correlação baixa (0,26) foi verificada entre as precipitações estimatidas e observadas, tomando três eventos de precipitação intensas (total de 7 dias).

### **2.1.2 Estimativa da precipitação por reanálises**

Com relação aos modelos climáticos, eles podem ser utilizados para previsão ou estimativa da precipitação através dos dados de reanálise. Este último será comentado abaixo, enquanto as previsões serão abordadas em outra parte do texto.

O projeto de reanálises do NCEP/NCAR (National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research) usa um sistema avançado de análise/previsão para reconstruir medidas climáticas sobre uma grade espacial regular de 1948 até o presente. A estrutura dos dados são combinações entre observações e um modelo numérico da atmosfera.

O modelo e o respectivo esquema de assimilação de dados mantêm-se fixos durante todo o período da reanálise, produzindo um conjunto de campos consistentes entre si, representando o estado da atmosfera (KALNAY et al. 1996; MENDES et al., 2004). O projeto consiste em um sistema de assimilação de dados incluindo módulos de controle de qualidade, análise objetiva e interpolação, ou seja, o sistema está dividido em preparação, assimilação e distribuição dos dados.

Para a preparação dos dados, são utilizados conjuntos de observações de satélites geostacionários, observações de avião, observações de superfície e observações oceânicas (BEZERRA, 2006). O projeto reanálise foi desenvolvido para poderem ser feitos o controle e o monitoramento dos sistemas atmosféricos, gerando inúmeros tipos de arquivos de saídas, que podem ser utilizados para diversos fins (KALNAY et al., 1996).

As variáveis de saída são classificadas em quatro classes, de acordo com o grau de influência do modelo: classe "A" indica que a análise da variável é influenciada fortemente pela qualidade dos dados observados e, conseqüentemente, está dentro da classe mais segura (por exemplo, temperatura do ar e velocidade do vento); classe "B"

indica que, embora existam dados observados que afetam diretamente o valor da variável, o modelo também tem forte influência no valor de análise (umidade do ar e temperatura da superfície); classe “C” indica que não há nenhuma observação que afeta diretamente a variável, de forma que ela é derivada somente dos campos forçados pelo modelo de assimilação de dados (nuvens, precipitação e fluxos de superfície); e classe “D”, que representa os campos obtidos de valores climatológicos e não depende do modelo (resistência de planta e configurações oceano-continente) (PINTO, 2007).

De acordo com Costa e Foley (1999), os dados provenientes de reanálise possuem duas vantagens:

(1) a maior parte das variáveis são consistentes e obedecem às leis físicas dos modelos numéricos de previsão;

(2) a qualidade da série de dados é controlada, pois se eliminam descontinuidades devidas a mudanças no sistema de assimilação de dados, falha de instrumentos ou erros humanos. A precipitação proveniente de bases de dados alternativas tem sido estudada com o objetivo de suprir a escassez de informações em bacias não monitoradas (GUSHCHINA *et al*, 2008; ZHANG *et al*, 2008; WANG e ZHANG, 2009; GU, 2009; LADWIG e STENSRUD, 2009). Devido a este motivo foram desenvolvidos diversos trabalhos para verificar a precisão destes dados.

Trenberth e Guillemot (1996) avaliaram o ciclo hidrológico global e para este estudo utilizaram 17 anos de dados de reanálise do NCEP/NCAR, concluindo que as estruturas tropicais são pouco definidas por estes dados. Road e Betts (2000) estimaram o balanço de energia e água superficial na bacia do rio Mississipi (EUA) pelos dados de reanálise do NCEP/NCAR e ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) e concluíram que, sazonalmente, os dados obtidos pelas reanálise do

NCEP/NCAR superestimaram os valores de precipitação e escoamento superficial com relação aos dados observados; enquanto as reanálises do ECMWF apresentam precipitações mais próximas do campo observado. Rodrigues (2002) utilizou os dados de reanálise para fazer a comparação de algumas variáveis do balanço hídrico simuladas pelo modelo MCGA CPTEC/COLA. As validações da climatologia do modelo com os dados de precipitação da CRU (Climatic Research Unit) e de convergência do fluxo de umidade do NCEP mostram que este modelo produz uma superestimativa da convergência de umidade e da precipitação na região da ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), mostrando grandes diferenças no verão.

Rocha (2004) calculou o balanço de umidade na Amazônia pelos dados de reanálise do NCEP, observando que os dados podem ser usados para estudar o balanço de umidade em grande parte da Amazônia. Entretanto, no leste do Pará e no oeste do Nordeste brasileiro, os dados de reanálise não podem ser usados devido ao erro na convergência, o que motivaria o não fechamento do balanço de umidade.

Guedes et al. (2005) compararam os totais mensais de precipitação observada com os dados de Reanálise do NCEP/NCAR para a cidade de Fortaleza. Os resultados mostraram que a precipitação apresentava-se um mês adiantada em relação àquela dos dados observados, gerando grandes diferenças nos desvios padrão mensais.

Neto (2006) calculou as vazões para o rio Madeira localizado na bacia do Rio Amazonas, utilizando os dados de precipitação provenientes da reanálise como entrada do modelo. Os resultados indicaram que as reanálises apresentam um padrão de precipitação anual semelhante às demais bases. Verificou-se, entretanto, que os valores da precipitação das reanálises sofrem influência da representação da topografia nos modelos numéricos de previsão do tempo. Isso se reflete diretamente na precipitação da região próxima e no eixo da Cordilheira dos Andes. Outra aplicação desta base de dados

foi para o cálculo do nível de água no Banhado do Taim-RS, que apresentou uma boa correlação entre o estimado e o observado com coeficiente de correlação da ordem de 0,8 (SALDANHA et al., 2008).

### **2.1.3 Comparação**

Com o intuito, de verificar as incertezas relacionadas com a estimativa da precipitação pelo método tradicional (pluviômetro) e bases alternativas de dados (satélites e modelo), foram avaliadas as estimativas da precipitação pelos dados do Hidroestimador, Reanálises e pluviômetros. Os resultados das análises, tomando a área da bacia do rio Uruguai, indicaram que a rede pluviométrica continuou se mostrando a melhor alternativa para quantificar a precipitação, portanto, os dados pluviométricos serão utilizados para montar o banco de dados da pesquisa. Devido a este motivo as análises dos resultados serão apresentadas no ANEXO A.

### **2.1.4 Previsão de precipitação**

A previsão numérica de tempo foi sugerida pela primeira vez em 1922, por Lewis F. Richardson (KIMURA, 2002; MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 2001), que propôs prever mudanças na circulação da atmosfera pela integração numérica das equações de mecânica dos fluidos que governam tais processos, ou seja, as equações de Navier-Stokes, a equação da continuidade e a primeira lei da termodinâmica (SILVA, 2005).

De acordo com a teoria do caos (LORENZ, 1973), as componentes das forças internas do sistema atmosférico podem, potencialmente, ser previstas com antecedência de até cerca de 14 dias, ou seja, não é possível fazer previsões de tempo para meses ou anos no futuro, no sentido de obter uma sequência correta de eventos atmosféricos, dia

após dia. Essa limitação é determinada pela taxa de crescimento dos inevitáveis erros na estimativa inicial do estado da atmosfera (STERN e EASTERLING, 1999).

A previsão está dividida em previsão do tempo e clima: a) A previsão de tempo é feita para até 14 dias de antecedência, e a escala de temporal característica para as mudanças nas condições de tempo nas latitudes médias é de apenas alguns dias ou menos. b) A Previsão de clima indica a previsão para antecedências maiores, normalmente meses no futuro. O clima pode ser definido como a “estatística” média das condições de tempo em determinado período, que contenha vários eventos de tempo.

Avaliar a qualidade das previsões é um processo complexo, podendo ter muitas medidas incluídas, por exemplo, a exatidão, o desvio e a habilidade. Os parâmetros estatísticos definem a capacidade do modelo de prever a ocorrência de determinados sistemas atmosféricos. A importância do valor previsto para um determinado usuário da previsão numérica do tempo não é dirigida completamente por estes resultados, embora uma compreensão da qualidade prevista possa ajudar um usuário a avaliar o valor previsto (ARAVÉQUIA e QUADRO, 2003).

Nos itens seguintes são apresentadas algumas considerações importantes sobre os modelos dinâmicos de precipitação.

### **Modelos de circulação Geral**

O modelo de circulação global, GCM (Global Circulation Model), refere-se aos modelos que contêm a representação tridimensional do sistema acoplado à atmosfera e ao oceano. O modelo representa sistemas de trocas entre a atmosfera e o oceano, sendo importante para a previsibilidade climática. Esses modelos conseguem simular fenômenos de grande escala, mas são incapazes de modelar comportamentos de escalas menores, como ciclones, pois estes fenômenos ocorrem em escalas inferiores à malha

usada nos modelos. A superfície terrestre é dividida em uma grade horizontal regular, com várias camadas verticais na atmosfera e nos oceanos, conforme mostrado esquematicamente na Figura 2.1.

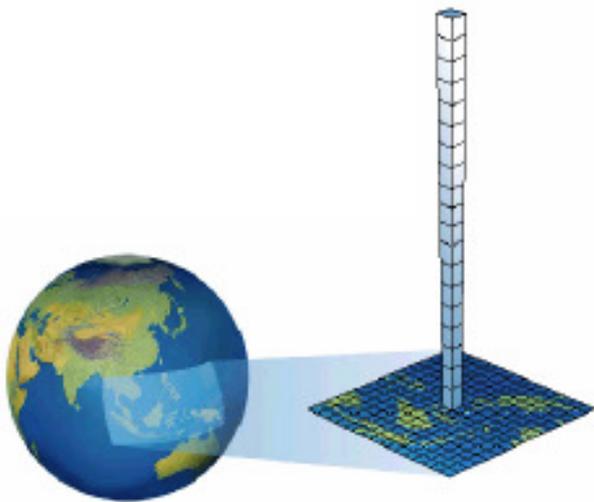


Figura 2.1. Esquema da discretização horizontal e vertical do modelo global.

Fonte: Massambani e Abrizzi, (2005).

De acordo com Tomé (2004), o modelo de circulação global é usado para prever o comportamento médio da atmosfera (o seu clima) e não para fazer uma previsão determinista do tempo num momento específico. A natureza caótica da atmosfera significa que as previsões deterministas não são possíveis. Contudo, é possível prever mudanças no clima devido a mudanças das condições iniciais, como mudanças dos fatores de forçamento externos, por exemplo, mudanças na radiação solar, ou o aumento da concentração de gases de efeito estufa na atmosfera. Modelos climáticos são integrados para períodos de tempo mais longos, para executar simulações de muitos anos futuros.

## Classificação dos modelos

Os modelos de previsão numérica do tempo podem ser classificados segundo a sua escala espacial dentro da qual a previsão é feita:

- *Global*, com uma malha de grade atualmente da ordem de 100 a 200 km, visando a identificar o comportamento geral da atmosfera sobre o globo, estes modelos são apenas capazes de identificar fenômenos meteorológicos de larga escala;
- *Regional ou local*, com resolução espacial que varia de 1 a 50 km, visando a identificar com maior detalhe o comportamento da atmosfera sobre uma região específica, sendo capazes de identificar fenômenos meteorológicos de pequena escala; e
- Modelos com malha estruturada que simulam o globo terrestre com uma grade maior e uma malha mais detalhada na região de interesse, combinando os dois tipos acima.

Os modelos de circulação geral da atmosfera (MCGs) apresentam atualmente redes muito esparsas, com espaçamentos típicos entre os nós (grid-points) da rede de algumas centenas de km. Deste modo, existem diversas metodologias para simular com uma certa exatidão o clima de uma região através destes modelos (GALVÃO e TRIGO, 1999). Com o propósito de melhorar a qualidade da previsão, foram desenvolvidas técnicas para a transferência de informação meteorológica para as escalas menores, chamadas de downscaling dinâmico e estatístico. O downscaling dinâmico pode ser feito por meio de modelos regionais, aumentando sua resolução, utilizando como condição de contorno as saídas dos modelos globais (GIORGI, 1990). O downscaling estatístico utiliza métodos empíricos para transferir a previsão espacial de um modelo numérico para

uma previsão pontual, ajustando as previsões do modelo para localidades específicas, o que é essencial nas avaliações de impactos das mudanças do clima (GROTCH e MACCRACKEN 1991; HEWITSON e CRANE, 1996; WILBY et. al., 1998).

Atualmente, as redes neurais artificiais (RNA) têm sido empregadas, com bons resultados, como um instrumento de downscaling (HEWITSON e CRANE, 1996). Essa metodologia é inspirada no funcionamento do cérebro, tentando assim imitá-lo por técnicas computacionais com a finalidade de adquirir, armazenar e utilizar conhecimentos. Essas redes são constituídas por elementos de processamento interconectados, chamados de neurônios, os quais estão dispostos em camadas (uma camada de entrada, uma ou várias intermediárias e uma de saída) e são responsáveis, pela não linearidade da rede, através do processamento interno de certas funções matemáticas (GALVÃO e VALENÇA, 1999; HAYKIN, 2001). A estrutura topológica à qual estes neurônios estão conectados em uma RNA é conhecida como arquitetura. Por fim, o processo que adapta a rede a computar uma função desejada é a aprendizagem (PESSOA et. al., 2006).

Esses modelos apresentam oito componentes principais (Figura 2.2): um conjunto de elementos de processamento, um estado de ativação, uma função de saída para cada elemento de processamento, uma regra de propagação, ativação, aprendido e representação do ambiente onde o sistema deve operar.

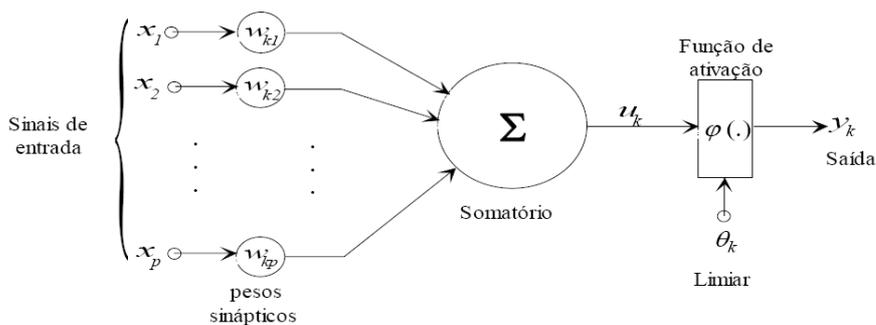


Figura 2.2. Neurônio matemático.  
Fonte: GALVÃO e VALENÇA (1999).

Por melhor representar os processos que agem regionalmente, acredita-se que os modelos regionais podem produzir previsões de tempo e clima com maiores precisões. Roads et al. (2003), Hay e Clark (2003), Hay et al. (2002) destacam que, embora tais modelos sejam promissores, a grande maioria dos trabalhos desenvolvidos até o momento apresenta resultados que se concentram em demonstrar a viabilidade de usar os modelos. Mas, uma vez demonstrada essa viabilidade, é necessário que existam esforços para confirmar que, em escala regional, os resultados são melhores, ou não, do que aqueles produzidos por modelos globais.

### **Previsão por conjunto (“Ensemble forecast”)**

A previsão numérica de tempo sofreu avanços que levaram ao aumento da eficiência das previsões. O uso da previsão por conjunto, em que as incertezas da condição inicial são exploradas pela realização de um certo número de previsões com a condição inicial alterada, certamente teve um impacto positivo no aumento da previsibilidade (GNEITING e RAFTERY, 2005).

Esta técnica consiste em construir um conjunto de possíveis estados iniciais, ligeiramente diferentes entre si, e integrar o modelo numérico a partir de cada estado inicial, produzindo um conjunto de previsões. Para previsão climática sazonal, o método mais utilizado para gerar o conjunto de estados iniciais é escolher condições iniciais separadas de 24 horas. A simplicidade na escolha das condições iniciais pode ser justificada pela escala temporal do problema, pois se assume que a previsibilidade sazonal não é função do estado inicial, mas sim uma resposta da atmosfera às condições de contorno.

De acordo com Silva (2005), a Figura 2.3 mostra uma representação esquemática da previsão por conjunto, na qual o estado inicial da atmosfera é representado por uma

função distribuição de probabilidades igual a  $fdp_0$ , resultante das incertezas iniciais. Baseada na “melhor” estimativa deste estado inicial pode-se produzir uma única previsão (linha mais espessa contínua) que, neste caso, falha em prever o correto estado futuro (linha tracejada). Na mesma figura, uma previsão de conjunto (linhas pretas finas), iniciando de condições iniciais perturbadas, é usada para estimar as probabilidades do estado futuro, representado por  $fdp_t$ . Assim, o valor médio dos membros do conjunto será o melhor representativo do comportamento observado (linha tracejada).

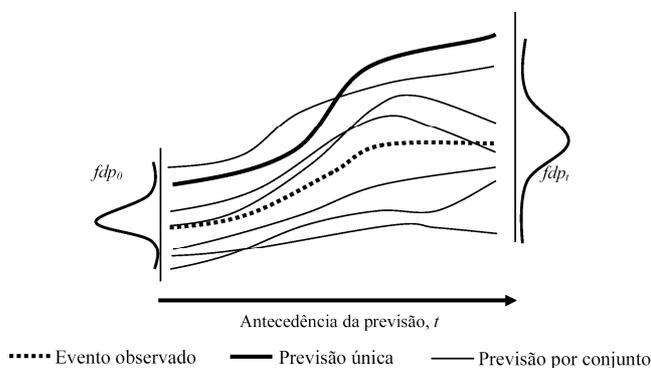


Figura 2.3. Representação esquemática do sistema de previsão por conjunto (“ensemble”).

Fonte: SILVA (2005).

Diversos centros de previsão em todo o globo têm adquirido experiência em previsão por conjunto, desenvolvendo novos produtos e produzido um grande número de trabalhos, que demonstram ser essa uma ferramenta complementar muito útil para a previsão numérica de tempo e clima, e que tem se mostrado de grande utilidade para os usuários finais da previsão (CANTELAUBE e TERRES, 2005; MORSE et al, 2005; SILVA, 2005). No item a seguir será descrita a evapotranspiração que é a outra variável fundamental no cálculo do balanço de água no solo.

## 2.2 Evapotranspiração

A evapotranspiração é considerada a perda de água por evaporação do solo e transpiração das plantas. A evapotranspiração é importante para o balanço hídrico de uma bacia como um todo e, principalmente, para o balanço hídrico agrícola, que poderá envolver o cálculo da necessidade de irrigação. A distribuição espacial e temporal desta variável possibilita também a aquisição de conhecimentos que proporcionem um melhor aproveitamento dos grandes reservatórios, racionalizando a demanda para fins industriais, agrícolas e domésticos, tornando possível quantificar melhor a lâmina de água usada na irrigação, minimizando os desperdícios e mantendo o solo, em uma faixa de umidade adequada às plantas (SILVA, 2001).

Torna-se necessário introduzir os diferentes conceitos de evapotranspiração para avaliar o balanço de água no solo em uma determinada região.

Evapotranspiração potencial: é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo, de uma superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água.

Evapotranspiração real: quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais (existentes) de fatores atmosféricos e umidade do solo.

Evapotranspiração de cultura: é a evapotranspiração de uma cultura em dada fase de seu desenvolvimento, sem restrição hídrica, em condições ótimas de crescimento e com ampla área de bordadura para evitar a advecção de calor sensível de áreas adjacentes.

O cálculo da evapotranspiração é feito com base nas condições meteorológicas da região de estudo. Os inúmeros métodos propostos envolvem dois ou mais parâmetros climáticos e, às vezes, índices ligados às culturas. A escolha da fórmula é condicionada

pelas variáveis meteorológicas disponíveis. Por exemplo, o método de Blaney-Criddle é baseado na temperatura do ar, Priestley-Taylor na temperatura e radiação solar global e Penman-Monteith é um dos mais completos, levando em conta a temperatura do ar, radiação solar global, umidade do ar e velocidade do vento.

O padrão de uso da água por uma cultura é diretamente relacionado ao desenvolvimento de estresses nas plantas. A evapotranspiração interage com o teor de umidade do solo e este, perdendo água, pode atingir condições hídricas que inabilitam a planta de continuar seu ciclo de crescimento de modo satisfatório, por atingir condições de tensão de água inadequadas. Assim, os estudos de evapotranspiração são de real importância nas relações da planta com o solo e a atmosfera (KLAR, 1988).

O modelo de Penman-Monteith será utilizado nesta pesquisa para a estimativa da evapotranspiração. E este método utiliza a equação combinada do balanço de energia com o método de transferência de massa, deduzindo a equação para calcular a evaporação de uma superfície de água livre a partir das variáveis insolação, temperatura do ar, umidade do ar e velocidade do vento. Este método combinado vem sendo modificado ao longo do tempo com o intuito de ampliar sua sensibilidade e precisão. Com base nesse método, Monteith (1981) introduziu termos de resistência aerodinâmica e de resistência estomática à transferência de vapor d'água. Uma expressão mais completa e precisa foi obtida para determinar a evapotranspiração, assumindo que os processos de transferência de calor sensível e latente, entre a superfície vegetada e a atmosfera, ocorre em um dado nível de referência próximo a tal superfície.

O método de Penman-Monteith é baseado em conceitos físicos consistentes que incorporam os processos físicos e biológicos que controlam a evapotranspiração,

requerendo o conhecimento de um grande número de termos, sendo comumente aplicado às pesquisas (ROSSATO, 2001).

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (es - ea)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (2.1)$$

sendo  $ET_0$  [ $\text{mm dia}^{-1}$ ], evapotranspiração de referência;  $Rn$  [ $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ], saldo de radiação total diário;  $G$  [ $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ], fluxo de calor no solo;  $T$  [ $^{\circ}\text{C}$ ], temperatura média diária do ar a 2m de altura;  $U_2$  [ $\text{m s}^{-1}$ ], velocidade do vento média diária a 2m de altura;  $es$  [ $\text{kPa}$ ], pressão de saturação do vapor média diária;  $ea$  [ $\text{kPa}$ ], pressão parcial de vapor média diária;  $\Delta$  [ $\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$ ], declividade da curva de pressão de saturação de vapor no ponto de  $T$ ; e  $\gamma$  [ $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ], coeficiente psicrométrico.

### 2.3 Modelos de Umidade do solo

A umidade no solo neste estudo é entendida como a quantidade de água armazenada no solo disponível para as plantas, constituindo um dos fatores principais para o estudo da resposta da vegetação em condições de estresse hídrico.

O solo é o reservatório natural de água para a vegetação. A contabilidade de água no solo é feita pelo do cálculo do balanço hídrico, cuja entrada é representada pela precipitação e irrigação, enquanto a saída é a evapotranspiração. A água disponível para as plantas é considerada aquela porção retida no solo entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente.

A capacidade de campo é a quantidade de água contida no solo, após ter sido drenado o excesso de água gravitacional, e o ponto de murcha permanente é o teor de água de um solo no qual as folhas de uma planta que nele crescem atingem um murchamento irreversível. O balanço hídrico no solo é dado pela seguinte equação:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = I - D - ETP \quad (2.2)$$

sendo S [mm], umidade do solo; t [dia], tempo; I [mm/dia], representa a entrada de água por infiltração (função da precipitação); D [mm/dia], drenagem; e ETP [mm/dia] evapotranspiração.

Os principais modelos utilizados para o balanço de água no solo são descritos a seguir, primeiramente os métodos são comparados, e após é feita a escolha da metodologia que será utilizada na previsão da umidade do solo.

### **2.2.1 Método de Thornthwaite e Mather**

A maior parte dos modelos agroclimáticos utilizam a metodologia de Thornthwaite e Mather para o cálculo do balanço hídrico. Mesmo aperfeiçoado, o modelo ainda é bastante simplificado, pois todos os parâmetros do balanço são estimados com base nos valores médios mensais de temperatura e total de precipitação, coletados durante um intervalo de tempo longo, em geral 30 anos ou mais (SILVA, 2001).

O método permite estimar o armazenamento de água no solo através da precipitação, da evapotranspiração potencial e da capacidade de água disponível apropriada a cada tipo de plantio, fornecendo estimativas da evapotranspiração real, da deficiência hídrica, do excedente hídrico e do armazenamento de água no solo (CAMARGO, 1971).

O balanço hídrico climatológico proposto por Thornthwaite & Mather (1955) é utilizado para estimar a variação do armazenamento de água no solo, pela contabilização entre o que entra para o solo na forma de precipitação e o que sai na forma de evapotranspiração, com um nível máximo de armazenamento ou capacidade de água disponível. A água que excede o seu limite é considerada excesso, sendo perdida

por drenagem profunda ou deflúvio superficial. A deficiência hídrica é a condição em que a disponibilidade de água na zona de raízes é insuficiente para promover o ótimo crescimento e desenvolvimento da planta (CARDOSO et. al., 2003).

Esse método tem sido amplamente utilizado por possibilitar a previsão da variação temporal do armazenamento de água no solo. O balanço hídrico pode ser calculado considerando uma situação em que o que entra no sistema é a água proveniente da precipitação, o que sai é devido à evapotranspiração real e o que percola ou escoar superficialmente está abaixo do alcance do sistema radicular da cultura (ROSSATO, 2001).

$$W_{t+1} = W_t + P_t - ET_t \quad (2.3)$$

sendo  $W$  [mm], armazenamento de água no solo disponível para as plantas;  $P$  [mm], precipitação; e  $ET$  [mm], evapotranspiração real da vegetação.

No balanço hídrico considera-se que o armazenamento de água no solo varia entre o ponto de murcha e a capacidade de campo. O excesso, ou seja, a quantidade de água acima da capacidade de campo do perfil de solo resulta na drenagem profunda ou no escoamento superficial.

A diferença entre a capacidade de campo e ponto de murcha em função da profundidade radicular é definida como a capacidade de água disponível no solo, a qual é estimada a partir de funções de pedo-transferência. Uma função de pedo-transferência é a transformação de dados de que possuímos em dados que necessitamos (como, por exemplo, o percentual de areia, de silte, de argila, o conteúdo de carbono, de matéria orgânica e outros), gerando como resultado a retenção de água no solo.

À medida que a umidade do solo decresce, haverá um ponto em que a evapotranspiração real se torna menor do que a evapotranspiração potencial,

estabelecendo uma relação entre o decréscimo de umidade do solo e o decréscimo da razão entre evapotranspiração real e evapotranspiração potencial.

É importante ressaltar que o perfil de solo para fins do balanço hídrico deve coincidir com a profundidade do sistema radicular, pois o que interessa é a quantidade de água disponível para a vegetação natural e as culturas agrícolas (TOMASELLA e ROSSATO, 2005). A planta precisa de uma reserva de água contida no solo para sobreviver em períodos sem precipitação, sendo de vital importância a aplicação do balanço hídrico para determinar as condições de armazenamento de água que uma determinada cultura dispõe (REICHARDT e TIMM, 2004).

Rossato (2001) estimou a umidade média mensal do solo para todo o Brasil entre 1971 e 1990, e o método aplicado foi função do armazenamento de água no solo disponível para as plantas, da precipitação e da evapotranspiração real da vegetação. Os resultados indicaram as regiões que apresentaram condições favoráveis e desfavoráveis à reserva de água no solo, permanecendo acima de 70% em praticamente todo o território brasileiro. Rossato et al. (2004) verificaram que durante o período de estiagem no Brasil somente as regiões Norte e Sul apresentaram uma reserva maior de água no solo.

A Figura 4.2.2 apresenta o fluxograma simplificado da metodologia proposta por Thornthwaite & Mather.

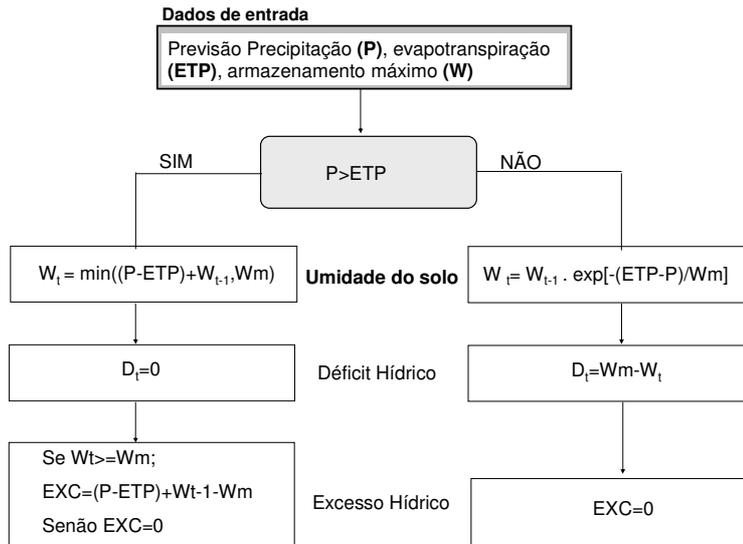


Figura 2.4. Fluxograma simplificado do método de Thornthwaite & Matter. EXC, excesso hídrico; e D, déficit hídrico.

### 2.2.2 Método da FAO

A FAO (ALLEN et al., 1998) apresenta uma metodologia para o cálculo do balanço hídrico que se baseia na seguinte equação:

$$W_t = W_{t-1} - 1 - (P_t - D_{sup})_t - I_t - D_{cap_t} + ET_t + DP_t \quad (2.4)$$

em que  $W_t$  [mm], armazenamento de água do solo no final do dia  $t$ ;  $W_{t-1}$  [mm] armazenamento de água do solo do dia anterior;  $P_t$  [mm], precipitação no dia  $t$ ;  $D_{sup_t}$  [mm], escoamento superficial no dia  $t$ ;  $I_t$  [mm], irrigação no dia  $t$ ;  $D_{cap_t}$  [mm], fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo do dia  $t$ ;  $ET_t$  [mm], evapotranspiração real do dia  $t$ ; e  $DP_t$  [mm], a percolação profunda no dia  $t$ .

O conteúdo de água no solo é limitado pela seguinte condição:

$$0 \leq W_t \leq CAD \quad (2.5)$$

em que CAD [mm] é a capacidade de água disponível no solo que depende do tipo de solo e da profundidade das raízes, sendo descrita pela seguinte equação:

$$CAD = 1000(CC - PMP)Z_r \quad (2.6)$$

em que CC [ $m^3.m^{-3}$ ] é a umidade volumétrica na capacidade de campo; PMP [ $m^3.m^{-3}$ ], a umidade volumétrica no ponto de murcha permanente; e  $Z_r$  [m], a profundidade das raízes.

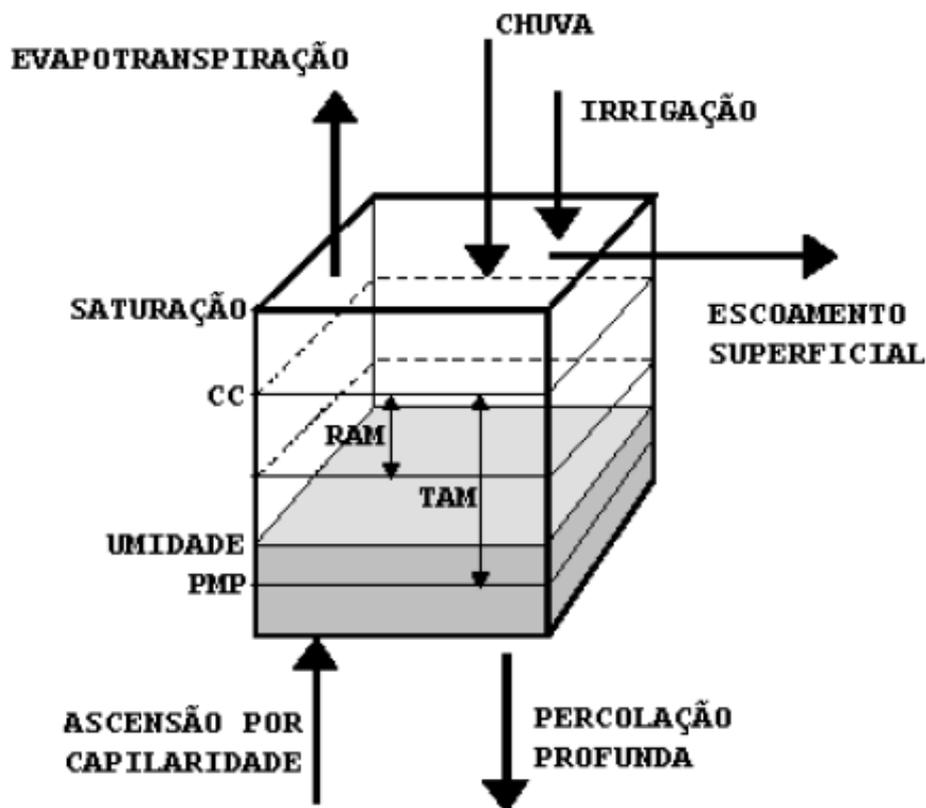


Figura 2.5. Componentes do Balanço Hídrico.

Fonte: Tradução do boletim da FAO 56 (ALLEN et. al., 1998).

A Figura 4.2.2 apresenta o fluxograma simplificado da metodologia proposta pela FAO.

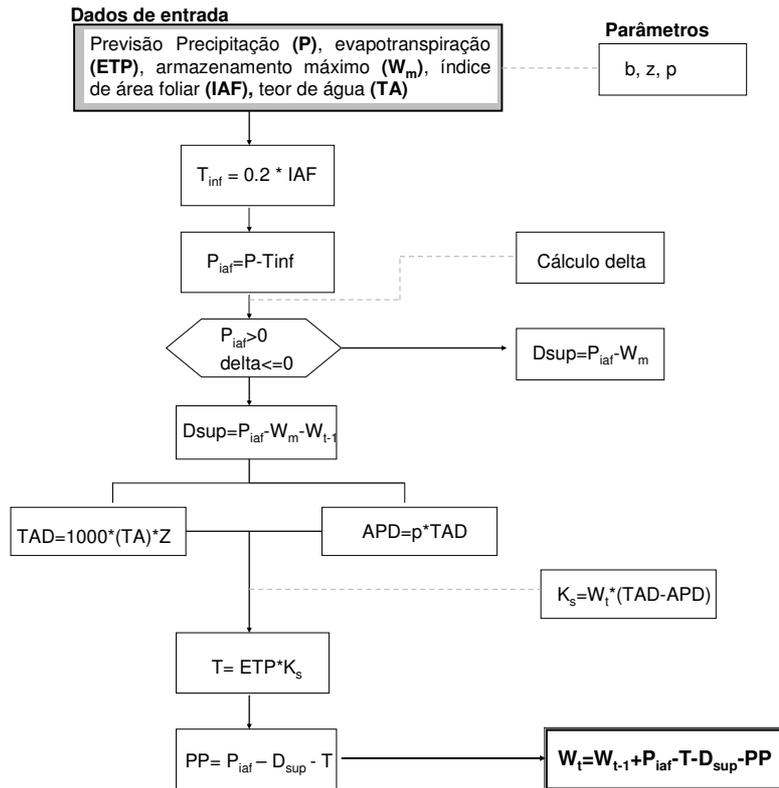


Figura 2.6. Fluxograma da metodologia proposta pela FAO.  $T_{inf}$ , taxa de infiltração; IAF, índice de área foliar; TAD, taxa de água disponível; TA, taxa de água no solo; Z, profundidade das raízes; APD, água prontamente disponível; ETP, evapotranspiração; e  $K_s$ , coeficiente baseado na quantidade de água no solo.

### 2.2.3 Modelo hidrológico (MGB-IPH)

O MGB-IPH é um modelo hidrológico distribuído desenvolvido para ser aplicado em grandes bacias. O modelo é composto dos seguintes módulos: balanço de água no solo, evapotranspiração e escoamento na célula. O módulo que será utilizado nesta pesquisa é o de balanço de água no solo. Uma descrição mais detalhada da estrutura do modelo MGB-IPH é apresentada no ANEXO B.

A bacia é subdividida em células quadradas ligadas entre si por canais de drenagem. Cada célula está dividida em blocos de uso do solo, sem considerar a localização dentro da célula. O balanço hídrico no solo é realizado de maneira

independente para cada bloco de uso, utilizando as características e os parâmetros do bloco (COLLISCHONN, 2001).

O balanço hídrico no solo é realizado pela equação 2.9. A metodologia descrita a seguir tem sido utilizada em diversos modelos hidrológicos, cuja camada de solo do bloco recebe a precipitação descontada da interceptação, que depende do tipo de cobertura vegetal. Uma fração da precipitação, que depende do estado do armazenamento de água no solo, e do armazenamento máximo na camada do solo, é imediatamente transformada em escoamento superficial. Além do escoamento superficial, o solo é drenado pelo escoamento subterrâneo, pelo escoamento sub-superficial, e sofre demanda de transpiração. A transpiração e a evaporação direta de água interceptada somadas definem a evapotranspiração total. Em algumas situações a camada de solo pode receber um fluxo de umidade ascendente (COLLISCHONN e TUCCI, 2001).

$$W = W_{t-1} + P - ET - D_{SUP} - D_{INT} - D_{BAS} + D_{cap} \quad (2.7)$$

em que  $W$  [mm] é o armazenamento na camada de solo ao longo do intervalo de tempo;  $W_{t-1}$  [mm], o armazenamento na camada de solo no intervalo de tempo anterior;  $P$  [mm], a precipitação incidente (PI) menos a interceptação (I) ao longo do intervalo de tempo;  $ET$  [mm], a evapotranspiração da água do solo ao longo do intervalo de tempo; e  $D_{SUP}$  [mm], o escoamento superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem rápida) calculado em função do  $\delta$ , determinador por:

$$\delta = \left[ \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(b+1) \cdot W_m} \right] \quad (2.8)$$

quando  $\delta \leq 0$ ,

$$D_{\text{SUP}} = P - (W_m - W) \quad (2.9)$$

quando  $\delta > 0$ ,

$$D_{\text{SUP}} = P - (W_m - W) + W_m \cdot (\delta)^{b+1} \quad (2.10)$$

em que  $W_m$  [mm] é o armazenamento máximo na camada do solo;  $b$  [-], o parâmetro adimensional que representa a não-uniformidade da capacidade de armazenamento do solo no bloco; e  $D_{\text{INT}}$  [mm], o escoamento subsuperficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem lenta), calculado por:

$$D_{\text{INT}} = K_{\text{INT}} \cdot \left( \frac{W - W_z}{W_m - W_z} \right)^{(3+2/XL)} \quad (2.11)$$

em que  $K_{\text{INT}}$  [mm.dia<sup>-1</sup>] é o parâmetro a ser calibrado;  $W_z$  [mm], o limite de armazenamento para haver escoamento sub-superficial;  $XL$  [-], o índice de porosidade do solo (parâmetro), fixado em 0,4, que é uma média para diferentes tipos de solo (TUCCI et al. 2002); e  $D_{\text{BAS}}$  [mm], o escoamento subterrâneo ao longo do intervalo de tempo (drenagem muito lenta), obtido por:

$$D_{\text{BAS}} = K_{\text{BAS}} \cdot \frac{(W - W_c)}{(W_m - W_c)} \quad (2.12)$$

em que  $W_c$  [mm] é o limite de armazenamento no solo para haver escoamento subterrâneo;  $K_{\text{BAS}}$  [mm.dia<sup>-1</sup>], o parâmetro de escoamento subterrâneo; e  $D_{\text{cap}}$  [mm], o fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo, calculado por:

$$D_{\text{cap}} = \frac{W_c - W}{W_c} \cdot DM_{\text{cap}} \quad (2.13)$$

em que  $DM_{\text{cap}}$  [mm] é o máximo fluxo ascendente para o solo (parâmetro do modelo).

A Figura 4.2.2 apresenta o fluxograma simplificado da metodologia baseado no modelo MGB.

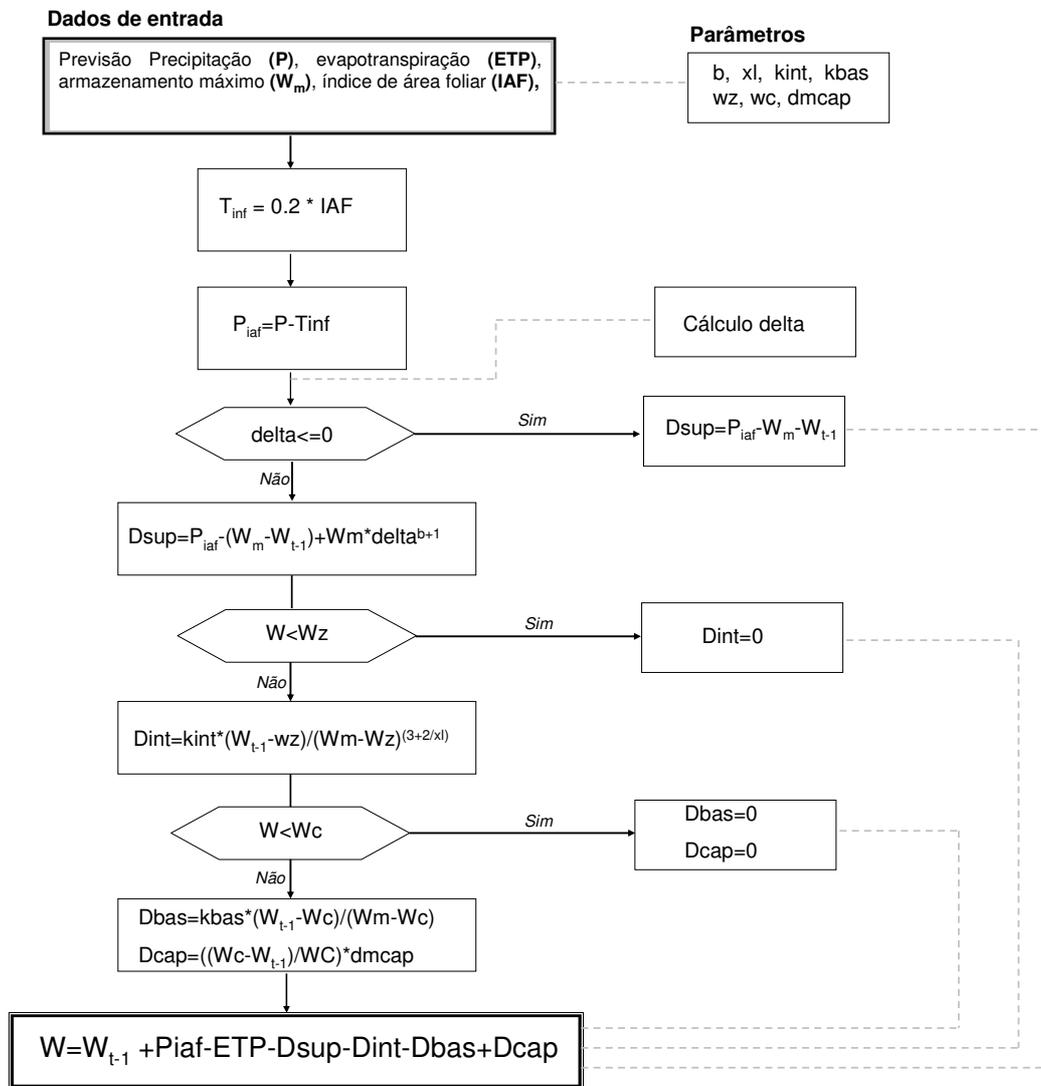


Figura 2.7. Fluxograma da metodologia baseada no modelo de balanço de água no solo do modelo MGB-IPH.  $P_{iaf}$ , precipitação descontando a taxa de infiltração;  $T_{inf}$ , taxa de infiltração;  $D_{sup}$ , escoamento superficial;  $D_{int}$ , escoamento subsuperficial;  $D_{bas}$ , escoamento subterrâneo; e  $D_{cap}$ , fluxo ascendente.

### 2.3 Seleção do modelo de umidade do solo

Os modelos descritos são: (a) Thornthwaite & Mather (WBTHOR); (b) MGB-IPH (WBMGB) e (c) FAO (WBFAO). O primeiro modelo apresenta a metodologia clássica para o cálculo da umidade do solo levando em consideração basicamente a precipitação e a evapotranspiração. O segundo e o terceiro modelos levam em consideração um número maior de variáveis, detalhando melhor a física do balanço de água no solo.

#### 2.3.1 Base de dados: Cerrado Pé-gigante

A definição do melhor modelo para a estimativa de umidade do solo foi feita a partir de uma série de dados observados disponíveis fora da bacia onde o mesmo será utilizado para previsão, devido à dificuldade de obtenção de dados equivalentes na área.

Os dados são do Cerrado Pé-de-Gigante (Bacia do Rio Grande) fornecidos pelo laboratório do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, coordenado pelo professor Humberto Rocha, que mostram o monitoramento de diversas variáveis meteorológicas inclusive umidade do solo.

O sítio experimental de monitoramento de fluxos turbulentos (Figura 2.8) localiza-se no Cerrado Pé-de-Gigante, um ecossistema natural de cerrado *sensu stricto*, em Santa Rita do Passa Quatro, São Paulo, nas coordenadas (21°37'9"S e 47°37'58"W).

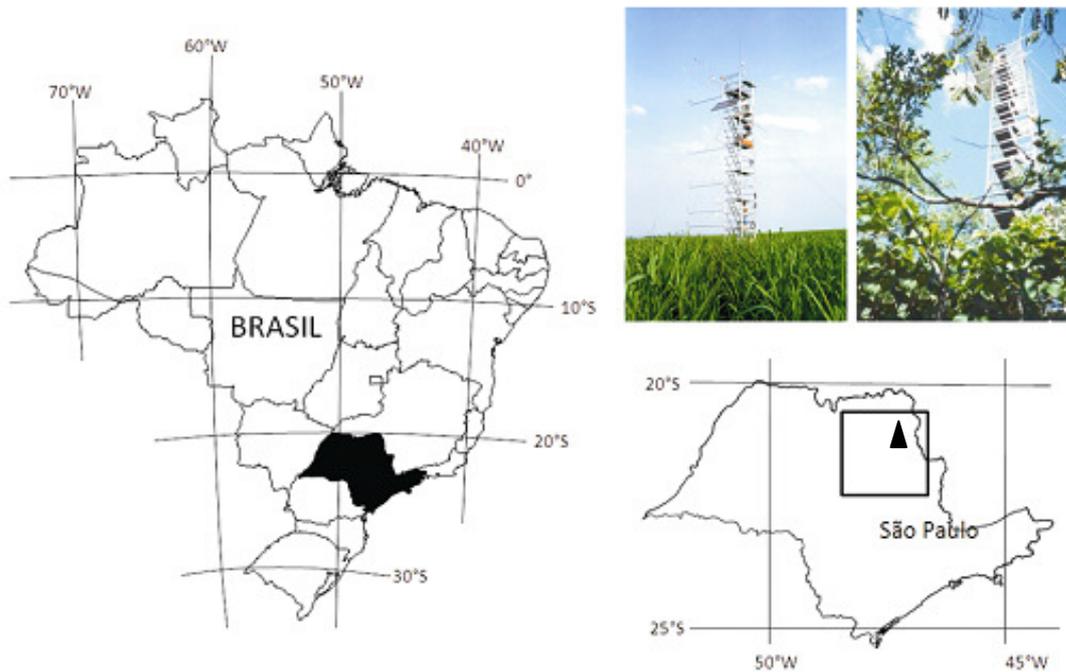


Figura 2.8. Localização do sítio de monitoramento dos fluxos de vórtices turbulentos no cerrado *sensu stricto* (FONTE: RUHOFF *et al.*,2009)

Segundo estudos de Rocha *et al.* (2005), o tipo climático da região, segundo a classificação de Koeppen, corresponde a “Cwa”: as temperaturas médias mensais variam de 17,6°C (no mês mais frio, julho) a 23,5°C (no mês mais quente, fevereiro). A precipitação média anual é de 1478 mm, enquanto a evaporação potencial é de 992,67 mm e a evaporação real é de 919,1 mm. A área apresenta uma estrutura cujos elementos climáticos – temperatura, umidade do ar, precipitação, radiação solar e vento – são relativamente homogêneos em toda sua extensão. Na região, alguns tipos de precipitação são particularmente importantes: (1) precipitações convectivas, que ocorrem tipicamente de setembro a abril, e (2) precipitações frontais, que ocorrem em qualquer época do ano, com maior frequência no outono e no inverno. Rocha *et al.* (2005) caracterizam o clima local como chuvoso de temperaturas elevadas e inverno ameno.

## Sítios de monitoramento dos fluxos turbulentos

O conjunto instrumental foi instalado em uma torre a uma altura de 21 metros em áreas de cerrado sensu stricto, nas coordenadas 21°37'S e 47°37'W. Foram coletadas medidas de variáveis do clima (ar e solo), de fluxos radiativos, atmosféricos e turbulentos, amostradas a cada 15 segundos e gravadas em médias de 30 minutos em um data logger Campbell CR10X. A Tabela 3.1 apresenta as descrições das variáveis coletadas nos sítios experimentais do cerrado e cana. Juárez (2004) apresenta descrições detalhadas dos processos de medição dos fluxos turbulentos e de energia na área de estudo, utilizados nesta pesquisa.

Tabela 2.1. Descrição das variáveis coletadas nos sítios experimentais de cerrado s.s. e de cana-de-açúcar. Fonte: Juarez (2004).

Variável	Símbolo (Unidade)	Sensor Cerrado s.s.	Posição (m) Cerrado s.s.
Temperatura do ar	T (°C)	Psicrometro CSI HMP45C	21
Umidade relativa	UR (%)	Psicrometro CSI HMP45C	21
Umidade do solo	W <sub>1</sub> (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	CSI 615	-0,1m
Fluxo de calor latente	LE (W.m <sup>-2</sup> )	<i>Eddy covariance</i>	21

A evapotranspiração foi obtida a partir do fluxo de calor latente pela seguinte equação:

$$ET_{inst} = \frac{3600 \times LE}{\lambda} \quad (2.14)$$

em que  $\lambda$  é o calor latente de vaporização da água; LE, o fluxo de calor latente; e  $ET_{inst}$ , a evapotranspiração instantânea.

Segundo Juarez (2004), as medidas de umidade do solo (Figura 2.9) foram feitas com sensores do tipo refletômetro no domínio de frequência (série 8221-07, Campbell Scientific CS615). A medida é realizada indiretamente através da velocidade de propagação de uma onda eletromagnética (600 a 1500 Hz) entre as guias de onda; à velocidade associa-se uma frequência de onda quadrada relacionada ao seu tempo de trânsito ( $\tau \sim 10^{-3}$  s) entre as guias, que é convertido em unidades de umidade do solo ( $W$ , em  $m^3m^{-3}$ ) contida no meio de propagação, por meio de uma curva de calibração. As medidas dos refletômetros foram calibradas pelas amostras de solo por gravimetria automática.

Para fins de comparação, foi utilizada a umidade do solo acumulada em 1 metro de profundidade conforme pode ser observado na Figura 2.9.

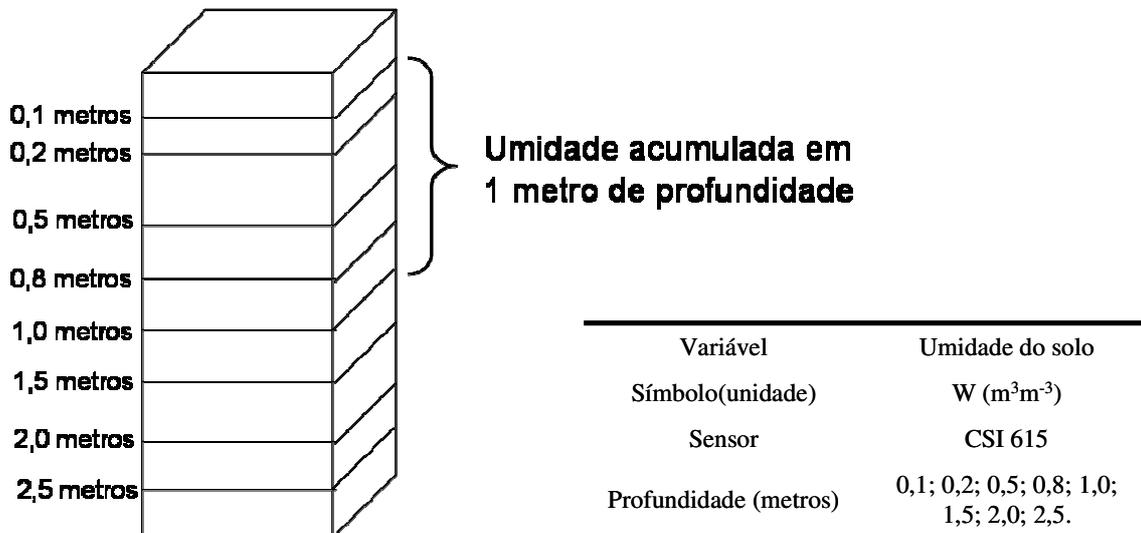


Figura 2.9. Descrição da coleta de umidade do solo no sitio experimental de cerrado ss.

As simulações foram feitas para o ano de 2001. A Tabela 2.2 apresenta os dados de entrada para cada um dos métodos: Precipitação ( $P$ ), evapotranspiração ( $ETP$ ), armazenamento máximo de água no solo ( $W_m$ ), índice de área foliar ( $IAF$ ), teor de água no solo ( $TA$ ), profundidade das raízes ( $Z$ ), parâmetro do modelo ( $b$ ), parâmetro de

escoamento sub-superficial (Kint), parâmetro do escoamento subterrâneo (Kbas), índice de porosidade (XL), limite de armazenamento para haver fluxo ascendente e descendente (Wc) e limite inferior de armazenamento do solo para haver escoamento subsuperficial (Wz).

Para a precipitação e evapotranspiração, foram utilizadas séries de dados diárias e o índice de área foliar foi definido de acordo com a época do ano. Para fins de comparação os três métodos foram simulados com os mesmos parâmetros.

Tabela 2.2. Dados de entrada de cada um dos modelos.

Variáveis de entrada	WBMGB	WBFAO	WBTHOR
P (mm)	X	X	X
ETP (mm)	X	X	X
Wm (mm)	X	X	X
IAF	X	X	
TA (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )		X	
Z (m)		X	
b	X		
Kint (mm)	X		
Kbas (mm)	X		
XL	X		
Wz (mm)	X		
Wc (mm)	X		

### 2.3.2 Comparação dos métodos

Neste item serão apresentados resultados referentes à avaliação da estimativa de umidade do solo em escalas diária e mensal.

#### Avaliação diária

A Figura 2.10 apresenta o gráfico de umidade do solo observada e a calculada pelos diferentes métodos. A umidade do solo tem uma variação de aproximadamente 300 mm ao longo do ano. Os valores calculados através do WBMGB e WBFAO

apresentaram valores semelhantes ao observado, a maior diferença ocorreu após o término do período seco, em que o WBMGB não alcançou a subida da curva de umidade observada, considerando que a subida da umidade do solo não parece ter relação somente com o balanço vertical, pois a precipitação observada (Figura 3.4) não poderia produzir uma subida tão alta de umidade do solo. A curva de umidade do solo calculada a partir do WBTHOR foi a que ficou mais distante do observado, com valores muito próximos da capacidade máxima de armazenamento de água no solo.

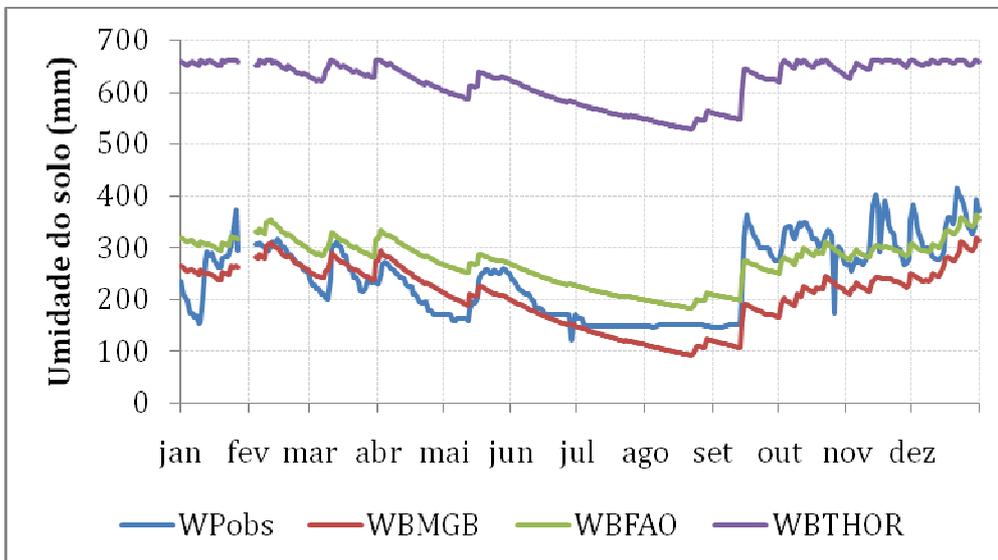


Figura 2.10. Variação diária da umidade do solo observada e estimada através dos diferentes métodos.

A Figura 2.11 apresenta a variabilidade sazonal da temperatura média diária, umidade relativa do ar, precipitação e evapotranspiração para o ano de 2001. Essas variáveis apresentam um ciclo sazonal definido de acordo com as estações inverno e verão. No cerrado, a variação da temperatura média diária oscilou entre 18°C na estação seca e 26°C na estação chuvosa. Temperaturas médias menores que 15°C, principalmente entre maio e setembro, estão associadas ao deslocamento de frentes

frias polares. A umidade relativa média do ar e do solo segue a variabilidade sazonal da precipitação, diminuindo durante a estação seca e aumentando durante a estação chuvosa.

A Figura 2.11d apresenta a evapotranspiração observada e a evapotranspiração calculada a partir do método de Penman, sendo que logo após a estação seca a calculada ficou bem acima da observada alterando o cálculo do balanço de água no solo, ou seja, está sendo disponibilizada uma quantidade maior de água para a evapotranspiração do que realmente tem disponível, provocando redução da umidade do solo observada. A evapotranspiração observada não foi utilizada na simulação por apresentar um grande número de falhas.

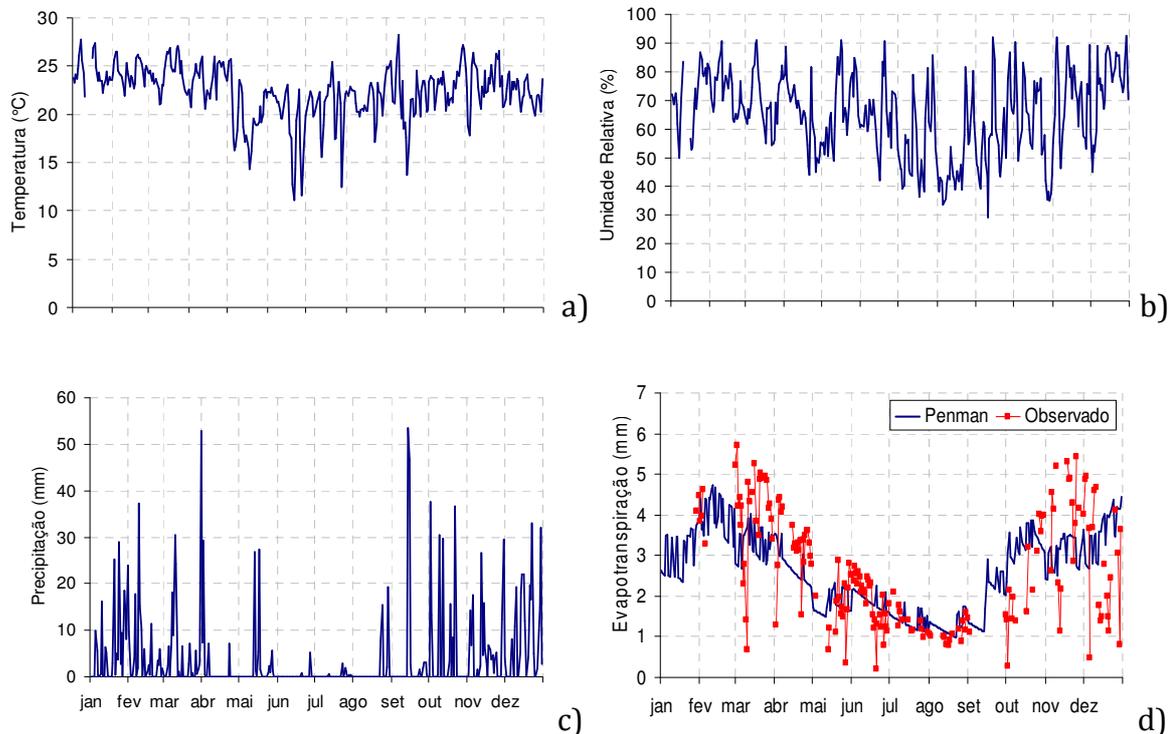


Figura 2.11. Variação sazonal das médias diárias de temperatura (a), umidade relativa do ar (b), precipitação(c), evapotranspiração (d). Ano de 2001.

A Figura 2.12 apresenta a relação entre os valores simulado e observado, no ano de 2001, considerando uma banda de 20% em relação à simulação perfeita (umidade do solo simulada igual à observada). O WBFAO apresentou valores mais concentrados dentro do intervalo definido e o WBMGB apresentou uma boa relação, mas com uma dispersão maior do que o WBFAO. O WBTHOR indicou claramente uma superestimada dos resultados.

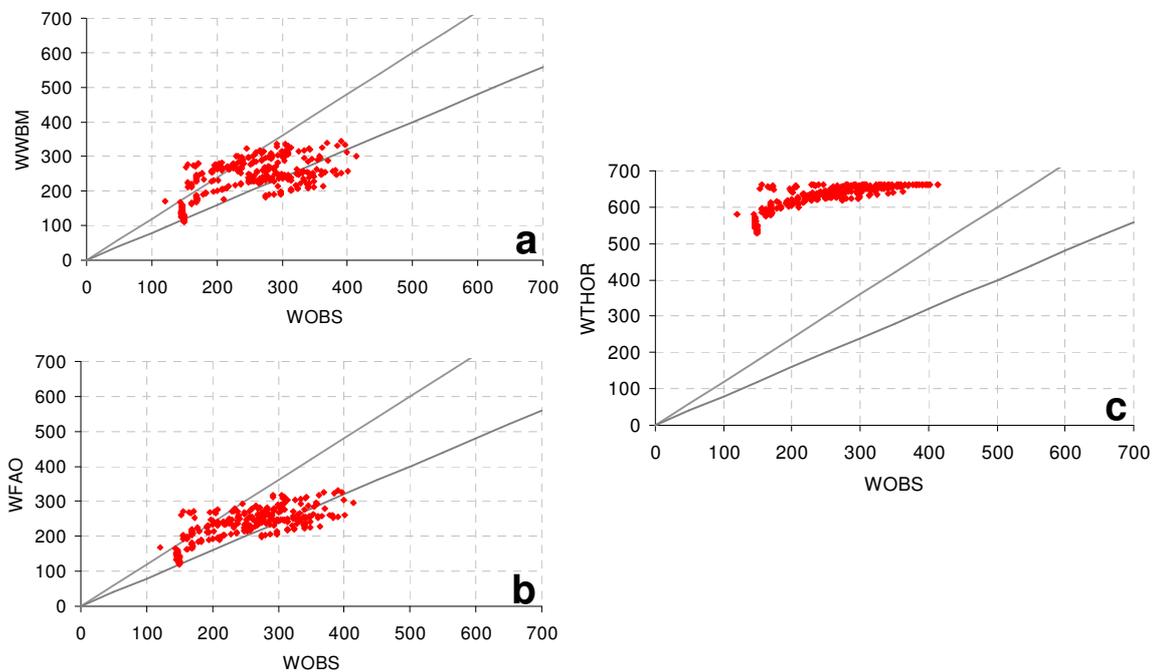


Figura 2.12. Correlação entre a umidade do solo e a umidade do solo estimada: WBMGB (a); WBFAO (b); WBTHOR(c).

A qualidade de aplicação de cada um dos métodos foi avaliada verificando os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe ( $R^2$ ) (Equação 2.15). Para verificar em que condições os métodos apresentavam melhor resposta, as estatísticas foram calculadas para o período chuvoso, período seco e após o período seco (Figura 2.13).

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (USobs(t) - UScal(t))^2}{\sum (USobs(t) - USobs(t))^2} \quad (\text{Equação 2.15})$$

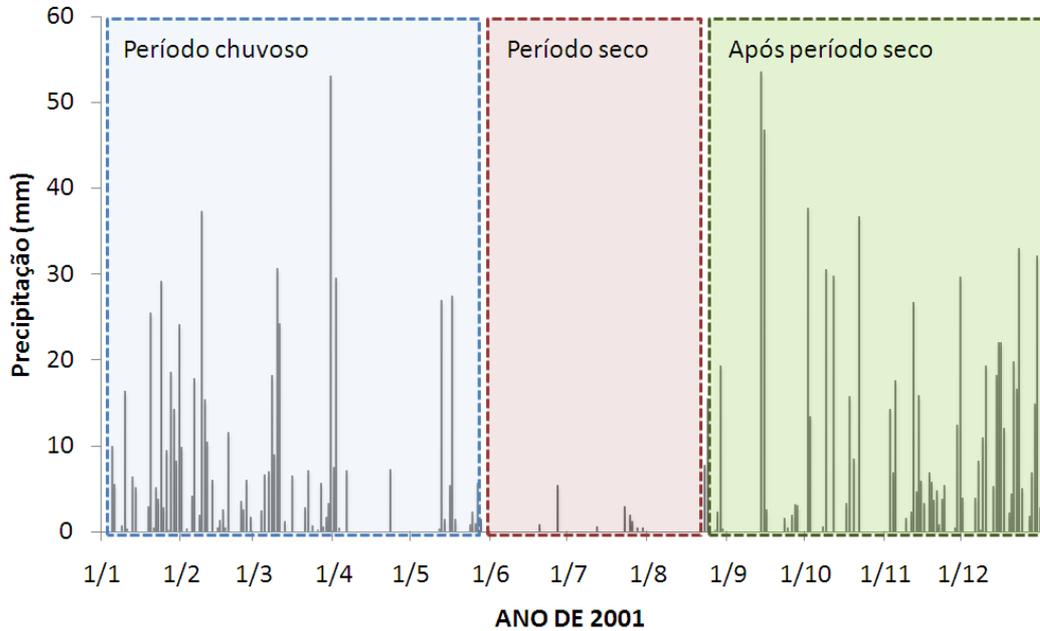


Figura 2.13. Divisão dos períodos de análises.

Os resultados apresentados na Tabela 2.3 mostram que o WBMGB apresentou um bom desempenho tanto no período chuvoso quanto no período seco, ao contrário da FAO que se mostrou mais eficiente somente após o término do período seco. O WBTHOR teve uma baixa eficiência em todos os períodos analisados.

Tabela 2.3. Coeficiente de avaliação diária dos métodos.

	WBMGB	WBFAO	WBTHOR
Período Chuvoso	0,72	0,04	-30,64
Período seco	0,60	-0,35	-66,22
Após período seco	-0,08	0,76	-14,19

### **Avaliação mensal**

As análises a seguir serão feitas excluindo a metodologia de Thornthwaite devido à baixa eficiência do método. A Figura 2.14 apresenta a variação mensal de umidade do solo e o erro relativo para cada mês. O WBMGB apresenta um bom resultado até o mês de julho, a partir de agosto o método que representa melhor a umidade observada do solo é o WBFAO.

A umidade do solo está diretamente relacionada com a precipitação. Os períodos referentes à estação seca são facilmente reconhecidos pela redução no teor de umidade do solo. No gráfico de umidade do solo observa-se que após o final da estação seca o WBMGB repõe lentamente o conteúdo de água no solo. Entretanto o método WBFAO superestima a umidade observada de janeiro a agosto e de setembro a dezembro segue o padrão do observado. O erro relativo (Figura 2.14) do WBMGB varia de 30 a 42% no período seco, sendo mais eficiente nos meses de setembro a dezembro com erros abaixo de 10%. O WBMGB apresentou um bom desempenho de janeiro a julho, e o maior erro 38 % foi no mês de janeiro após o término do período seco.

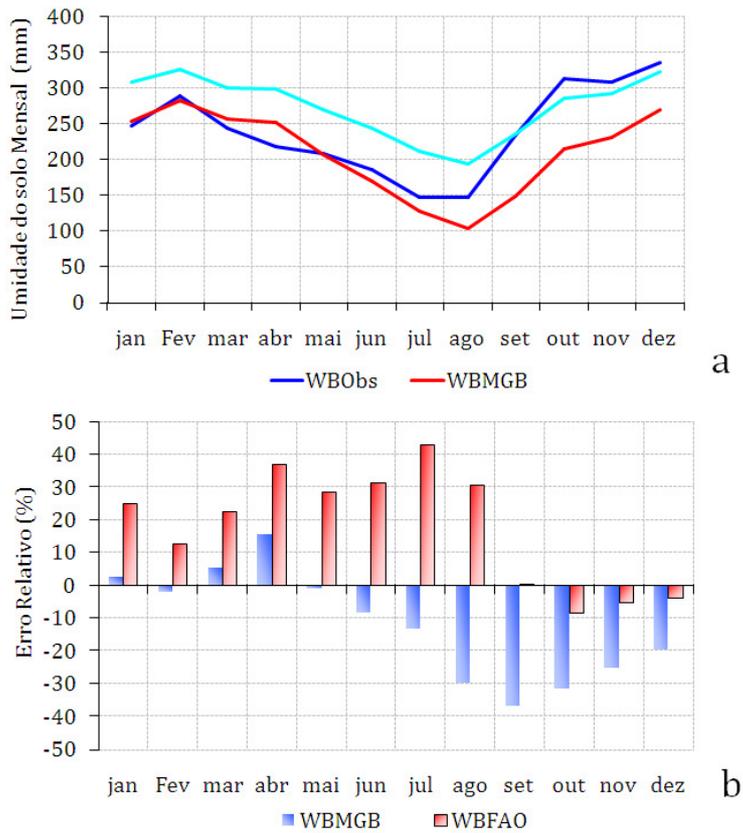


Figura 2.14. Umidade do solo mensal (a) Erro relativo (b)

A Tabela 2.4 apresenta o coeficiente de Nash-Sutcliffe para a série mensal dos dados de umidade do solo. Os resultados mostram que na avaliação mensal o WBMGB continuou mais eficiente que o WBFAO, tanto para o período seco quanto para o período chuvoso, com coeficientes de 0,63 e 0,94 respectivamente. Após o término do período seco, o WBFAO se mostrou bem eficiente com coeficiente de 0,94.

Tabela 2.4. Coeficiente de Nash-Sutcliffe para a avaliação mensal dos métodos.

	WBMGB	WBFAO
Período Chuvoso	0,63	-3,69
Período seco	0,97	0,52
Após período seco	0,07	0,94

Portanto verificou-se que a metodologia baseada no modelo MGB apresenta uma resposta melhor tanto para o período chuvoso quanto para o período seco, e sua maior deficiência foi após o término do período seco, mas como a metodologia será aplicada na Bacia do Rio Uruguai, onde as precipitações são bem distribuídas ao longo do ano, optou-se por utilizar a metodologia baseada no módulo de balanço de água do solo do MGB-IPH, inclusive por possuir um número maior de variáveis representando melhor a física do sistema. Sendo importante ressaltar que a metodologia baseada no modelo MGB vale para as regiões onde o modelo foi calibrado anteriormente, pois os parâmetros são calibrados em função do ajuste da vazão.

### 3 PREVISÃO DE UMIDADE DO SOLO

#### 3.1 Estrutura

A Figura 3.1 apresenta o fluxograma da metodologia proposta para a previsão de umidade do solo e produtividade de soja. A etapa de previsão de umidade do solo é apresentada neste capítulo e a etapa de previsão de produtividade de soja é apresentada no capítulo seguinte.

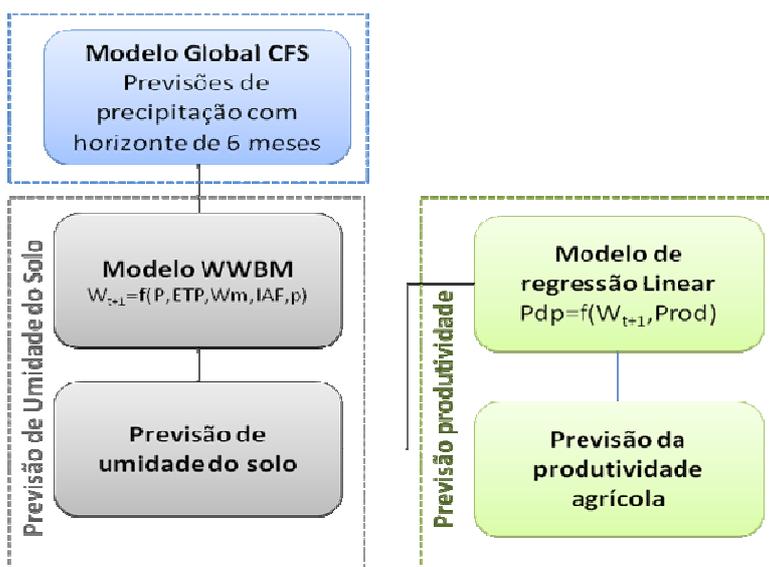


Figura 3.1. Estrutura metodológica para a previsão de umidade do solo e produtividade de agrícola, sendo  $W_{t+1}$  [mm], previsão de umidade do solo;  $P$  [mm], precipitação prevista;  $ETP$  [mm], evapotranspiração;  $Wm$  [mm], armazenamento máximo; e  $p$ , parâmetros do modelo MGB.

#### 3.2 Modelo de previsão de precipitação

Nesta pesquisa, foram utilizadas as previsões de longo prazo do modelo global CFS (Climate forecast system) do NCEP (National Centers for Environmental Prediction), realizadas com periodicidade mensal para o horizonte de 6 meses e a média dos 14 membros do modelo. A resolução do modelo é de aproximadamente 250 km (SAHA, 2006). Estas previsões foram fornecidas pelo professor Eric Wood do Departamento de Engenharia Civil e Ambiental da Universidade de Princeton, New Jersey, EUA.

As séries de previsões de precipitação foram fornecidas com as respectivas correções pela técnica Bayesiana para minimizar os erros sistemáticos do modelo. Dentro da estrutura bayesiana, a distribuição climatológica da variável é fundamental sendo utilizada juntamente com o modelo climático para obter a equação de regressão linear ponderada entre o modelo e a variável climática. De acordo com Luo et al. (2007), após a correção da série de dados prevista, o modelo é capaz de representar melhor a estimativa da variável, incluindo sua média e variância.

### 3.3 Modelo hidrológico de previsão da umidade do solo

Os procedimentos necessários para a previsão de umidade do solo são apresentados na Figura 3.2 e descritos a seguir.

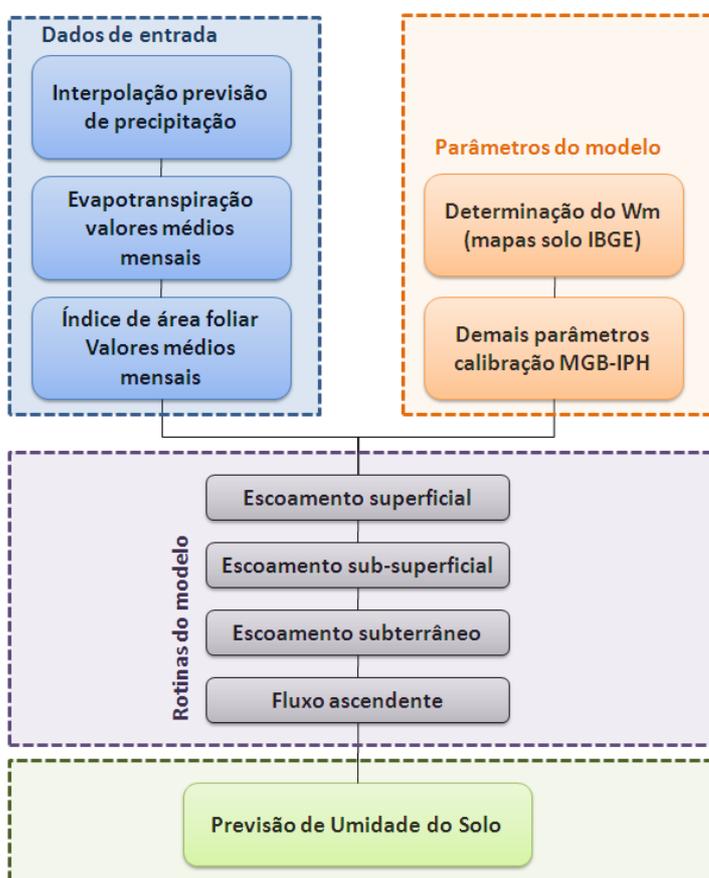


Figura 3.2. Etapas metodológicas para a previsão de umidade do solo.

O modelo proposto para previsão de umidade do solo baseia-se no módulo de balanço de água do solo do MGB-IPH (COLLISCHONN, 2001), é um modelo distribuído constituído por uma malha regular, dividida em células quadradas de aproximadamente 10 x 10 km, sendo composto por 5 rotinas principais: Escoamento superficial, escoamento sub-superficial, escoamento subterrâneo e fluxo ascendente de água no solo. Os cálculos destas rotinas são necessários para contabilizar o conteúdo final de água no solo.

Primeiramente a precipitação prevista é interpolada para cada célula da bacia a partir dos dados do modelo climático, pelo método do inverso do quadrado da distância. A partir do campo de precipitação interpolada foram gerados 648 postos de precipitação para cada célula do modelo ( $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ ), ou seja, uma matriz de 18 linhas e 36 colunas a partir do GRADS (Grid Analysis and Display System).

O módulo do cálculo da umidade do solo foi apresentado no capítulo anterior, e a descrição completa do modelo é apresentada no ANEXO B.

### 3.4 Área de estudo

A metodologia foi aplicada na região do médio alto Uruguai, compreendida entre as latitudes  $27^\circ 30'S$  e  $29^\circ 20'S$  e as longitudes  $51^\circ 30'W$  e  $55^\circ 00'W$ , apresenta um grande potencial para a produção de soja. A Figura 3.3 mostra a localização da área de estudo e o modelo numérico do terreno (MNT) da região selecionada. O relevo predominante é suave ondulado, com altitudes médias em torno de 500 metros com regiões um pouco mais baixas na parte oeste.

O rio Uruguai forma-se na região sul do Brasil, entre os Estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, a partir da confluência dos rios Canoas e Pelotas,

escoando posteriormente em trecho internacional. Neste trecho, inicialmente o rio faz divisa entre Brasil e Argentina e depois entre Uruguai e Argentina até a foz na Bacia do rio da Prata onde forma, juntamente com o rio Paraná, o rio da Prata (COLLISCHONN E TUCCI, 2002).

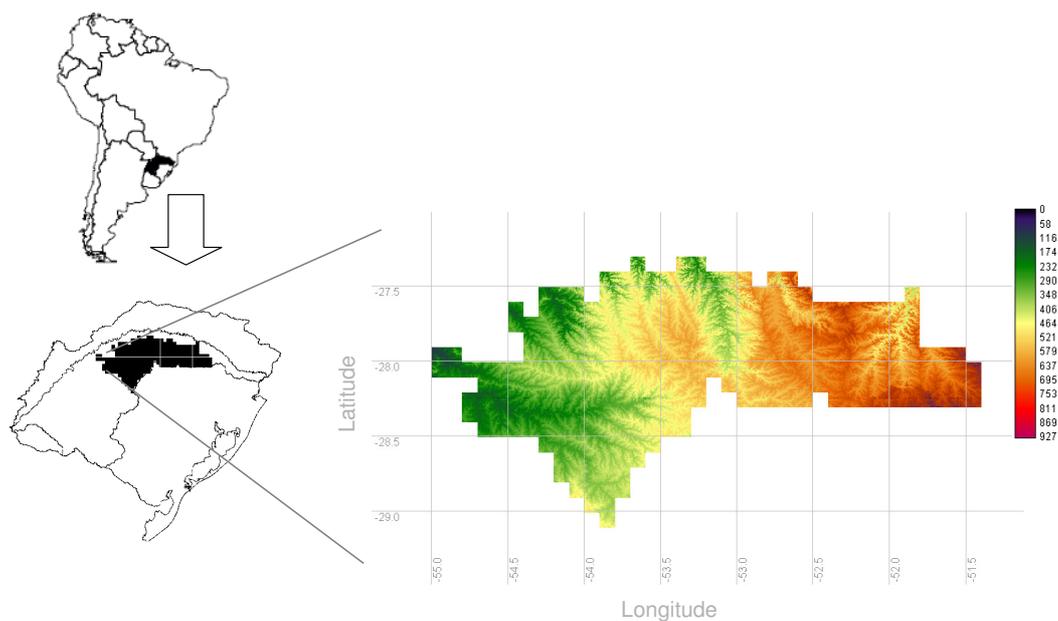


Figura 3.3. Área de estudo com o MNT da região de estudo

A Figura 3.4 mostra as sub-bacias do rio Uruguai que foram utilizadas na pesquisa: rio Ijuí, rio Comandaí, rio Santa Rosa, rio Buricá, rio Turvo, rio Guarita, rio da Várzea, rio Passo Fundo, rio Apuaê e rio Forquilha.

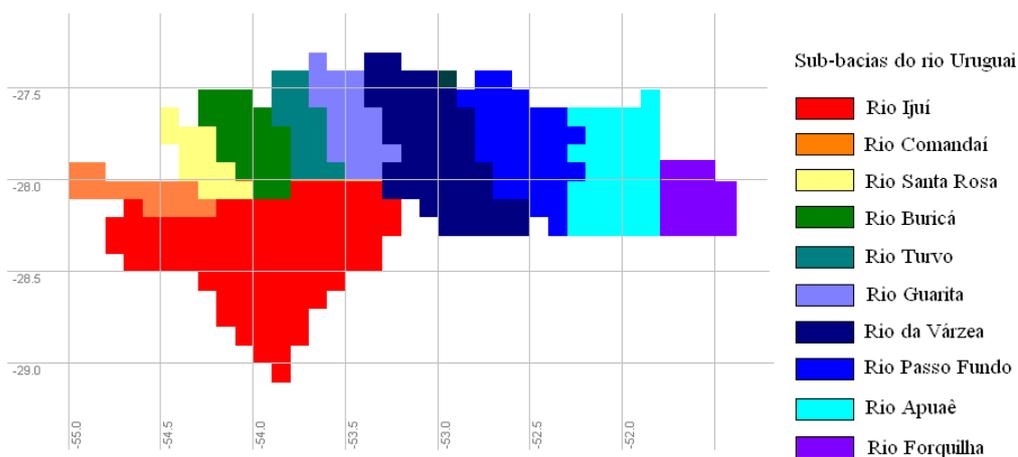


Figura 3.4. Subbacias do Rio Uruguai

Segundo o MMA (2006), cerca de 20% da área (Sub-bacia Uruguai Médio, trecho alto) é revestida por latossolos roxo e vermelho escuro, sendo os mais adequados para a agricultura de sequeiro, com ótimas propriedades físicas, mas alta acidez, sendo praticamente toda utilizada com agricultura de verão (soja e milho) e de inverno (trigo e aveia). Já os planossolos e os glei húmicos, aproximadamente 25% da área total da Bacia (Ibicuí, Negro e Médio Uruguai), são utilizados para o cultivo do arroz, devido ao relevo suave associado a este tipo de solo.

A região de estudo é responsável por grande parte da produção de soja do Estado, localizando-se na parte norte-noroeste do Estado. Esta região (Figura 3.5) compreende em torno de 100 municípios entre eles: Erechim, Erval Seco, Frederico Westphalen, Ijuí, Lagoa Vermelha, Palmeira das Missões, Panambi, Pontão, Ronda Alta, Sananduva, Santo Ângelo, Seberi, Sertão, Soledade e Três de Maio.

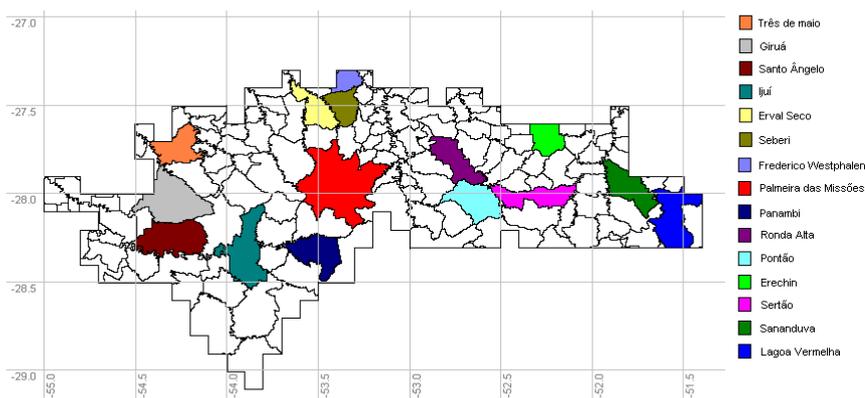


Figura 3.5. Divisão dos municípios que compreendem a área de estudo destacando algumas cidades.

A quantidade de soja produzida no estado no ano agrícola 2007/2008 foi de 7.815 mil toneladas com uma produtividade média de  $2039 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$  (CONAB, 2008). De acordo com Melo (2005), a soja plantada na região de estudo possui alta correlação com as produtividades médias obtidas no Rio Grande do Sul, equivalendo em torno de 80% da soja plantada no Estado.

### 3.5 Previsão de precipitação

#### 3.5.1 Avaliação da precipitação prevista

A previsão de precipitação é a principal variável de entrada do modelo de previsão de umidade do solo, portanto, este item destina-se à avaliação da previsibilidade do modelo de precipitação. As análises das previsões foram feitas para os horizontes de 1, 3 e 6 meses.

A avaliação foi desenvolvida pela análise espacial dos resultados e do cálculo de alguns coeficientes de avaliação, para cada uma das sub-bacias estudadas, entre eles: o desvio padrão da persistência (Equação 3.1), taxa de melhora do método proposto em relação ao método existente (Equação 3.2) e o coeficiente de persistência (Equação 3.3). A precipitação persistida é entendida no texto como a precipitação normal de cada mês.

O coeficiente de persistência varia de  $-\infty$  a 1, e os valores negativos indicam que o modelo proposto é pior que a precipitação persistida; para  $CP = 0$  os dois são equivalentes e para valores positivos do CP, o modelo proposto é tanto melhor quanto mais próximo de for de 1 (SILVA, 2005).

$$S_{persistencia} = \sqrt{\frac{\sum (Pobs - Ppers)^2}{n - 1}} \quad (3.1)$$

em que  $Pobs$  é o valor da precipitação observada mensal e a  $Ppers$  é a precipitação persistida (normal climatológica) e  $n$  é o número de meses da série.

$$\sigma = \left( \frac{S_{persistencia} - S_{mod\ elo}}{S_{persistencia}} \right) * 100 \quad (3.2)$$

$$CP = 1 - \frac{\sum (Pprev_i - Pobs_i)^2}{\sum (Ppers_i - Pobs)^2} \quad (3.3)$$

em que  $Pprev$  é a precipitação prevista,  $Pobs$  é a precipitação observada e  $Ppers$  é a precipitação persistida.

Para análise espacial da precipitação prevista foram selecionados dois períodos com padrões diferentes de precipitação, dentro do calendário agrícola da soja: novembro/1997, dezembro/1997 e janeiro/1998 (precipitação acima da normal climatológica) e novembro/2001, dezembro/2001 e janeiro/2002 (precipitação dentro da normal climatológica).

De acordo com a Figura 3.6, observa-se que para o período com precipitações acima da normal climatológica o modelo não apresenta um bom desempenho com uma amplitude grande de variação entre o previsto e o observado. Com relação ao período com precipitações dentro da normal

climatológica (Figura 3.7), o modelo apresenta pouca variação entre os valores observados e previstos, portanto como pode ser verificado nos casos analisados o modelo global apresenta uma boa resposta para previsões dentro da normal climatológica e certas limitações para prever eventos extremos.

Avaliando as estatísticas das séries de dados observadas e previstas (Figura 3.8) verifica-se que o desvio padrão da precipitação persistida em todos os casos apresenta valores maiores que o desvio padrão calculado a partir da precipitação prevista pelo modelo climático, portanto, a previsão com o modelo climático apresenta ganhos em relação ao modelo atualmente existente.

A Figura 3.9 apresenta o ganho percentual da previsão de precipitação através do modelo climático, mostrando os resultados que em praticamente todas as sub-bacias o modelo apresentou uma melhora acima de 50% com exceção da sub-bacia do rio Apuaê, cujo modelo apresentou uma melhora de em torno de 20% para o horizonte de 1 mês.

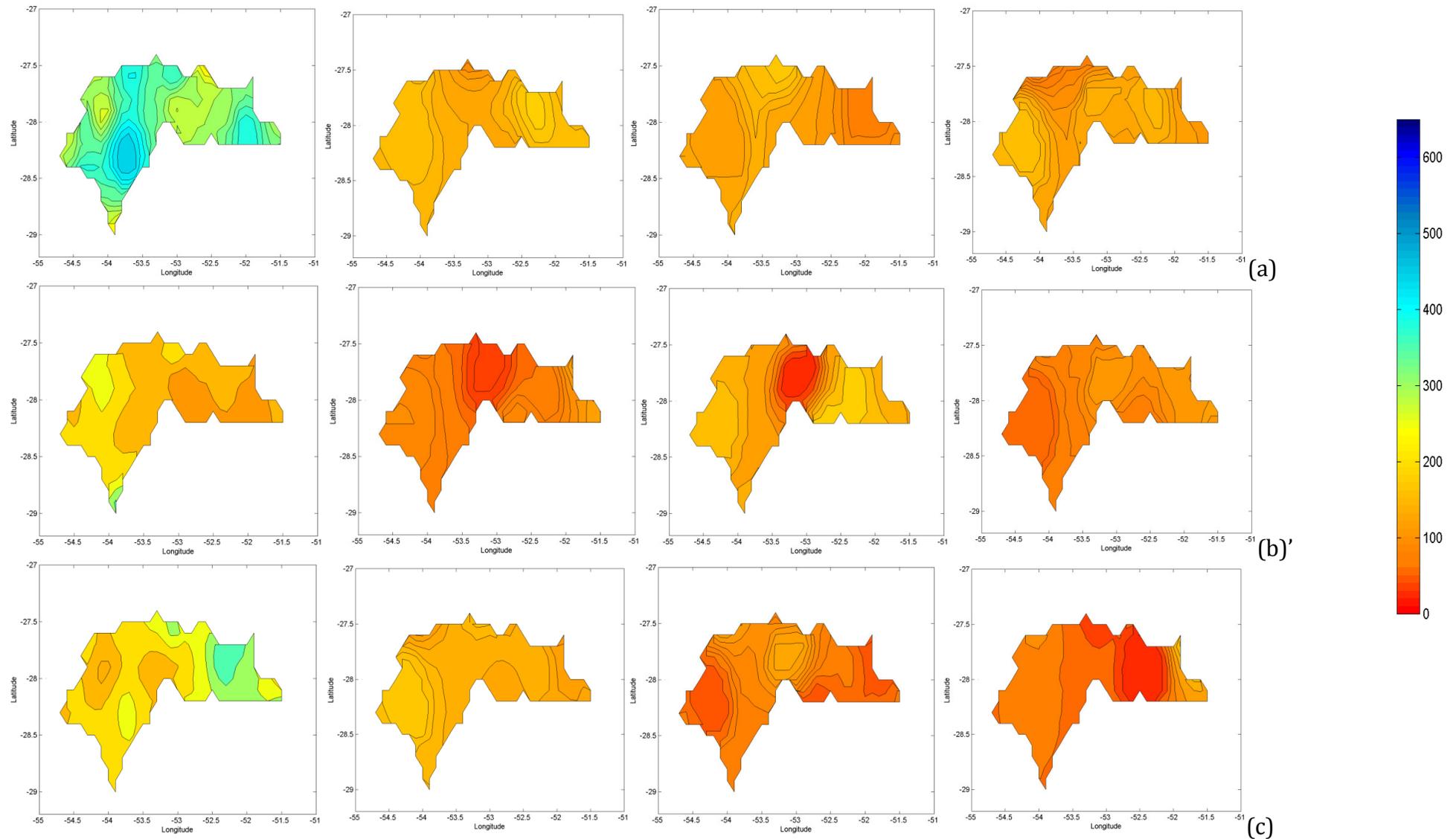


Figura 3.6. Precipitação observada e prevista para os horizontes de 1 mês, 3 meses e 6 meses, respectivamente para os meses de novembro de 1997 (a), dezembro de 1997 (b) e janeiro de 1998 (c).

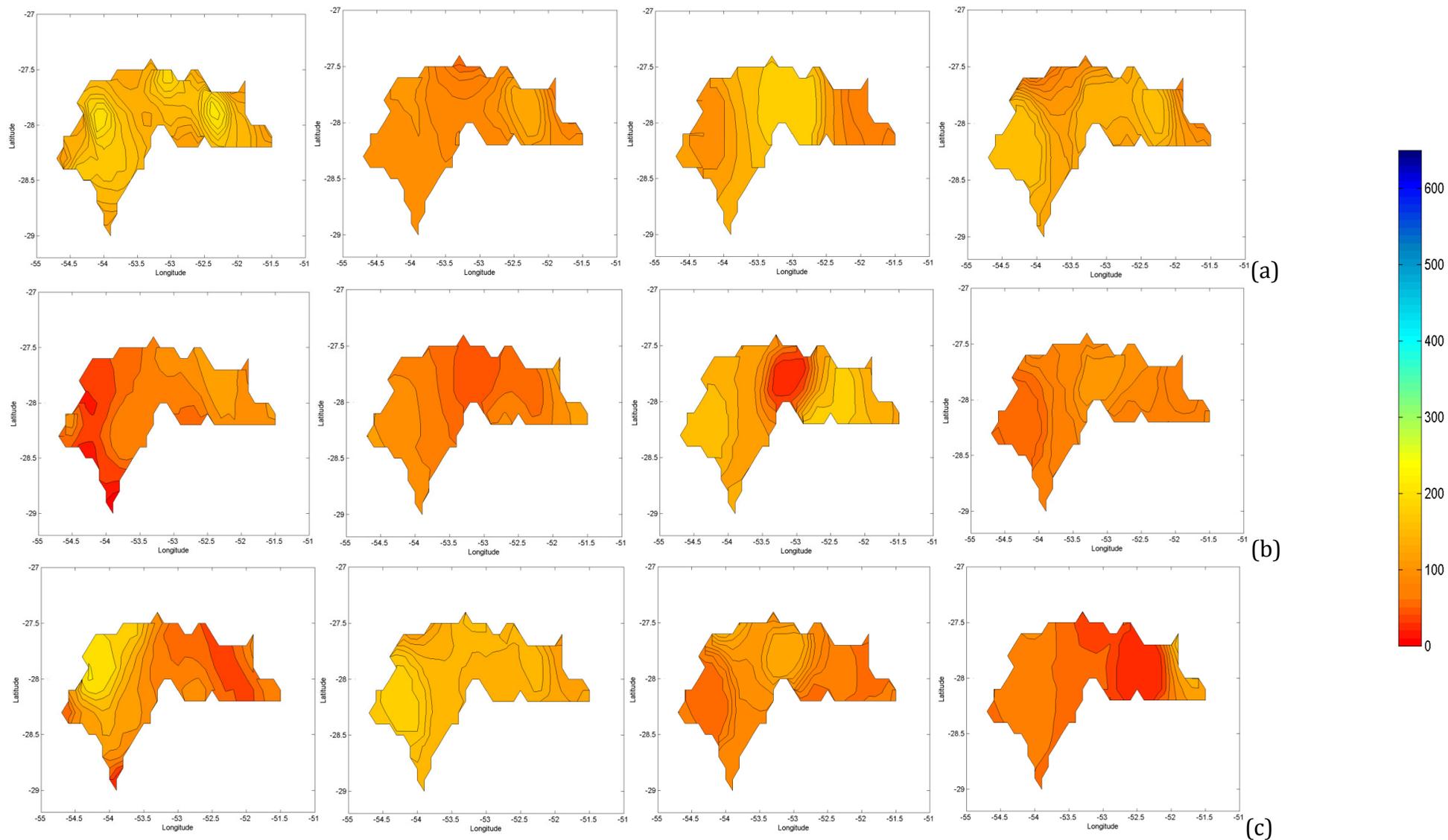


Figura 3.7. Precipitação observada e prevista para os horizontes de 1 mês, 3 meses e 6 meses, respectivamente para os meses de novembro de 2001 (a), dezembro de 2001 (b) e janeiro de 2002 (c).

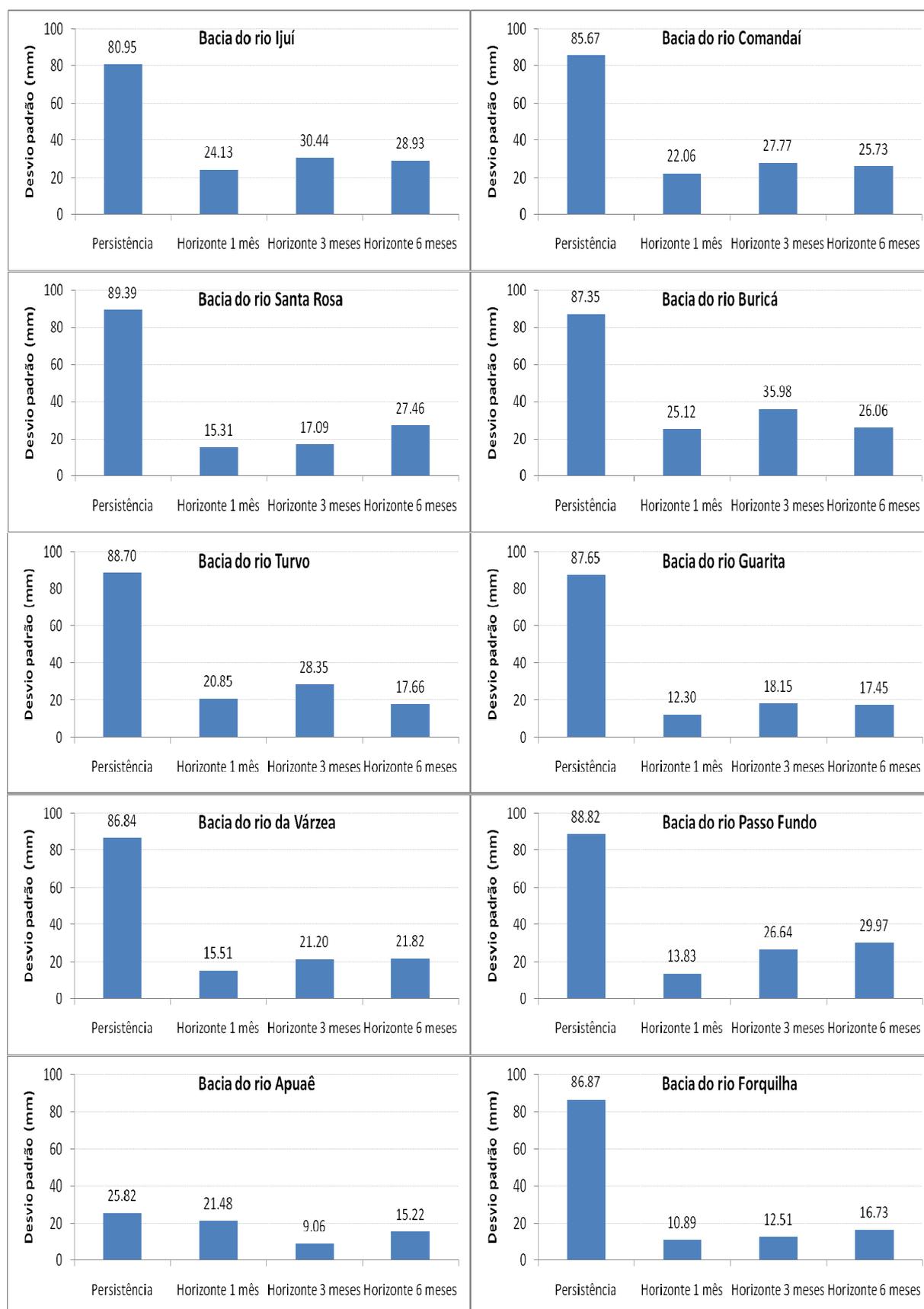


Figura 3.8. Desvio padrão da precipitação persistida e do modelo de previsão de precipitação para os horizontes de 1 mês, 3 meses e 6 meses.

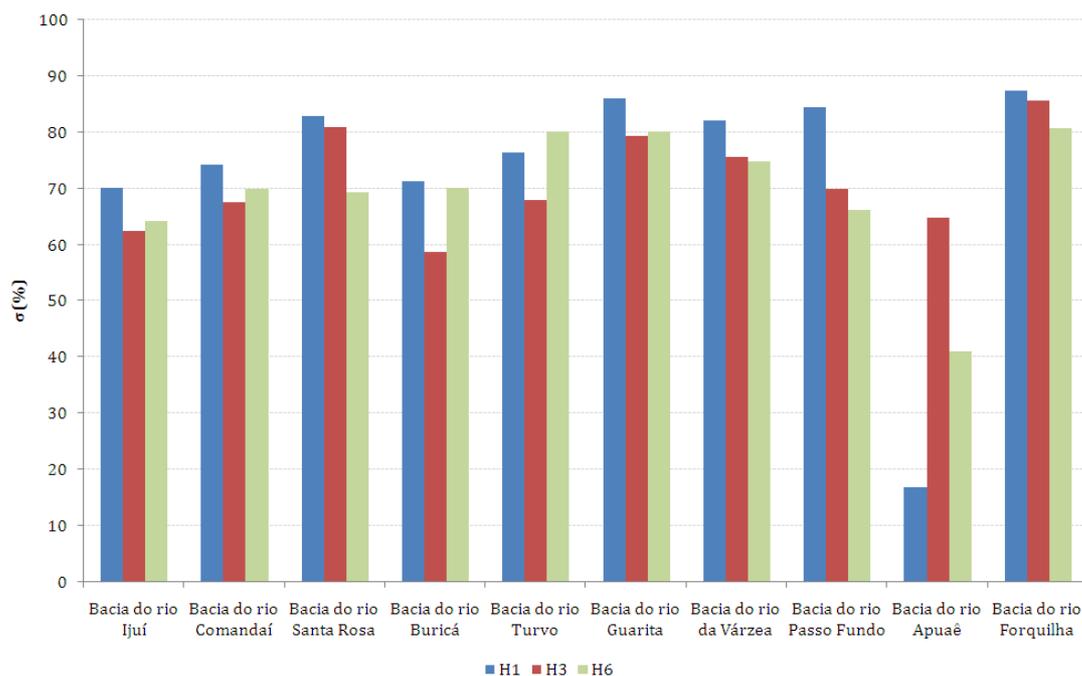


Figura 3.9. Percentual de ganho com a previsão de precipitação através do modelo climático, para os horizontes de 1, 3 e 6 meses.

A Tabela 3.1 mostra os valores do coeficiente de persistência para todos os horizontes de previsão abordados neste estudo. Observa-se que todos os valores foram positivos, confirmando que a previsão de precipitação é melhor do que a precipitação persistida.

Tabela 3.1. Coeficiente de persistência para os horizontes de 1, 3 e 6 meses.

Bacia	Horizonte de previsão		
	1 mês	3 meses	6 meses
<b>Rio Ijuí</b>	0,384	0,150	0,321
<b>Rio Comandaí</b>	0,339	0,121	0,202
<b>Rio Santa Rosa</b>	0,203	0,205	0,014
<b>Rio Buricá</b>	0,166	0,317	0,134
<b>Rio Turvo</b>	0,207	0,351	0,215
<b>Rio Guarita</b>	0,278	0,357	0,210
<b>Rio da Várzea</b>	0,314	0,298	0,144
<b>Rio Passo Fundo</b>	0,335	0,238	0,029
<b>Rio Apuaê</b>	0,248	0,287	0,037
<b>Rio Forquilha</b>	0,262	0,289	0,097

Após verificar que a previsão de precipitação apresenta ganhos em relação à precipitação persistida foi desenvolvida uma análise comparando a precipitação observada e as previsões de precipitação. A Figura 3.10 mostra a variação temporal da precipitação observada e da precipitação prevista para os 3 horizontes de previsão. Observa-se que a série de dados observada apresenta uma grande amplitude comparada com a série de dados prevista, isto ocorre porque a correção da série de dados prevista é feita a partir das normais climatológicas observadas, forçando os resultados a atingir valores próximos à média histórica, mas mesmo com essa variação entre os dados observados e a série de precipitação prevista conforme foi discutido anteriormente, o modelo climático apresenta um desempenho melhor do que a série de precipitação persistida.

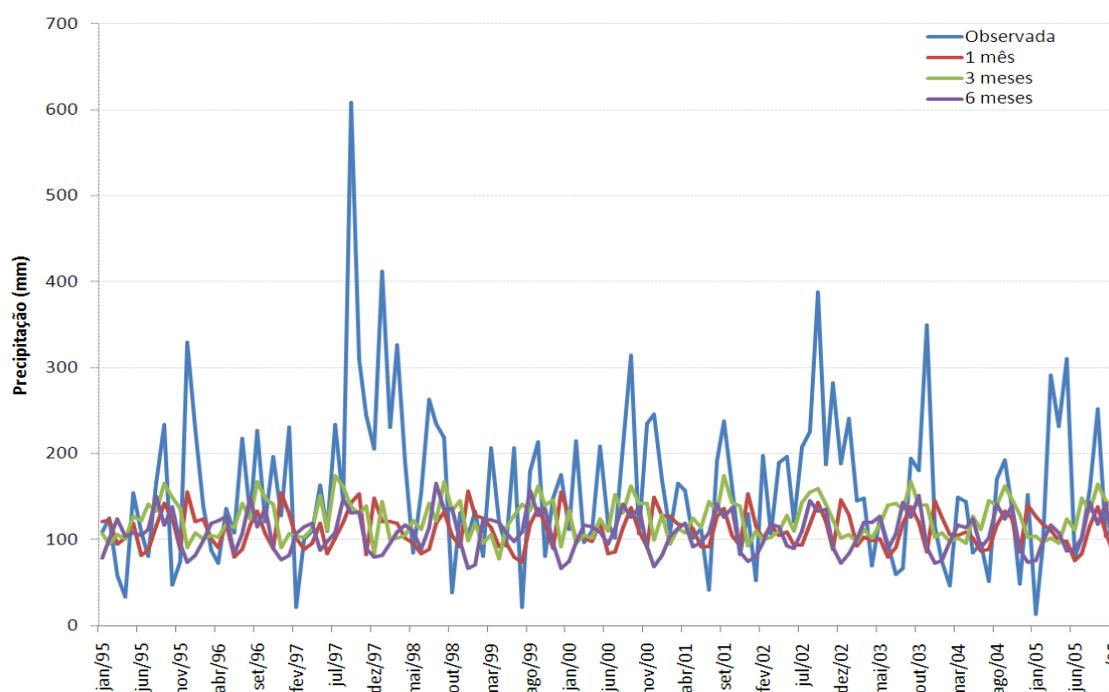


Figura 3.10. Comparação entre a precipitação observada e a precipitação prevista através do modelo global CFS para os horizontes de 1, 3 e 6 meses. (Precipitação média da área de estudo).

Os índices de performance das estimativas de precipitação foram calculados a partir da tabela de contingência, sendo uma boa ferramenta para avaliar a precipitação, em que diversos índices podem ser deduzidos com enfoques diferentes quanto à avaliação da performance das estimativas realizadas de ocorrência/não ocorrência do evento (WILKIS, 2006; KULIGOWSKI, 2002).

Para cada uma das regiões, foram construídas tabelas de contingência 3x3, a fim de relacionar os eventos seco, normal e chuvoso. Para fins de cálculos dos índices de performance, a tabela foi reduzida para 2x2, conforme mostrado na Figura 3.11.

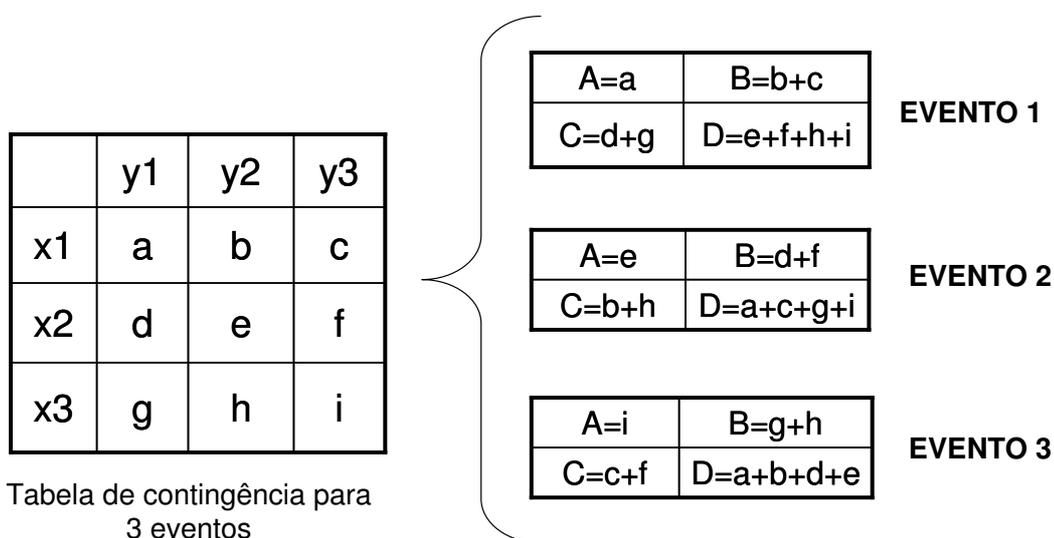


Figura 3.11. Redução de tabela de contingência 3x3 em três 2x2, para a verificação de eventos em 3 categorias.

Tratando de forma binária a ocorrência/não ocorrência de um determinado evento, bem como a estimativa de sua ocorrência ou não ocorrência, pode-se construir uma tabela de contingência da forma ilustrada na Figura 3.12. As grandezas “a” e “d” são a quantidade de acertos na estimativa de ocorrência e de não ocorrência do evento, respectivamente. A quantidade “b” denota o número de

vezes em que foi estimada a ocorrência do evento, mas ele não aconteceu. Analogamente, o valor “c” é a quantidade de vezes em que a ocorrência do evento foi observada, mas sua ocorrência não foi estimada.

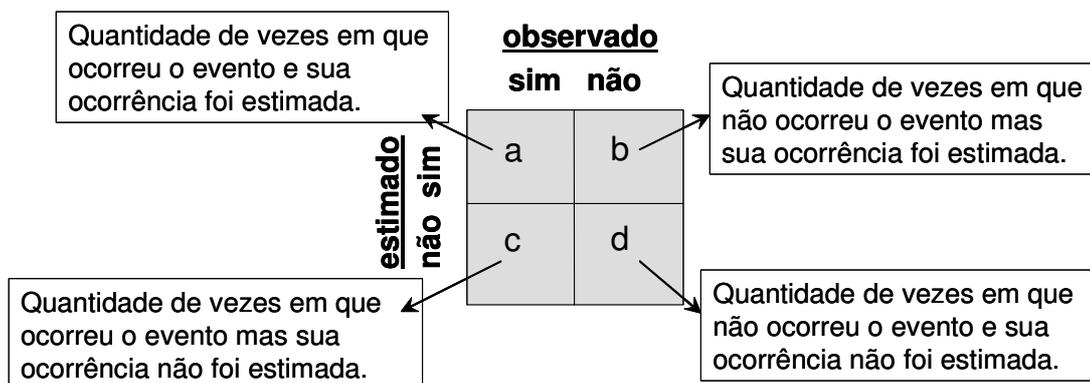


Figura 3.12. Esquema da tabela de contingência com análise comparativa dos acertos erros nas estimativas da ocorrência (“sim”) e não ocorrência (“não”) de um determinado evento.

Fonte: Saldanha, et. al. (2007).

Uma vantagem clara do uso da tabela de contingência é permitir analisar a performance da estimativa sob diferentes aspectos, conforme o tipo de evento estudado e o tipo de estimativa realizada. Por exemplo, considerando a previsão de precipitação em regiões de baixo índice pluviométrico e definindo como evento de análises a ocorrência de dia chuvoso, a previsão da não ocorrência do evento (dia sem precipitação) é relativamente mais fácil do que a previsão da sua ocorrência. Nesse caso, assumir um mesmo peso para os acertos do tipo “a” e do tipo “d” não seria adequado para uma verificação da performance do preditor. Nesse sentido, alguns índices permitem um enfoque mais restrito, como o percentual de acerto em conseguir detectar a ocorrência do evento, ou seja, dado que o evento foi observado.

Os índices de performance calculados foram: proporção correta (PC) que representa o percentual de previsões corretas independentemente de serem previstas a ocorrência ou não ocorrência do evento (varia de 0 a 1, em que a previsão perfeita é igual a 1), e o BIAS que representa a medida de tendência do sistema de previsão. Em situações em que o  $BIAS > 1$ , o sistema está superestimando o número de previsões de ocorrência de precipitação. E quando o  $BIAS < 1$ , o sistema está subestimando o número de previsões de ocorrência de eventos.

De acordo com a Tabela 3.2, observa-se que para o horizonte de 1 mês, o modelo apresenta um percentual de acerto variando de 46% a 78% , superestimando os resultados na maioria dos casos tanto para o evento seco, quanto normal e subestimando os eventos chuvosos.

A previsão com o horizonte de 3 meses apresenta um percentual de acerto variando entre 42% e 76%, também subestimando os eventos chuvosos e superestimando os eventos secos e normais. A previsão com 6 meses de antecedência apresenta o mesmo comportamento das citadas anteriormente.

Como foi descrito anteriormente, a precipitação e a previsão de precipitação são as principais variáveis de entrada do modelo de previsão de umidade do solo, portanto, o sucesso deste modelo está altamente vinculado a previsibilidade da precipitação, e de acordo com os resultados descritos, o modelo apresentou ganhos comparados à precipitação persistida; entretanto, o modelo ainda apresenta grandes limitações provavelmente ligadas à diferença de escala, mesmo após a técnica de correção da série de dados prevista que apresenta uma tendência de forçar os resultados a valores próximos à média histórica.

Tabela 3.2. Índices de performance na análise da previsão de precipitação para eventos secos, normal e chuvoso do modelo global CFS, para cada uma das sub-bacias da área de estudo.

	Horizonte 1 mês						Horizonte 3 meses						Horizonte 6 meses					
	SECO		NORMAL		CHUVOSO		SECO		NORMAL		CHUVOSO		SECO		NORMAL		CHUVOSO	
Sub-bacias	PC	BIAS	PC	BIAS	PC	BIAS	PC	BIAS	PC	BIAS	PC	BIAS	PC	BIAS	PC	BIAS	PC	BIAS
6	0,60	1,22	0,49	1,42	0,72	0,08	0,55	1,47	0,52	1,32	0,73	0,00	0,59	0,89	0,49	1,66	0,72	0,03
8	0,63	1,03	0,56	1,43	0,78	0,03	0,53	1,53	0,51	1,15	0,76	0,03	0,54	1,56	0,55	1,14	0,76	0,03
12	0,55	1,37	0,46	1,39	0,73	0,03	0,56	1,29	0,42	1,44	0,71	0,03	0,50	1,89	0,47	1,08	0,71	0,03
17	0,60	1,23	0,54	1,44	0,74	0,00	0,66	1,12	0,48	1,37	0,70	0,26	0,58	1,63	0,52	1,13	0,74	0,00
18	0,60	1,25	0,55	1,55	0,71	0,00	0,61	0,84	0,45	1,69	0,66	0,29	0,58	1,34	0,50	1,47	0,71	0,00
20	0,60	1,45	0,57	1,35	0,72	0,00	0,58	1,17	0,44	1,42	0,67	0,22	0,56	1,26	0,48	1,50	0,72	0,00
21	0,59	1,40	0,56	1,31	0,74	0,00	0,53	1,60	0,53	1,13	0,74	0,00	0,58	1,51	0,60	1,21	0,74	0,00
22	0,66	1,18	0,56	1,51	0,74	0,03	0,53	1,87	0,54	0,92	0,73	0,00	0,58	1,64	0,61	1,02	0,71	0,14
24	0,59	1,73	0,58	0,98	0,76	0,00	0,57	1,73	0,56	0,98	0,76	0,00	0,54	1,82	0,60	0,77	0,73	0,26
25	0,66	0,96	0,56	1,65	0,76	0,00	0,62	1,00	0,51	1,62	0,76	0,00	0,58	1,57	0,63	1,08	0,76	0,03
<b>Máximo</b>	0,66	-	0,58	-	0,78	-	0,66	-	0,56	-	0,76	-	0,59	-	0,63	-	0,76	-
<b>Mínimo</b>	0,55	-	0,46	-	0,71	-	0,53	-	0,42	-	0,66	-	0,50	-	0,47	-	0,71	-
<b>Média</b>	0,61	1,28	0,54	1,40	0,74	0,02	0,57	1,36	0,50	1,30	0,72	0,08	0,56	1,51	0,55	1,21	0,73	0,05

### 3.6 Estimativa dos parâmetros do modelo hidrológico

Os valores de evapotranspiração e de índice de área foliar são obtidos pelos valores médios mensais. A evapotranspiração foi calculada para cada sub-bacia pelo método de Penman-Monteith descrito no Item 2.2. O índice de área foliar (IAF) expressa a relação entre a área das folhas e todas as plantas e da área de uma parcela de solo. É um parâmetro adimensional ( $m^2.m^{-2}$ ) que pode ser medido. Tipicamente, o IAF de florestas é alto, com valores maiores que 6, enquanto o IAF de pastagens atinge no máximo o valor 5. Para as culturas anuais é importante procurar representar o ciclo anual de IAF. Este tipo de vegetação, como a soja, por exemplo, atinge valores máximos do IAF quando o desenvolvimento da planta é máximo. Esta situação de máximo desenvolvimento permanece pelo período aproximado de um a dois meses, e muda bruscamente quando ocorre a colheita. Após a colheita, o IAF é considerado relativamente baixo, mas os valores mínimos ocorrem durante o preparo do solo (COLLISCHONN, 2001). O índice de área foliar foi estipulado para cada sub-bacia de acordo com a variação ao longo do ano, para o tipo de cultura da região.

A determinação da capacidade máxima de armazenamento de água no solo ( $W_m$ ) foi desenvolvida a partir dos mapas de solo elaborados pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) e pela Embrapa (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) com uma escala de 1:5.000.000 a partir de levantamentos de solos produzidos pelo Projeto Radambrasil. A Figura 3.13 mostra os principais tipos de solos encontrados na região, originados de basalto, ocorrendo, especialmente solos do tipo: Cambissolo Háplico, Latossolo Bruno, Latossolo Vermelho, Neossolo Litólico e o Nitossolo Vermelho.

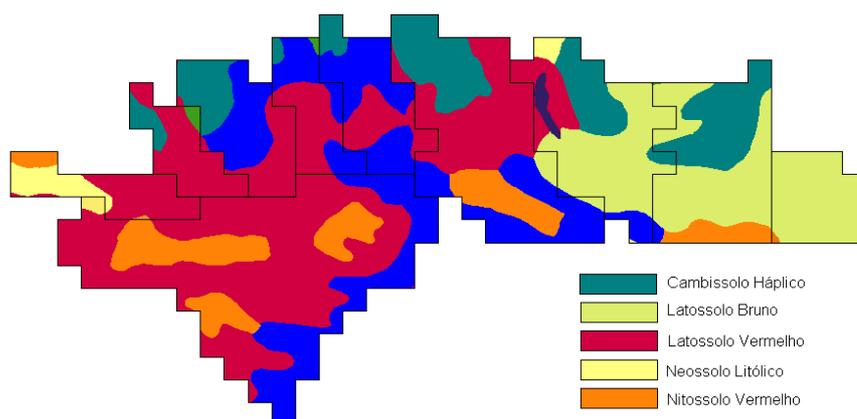


Figura 3.13. Classificação dos solos da região de estudo.

A Tabela 3.3 mostra os valores  $W_m$  adotados nesta pesquisa para cada tipo de solo, estes valores foram estimados conforme a textura do solo, utilizando como subsídios os valores tabelados de Thornthwaite & Mather (1957).

Tabela 3.3. Capacidade máxima de armazenamento ( $W_m$ ) dos solos da área de estudo.

Classe de solo	$W_m$ (mm)
Cambissolo Háplico	200
Latossolo Bruno	260
Latossolo Vermelho	350
Neossolo Litólico	100
Nitossolo Vermelho	350

Os demais parâmetros foram definidos em trabalhos anteriores a partir da calibração do MGB-IPH (COLLISCHONN, 2001; TUCCI, et. al., 2002), existindo de acordo com os autores, dois tipos de parâmetros no modelo hidrológico: fixos e calibráveis. Os parâmetros fixos têm valores que podem ser medidos ou que não interferem significativamente nos resultados. Os parâmetros de armazenamento

residual  $W_z$  e  $W_c$  foram assumidos como 10% do  $W_m$ . Para o índice de distribuição do tamanho dos poros ( $X_l$ ), adotou-se o valor de 0,4 que corresponde à média da argila e da areia. O parâmetro do fluxo ascendente foi desprezado, pois não existem dados para estimá-lo. Os parâmetros  $K_{int}$ , o  $K_{bas}$  e o  $b$  podem ser observados na Tabela 3.4.

Tabela 3.4. Valores dos parâmetros associados a cada sub-bacia do rio Uruguai.

Sub-bacias	Parâmetros		
	b (-)	$K_{int}$ (mm)	$K_{bas}$ (mm)
Rio Ijuí	0,72	117,2	5,95
Rio Comandáí	0,30	45,2	1,15
Rio Santa Rosa	0,27	207,2	2,34
Rio Buricá	0,45	47,2	3,0
Rio Turvo	0,23	220	4,41
Rio Guarita	0,31	240,2	6,34
Rio da Várzea	0,10	10,2	1,54
Rio Passo Fundo	0,04	1,5	0,13
Rio Apuaê	0,29	73,4	2,66
Rio Forquilha	0,13	138,2	1,55

### 3.7 Avaliação temporal da previsão de umidade do solo

As previsões de precipitação do modelo global do NCEP, interpoladas de acordo com a metodologia descrita anteriormente, foram utilizadas como dados de entrada para o modelo de balanço de água no solo, gerando previsões de umidade do solo com até 6 meses de antecedência, em intervalo de tempo mensal. As simulações foram feitas para o período de janeiro de 1994 a dezembro de 2005, onde o primeiro ano foi descartado da análise dos resultados por ter sido utilizado para o aquecimento do modelo.

Neste item, são apresentados os resultados da variação temporal do modelo WBMGB, com horizonte de previsão de 1, 3 e 6 meses.

A análise foi desenvolvida para as 10 sub-bacias da região de estudo (Figura 3.4). Após a obtenção dos valores previstos e da série de umidade do solo pseudo-observada, foram construídos os intervalos de confiança para cada horizonte de previsão, gerados por 1000 iterações, com 95% de confiança, utilizando o método bootstrap.

A técnica de reamostragem *Bootstrap* desenvolvida por Efron e Tibshirani (1993) permite precisamente usar uma amostra para estimar a quantidade de interesse através de uma estatística e avaliar também as propriedades da distribuição dessa estatística.

As Figuras a seguir mostram a previsão de umidade do solo com seus respectivos intervalos de confiança, a linha vermelha representando a umidade do solo prevista; a linha azul, a umidade do solo pseudo-observada; e a área cinza, a banda de confiança. A umidade do solo pseudo-observada foi obtida a partir da simulação da umidade do solo com dados observados de precipitação. A umidade simulada utiliza a previsão de precipitação do modelo CFS descrito anteriormente. Em geral, as previsões de umidade do solo para todos os horizontes representaram satisfatoriamente a curva da umidade do solo pseudo-observada, com valores dentro da banda de confiança, exceto nas bacias do rio Passo Fundo, Apuaê e rio Forquilha que apresentaram alguns valores fora deste intervalo e períodos maiores com umidade prevista abaixo da pseudo-observada, o tipo de solo desta região é o Latossolo Bruno, provavelmente houve um erro na determinação do  $W_m$  para este tipo de solo.

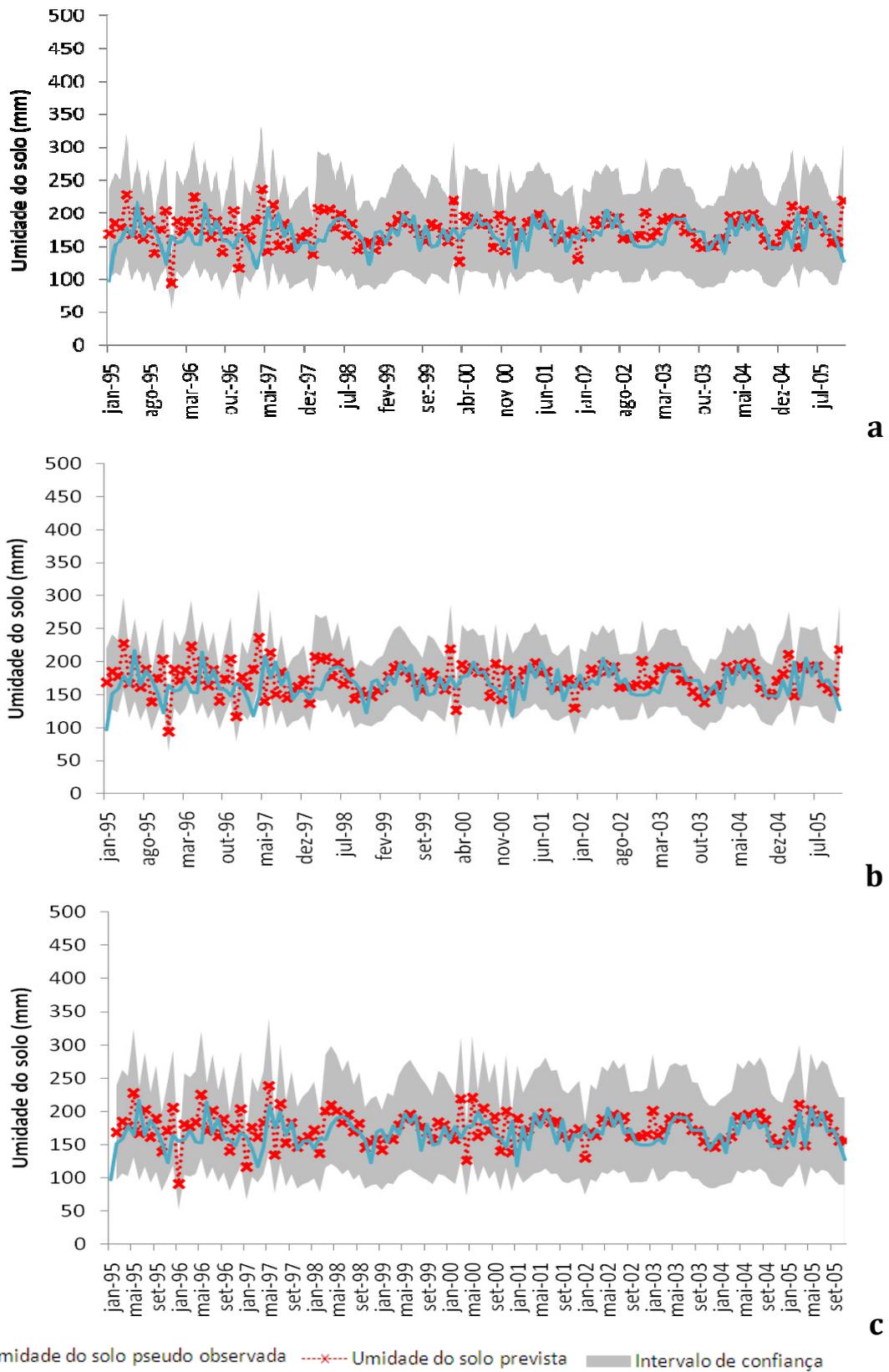


Figura 3.14. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 1 mês (a), 3 meses (b) e 6 meses (c) – Bacia do Rio Ijuí.

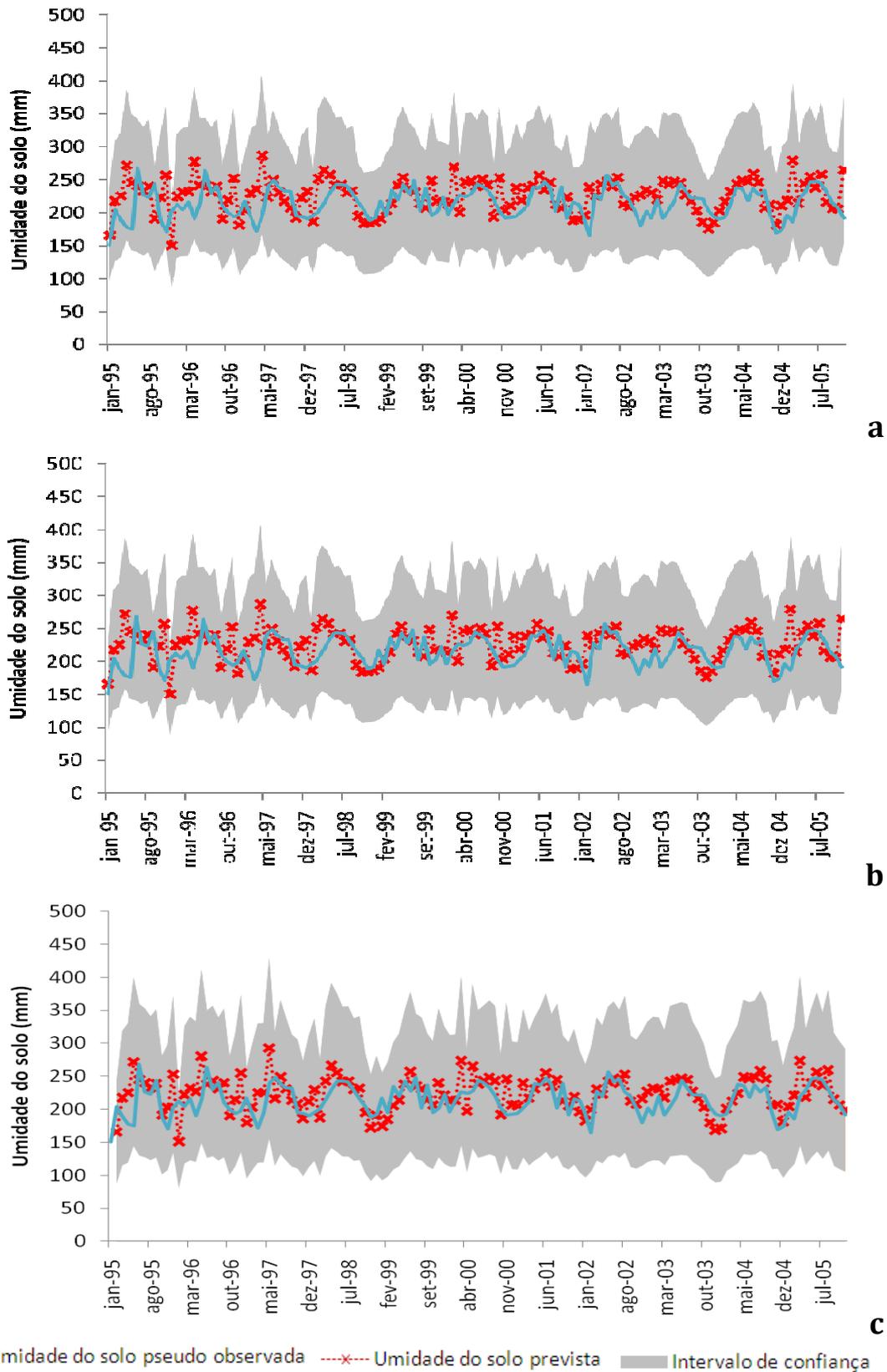
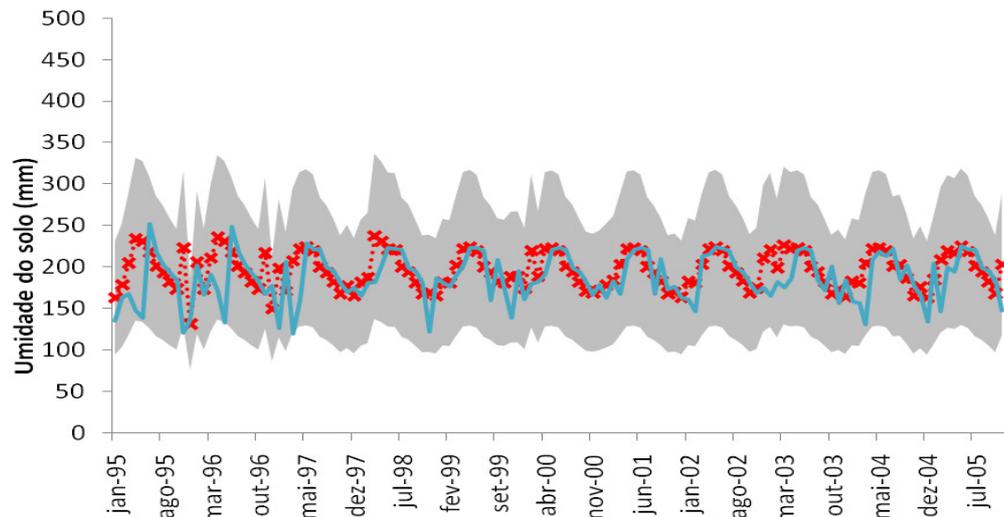
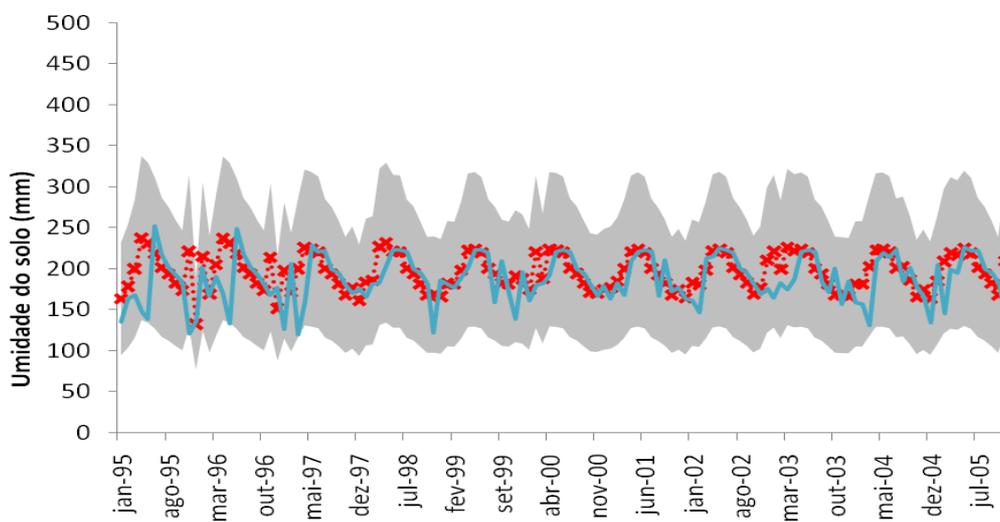


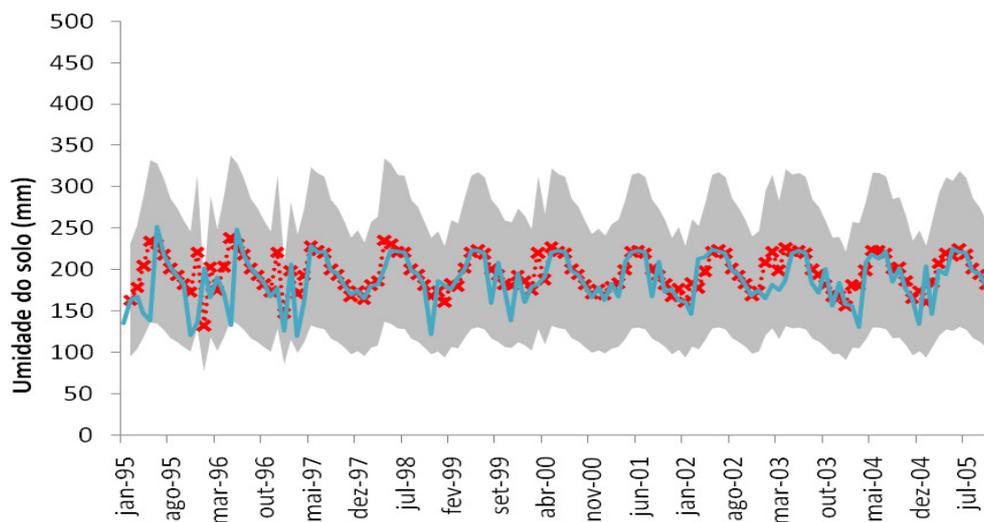
Figura 3.15. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Comandai.



a



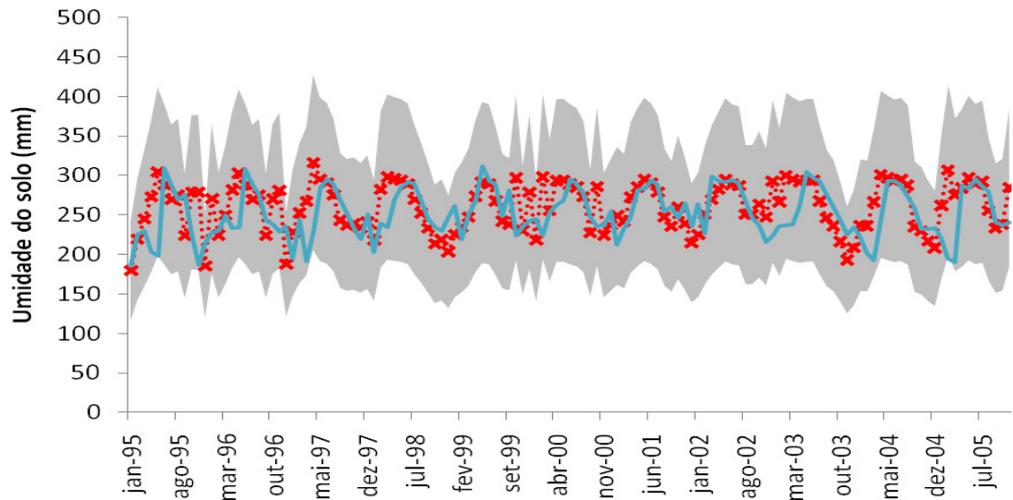
b



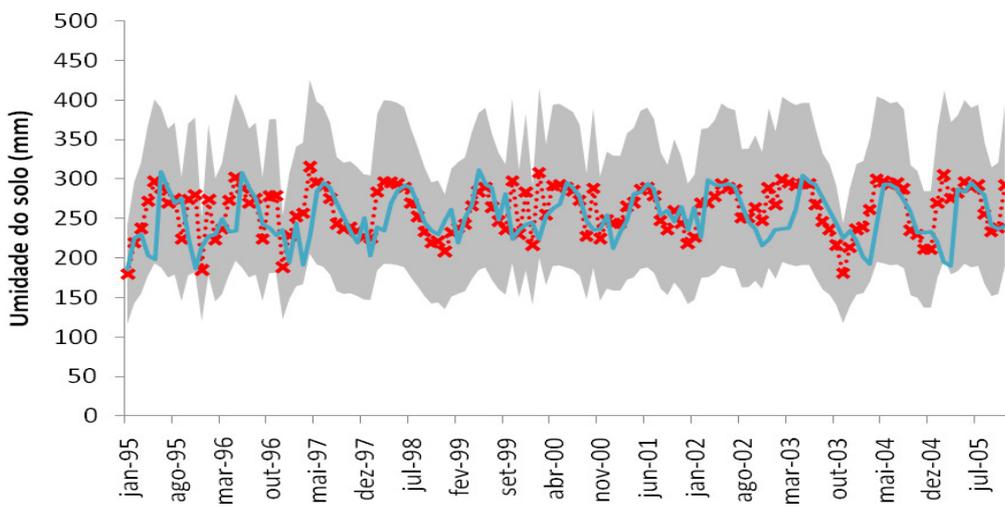
c

— Umidade do solo pseudo observada    -x- Umidade do solo prevista    Intervalo de confiança

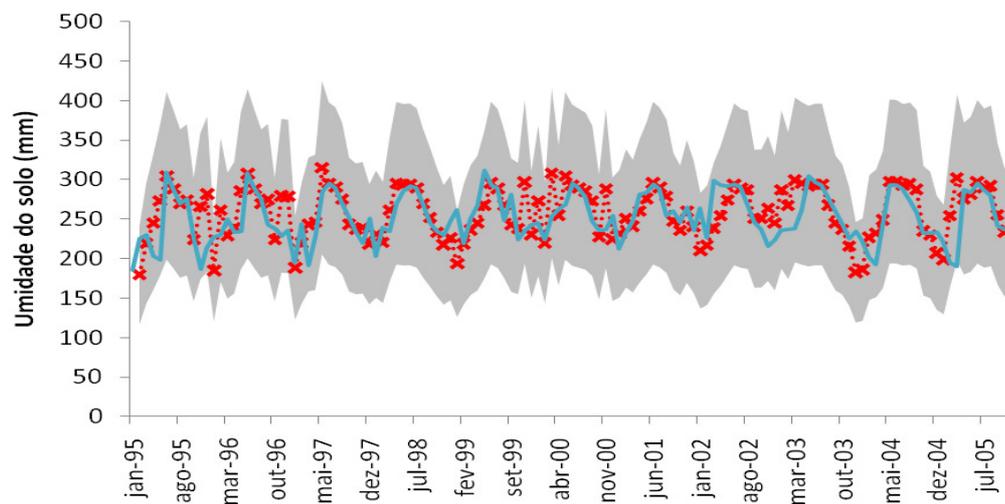
Figura 3.16. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Santa Rosa.



a



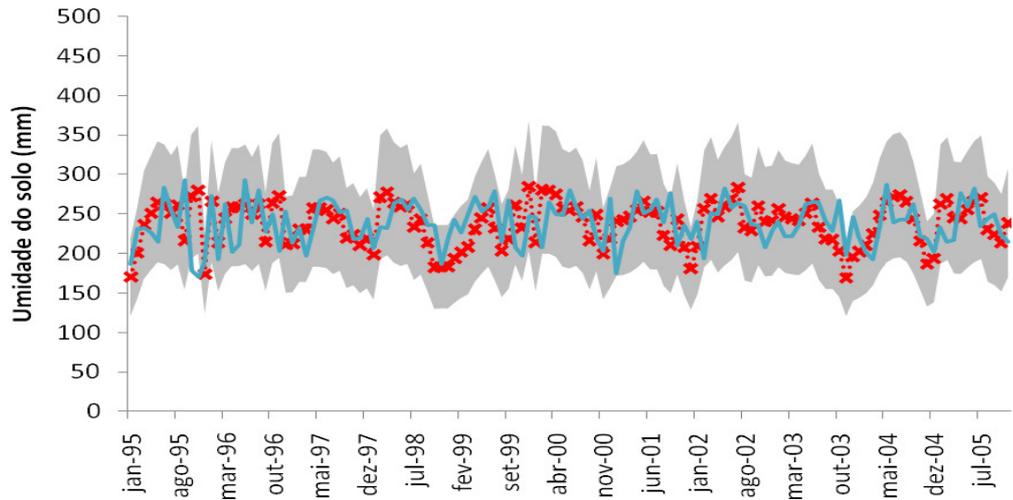
b



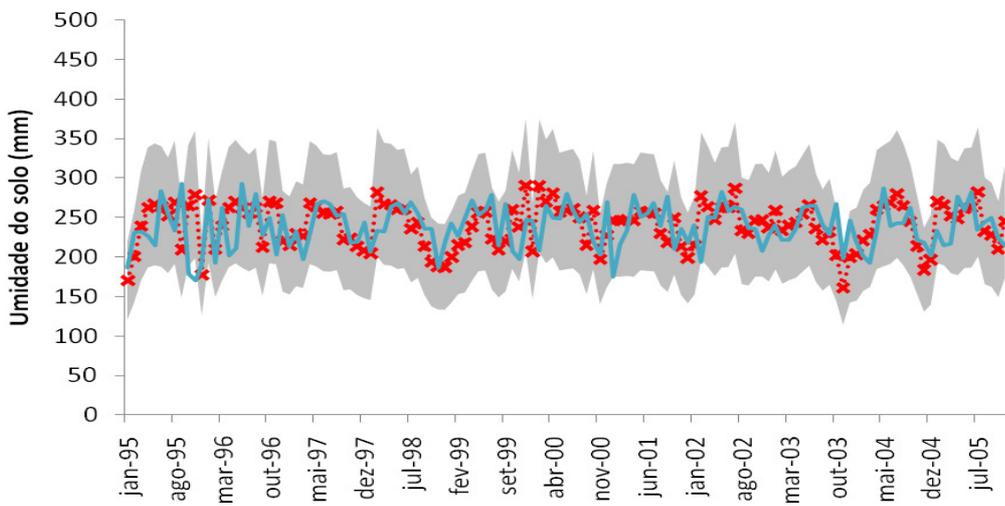
c

— Umidade do solo pseudo observada    -x-x- Umidade do solo prevista    Intervalo de confiança

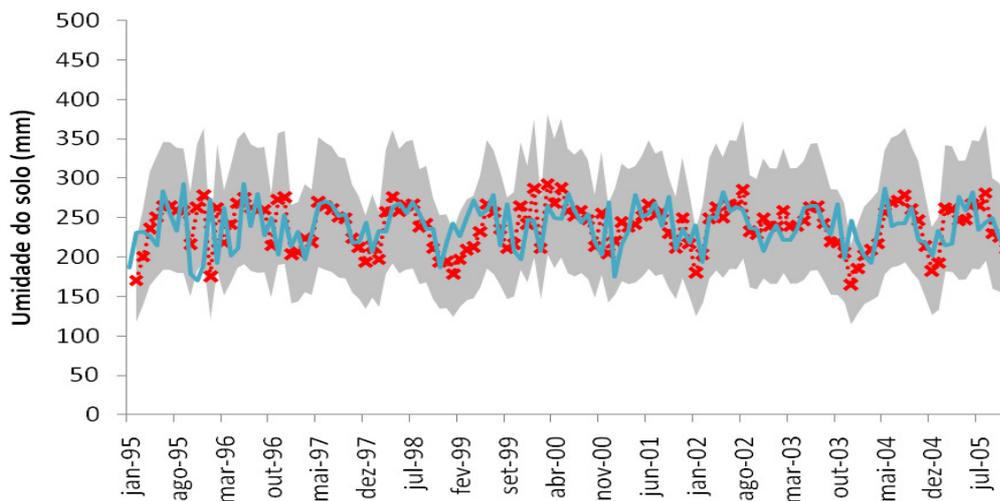
Figura 3.17. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Buricá.



a



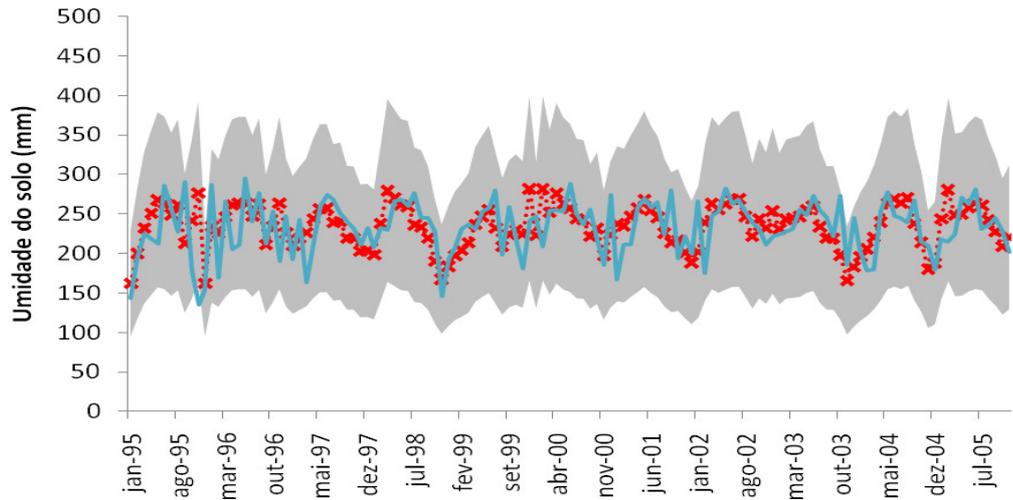
b



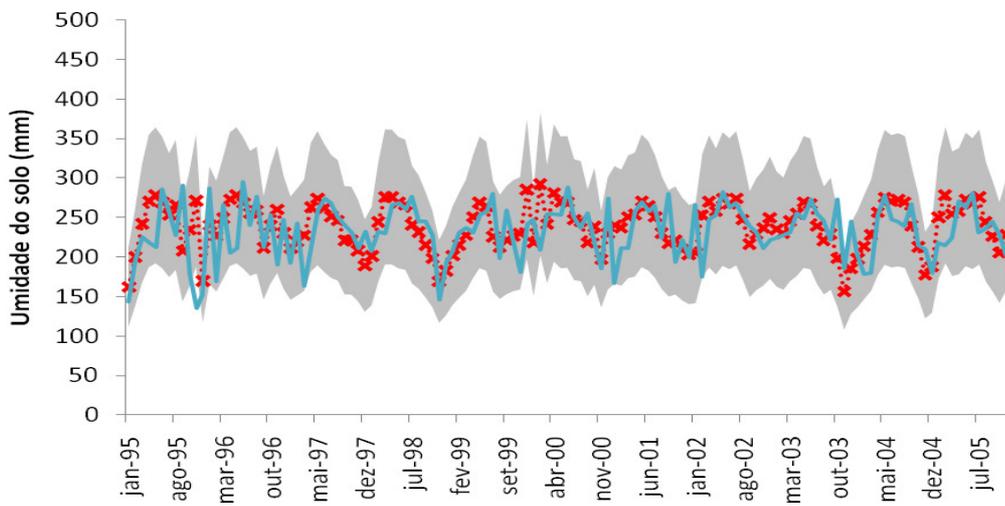
c

— Umidade do solo pseudo observada    -x-x- Umidade do solo prevista    Intervalo de confiança

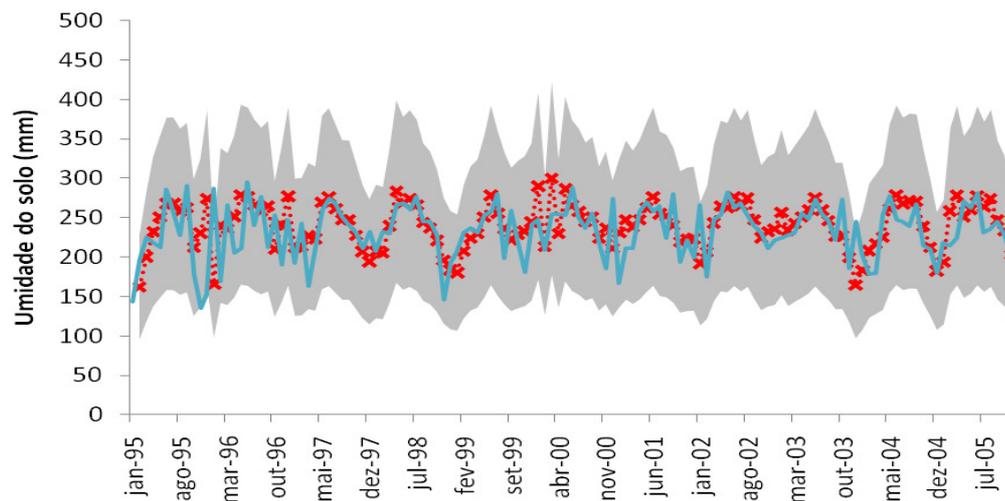
Figura 3.18. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Turvo.



a



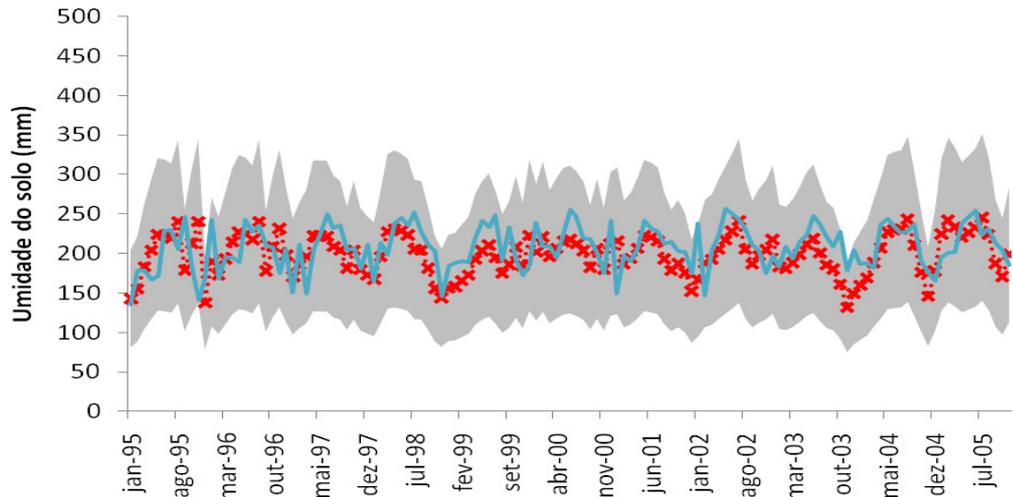
b



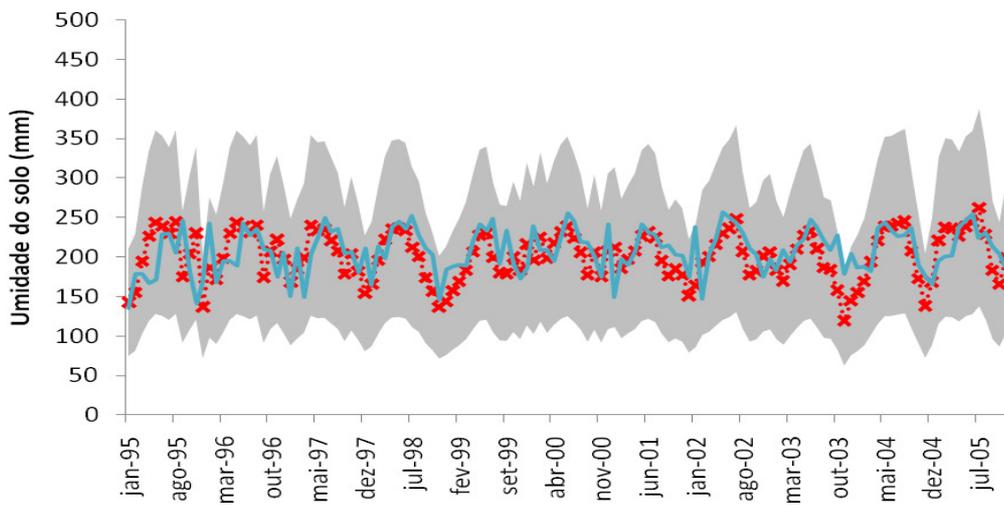
c

— Umidade do solo pseudo observada    -x- Umidade do solo prevista    Intervalo de confiança

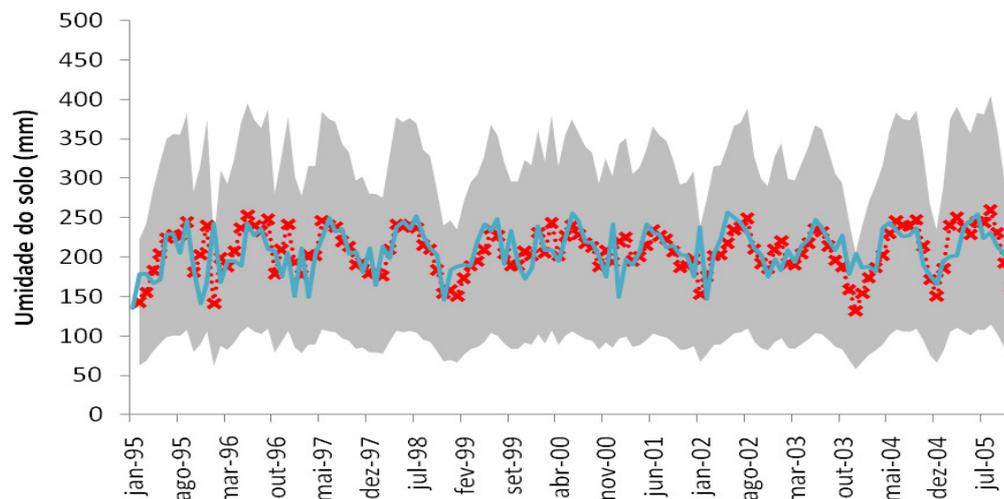
Figura 3.19. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Guarita.



a



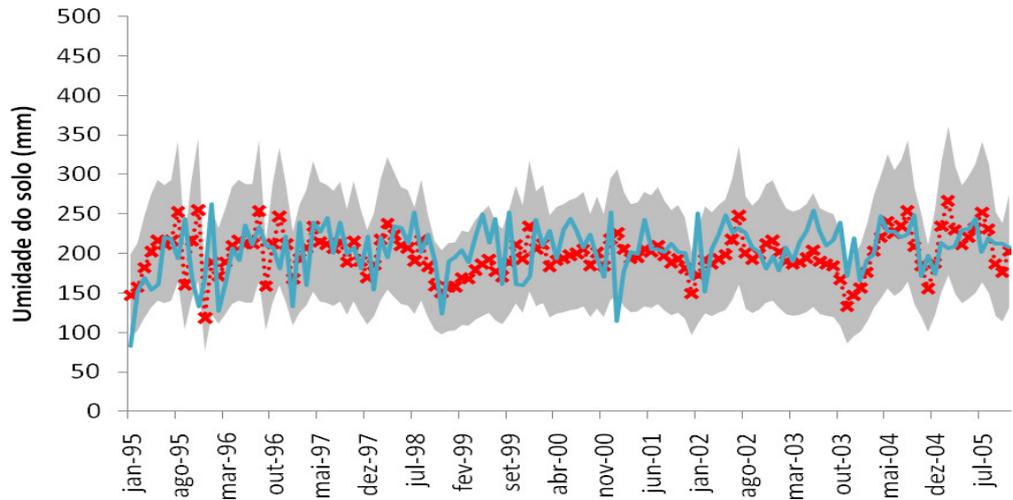
b



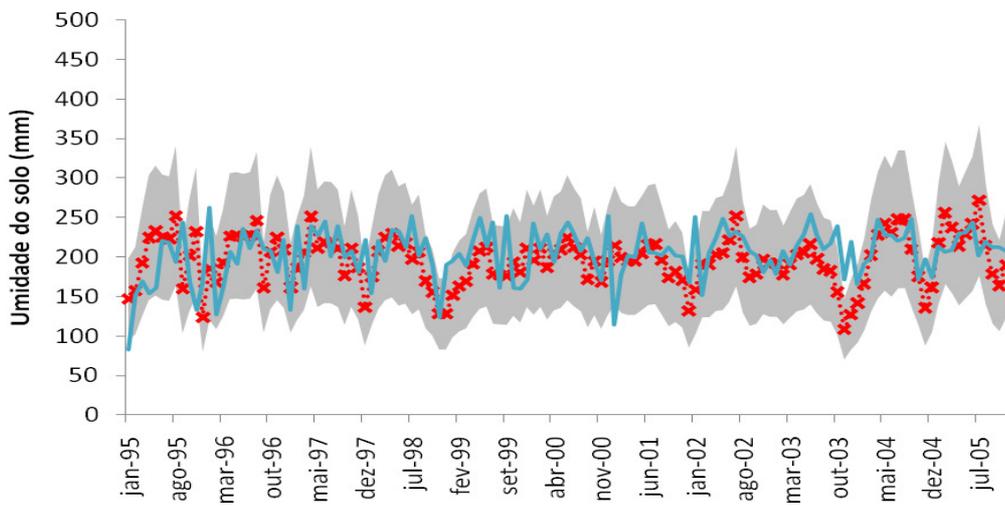
c

— Umidade do solo pseudo observada    -x-x- Umidade do solo prevista    Intervalo de confiança

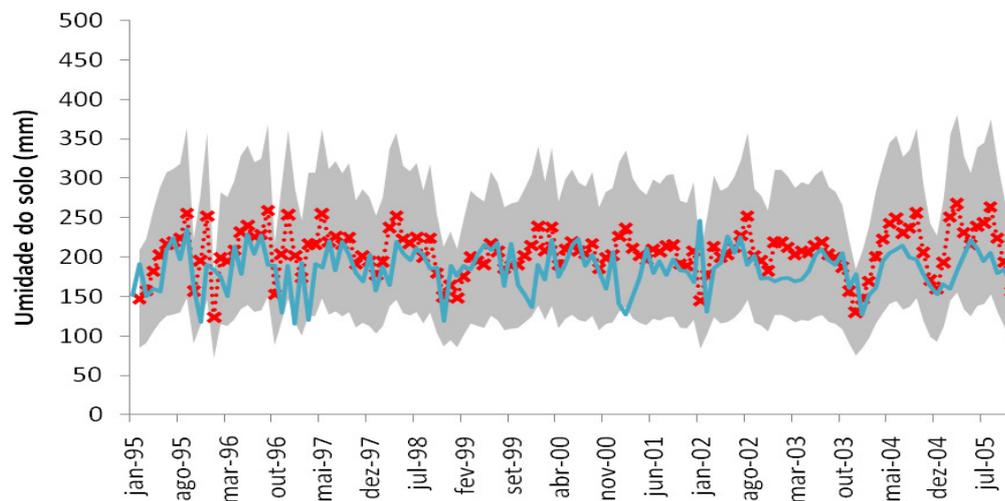
Figura 3.20. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio da Várzea.



a



b



c

— Umidade do solo pseudo observada    -x-x- Umidade do solo prevista    ■ Intervalo de confiança

Figura 3.21. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Passo fundo.

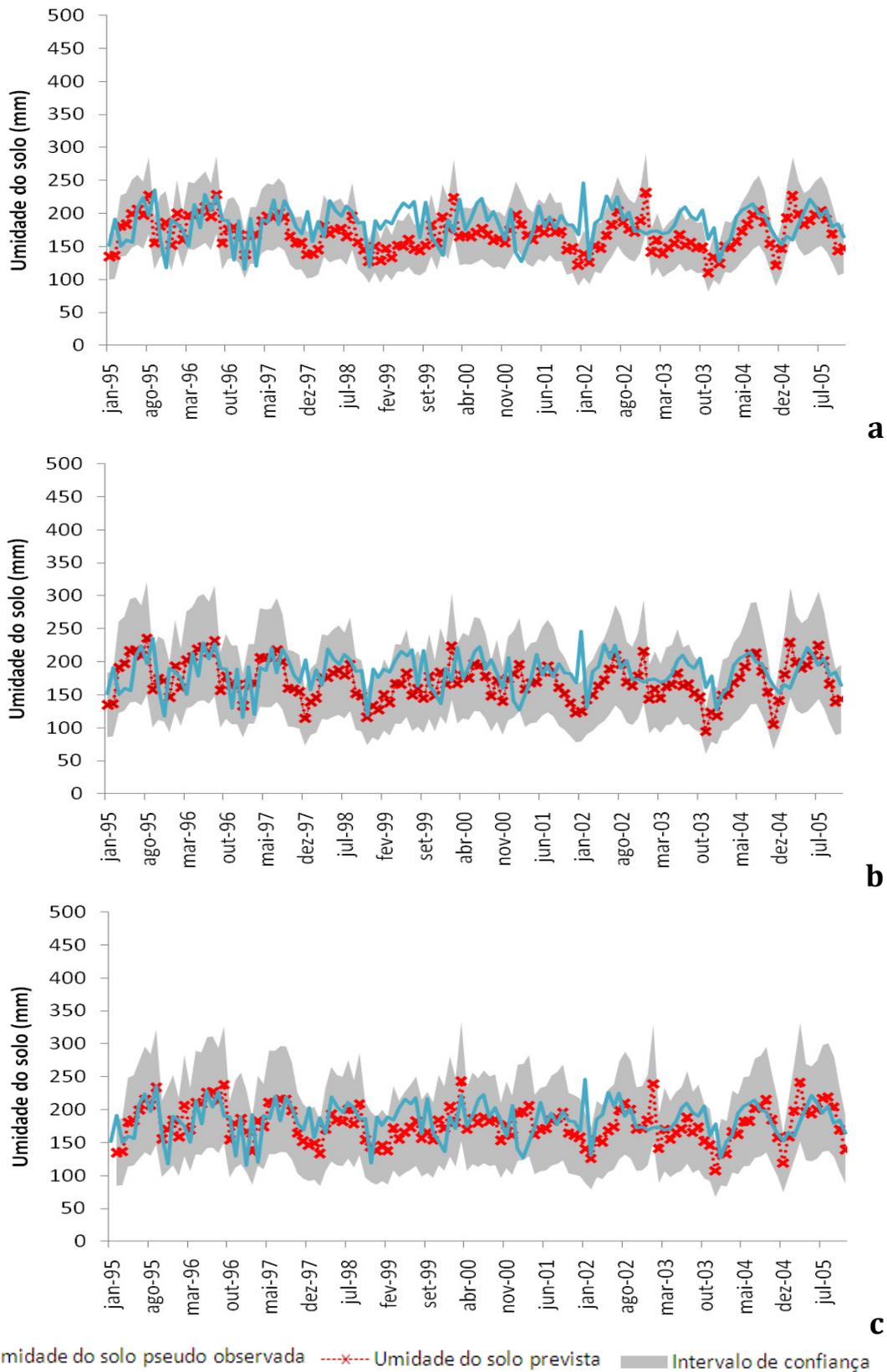


Figura 3.22. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Apuaê.

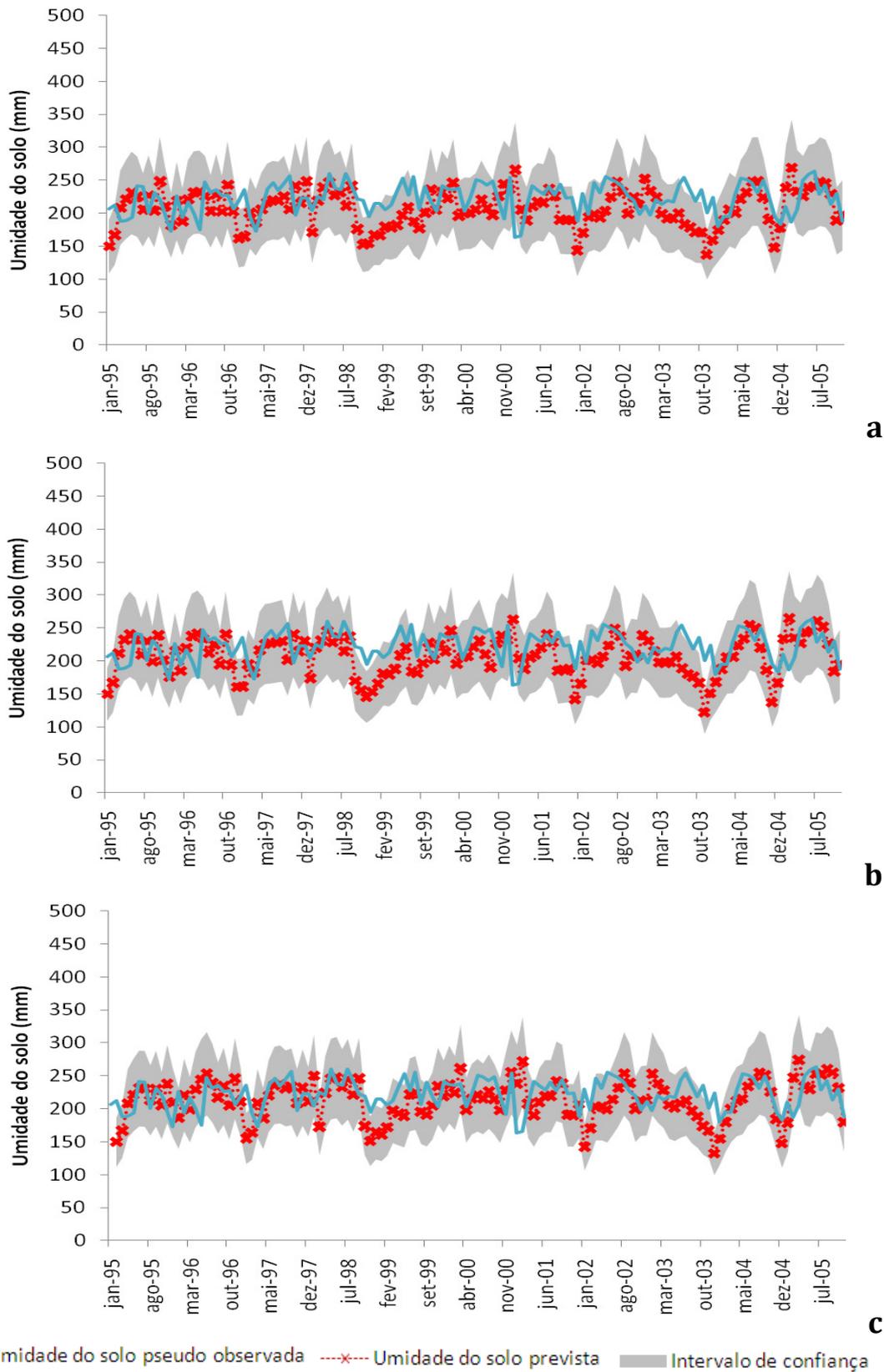


Figura 3.23. Previsão de umidade do solo com intervalo de confiança para o horizonte de 6 meses – Bacia do Rio Forquilha.

### 3.8 Análise dos resíduos

Neste item serão analisados os resíduos das previsões de umidade do solo do modelo, para o horizonte de 1, 3 e 6 meses. Os resultados são apresentados na forma de diagrama de caixa para cada uma das sub-bacias estudadas. Para verificar se o método proposto apresenta ganhos em relação ao que existe atualmente, a umidade do solo foi calculada a partir das normais climatológicas e comparada com as previsões de umidade propostas nesta pesquisa. Todos os cálculos tiveram como referência os valores de umidade pseudo-observada para o cálculo do erro.

A Figura 3.24 apresenta os resíduos das previsões para a bacia do rio Ijuí, para todos os horizontes de previsão a mediana está em torno de zero. Na bacia do rio Comandá (Figura 3.26), 50% dos valores previstos apresentam resíduos da ordem de 20 mm. Outro fato importante notado nos Gráficos apresentados a seguir é que a maior parte dos erros absolutos da umidade do solo prevista se situa na faixa entre -40 e 40 mm, o que significa que a maioria dos erros é pequena. A umidade do solo calculada a partir das normais climatológicas apresentou erros superiores a -50 mm, mostrando uma tendência do modelo tradicional em subestimar a umidade do solo pseudo-observada.

Em geral, observou-se que o erro da previsão não apresentou diferenças significativas entre as antecedências avaliadas.

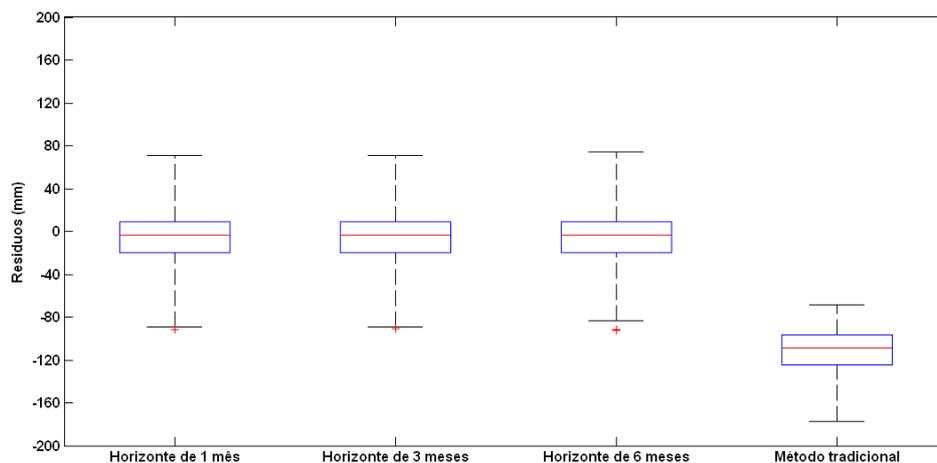


Figura 3.24. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)-Bacia do rio Ijuí. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

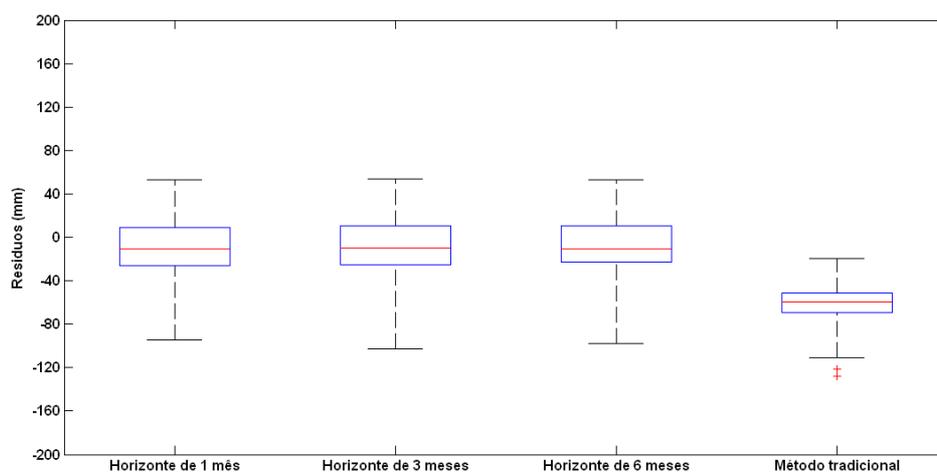


Figura 3.25. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)- Bacia do rio Comandai. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

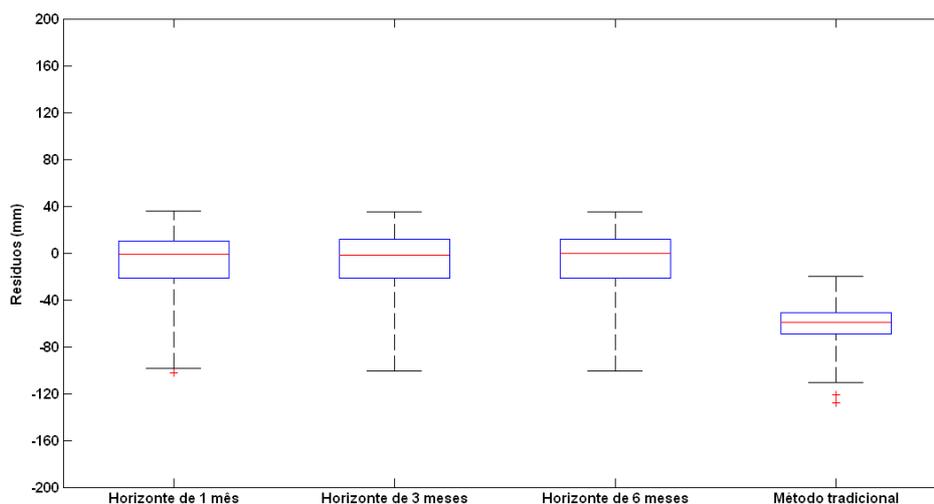


Figura 3.26. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Santa Rosa. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

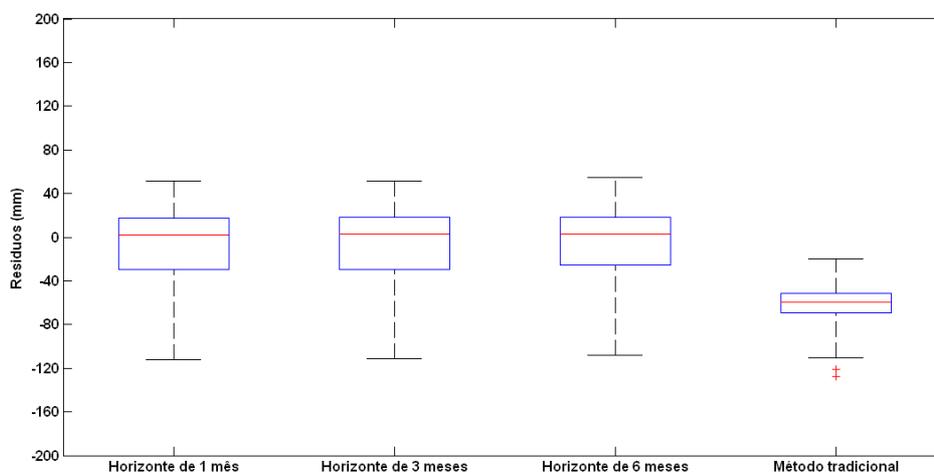


Figura 3.27. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Buricá. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

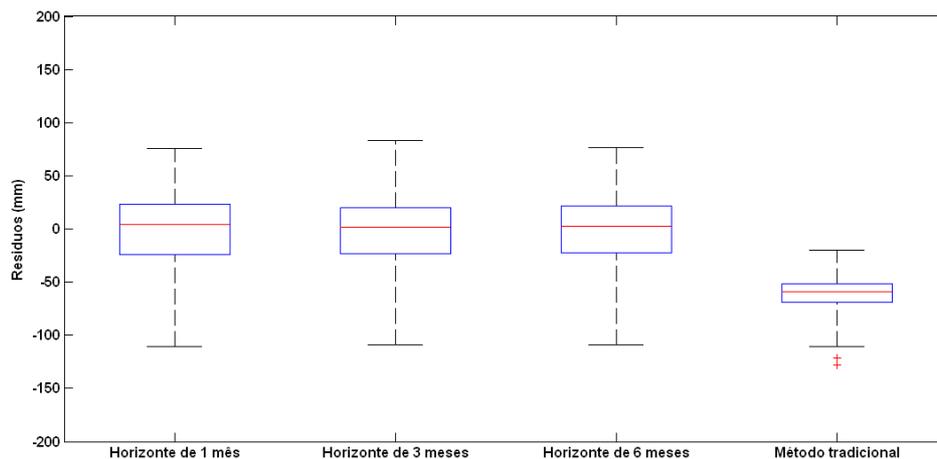


Figura 3.28. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Turvo. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

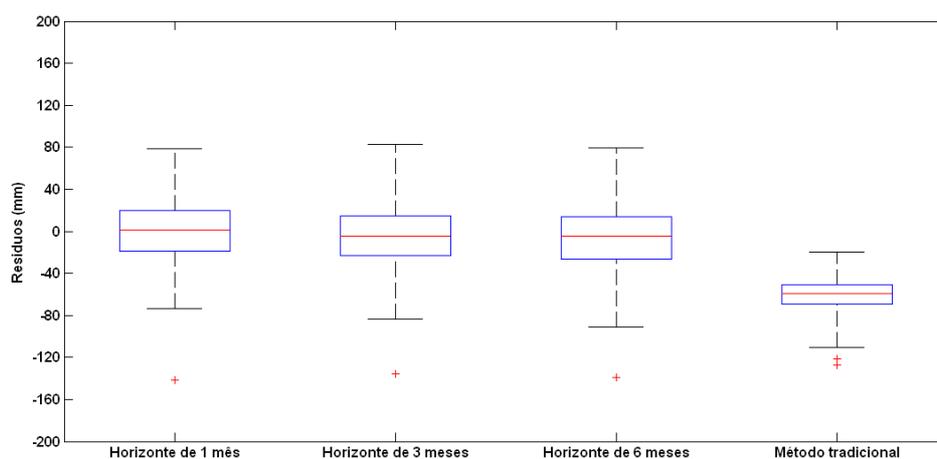


Figura 3.29. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Guarita. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

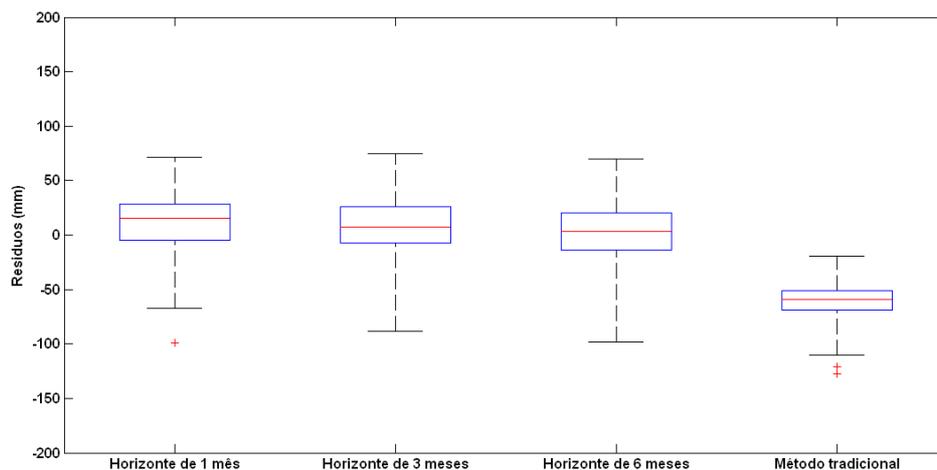


Figura 3.30. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio da Várzea. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

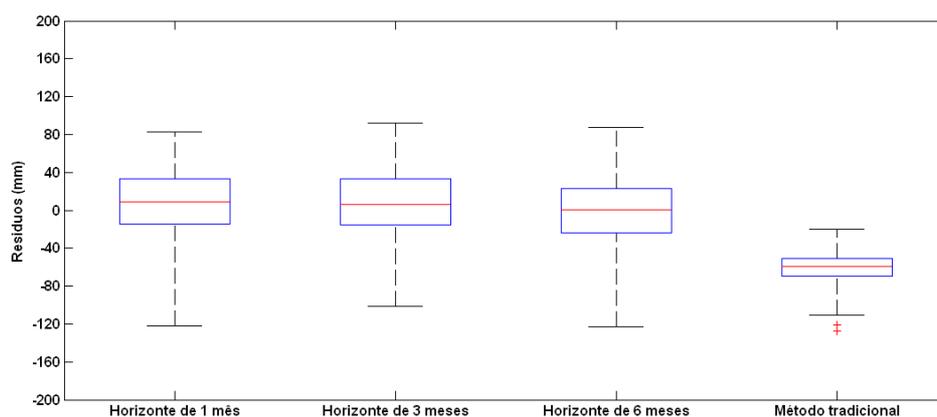


Figura 3.31. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Passo Fundo. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

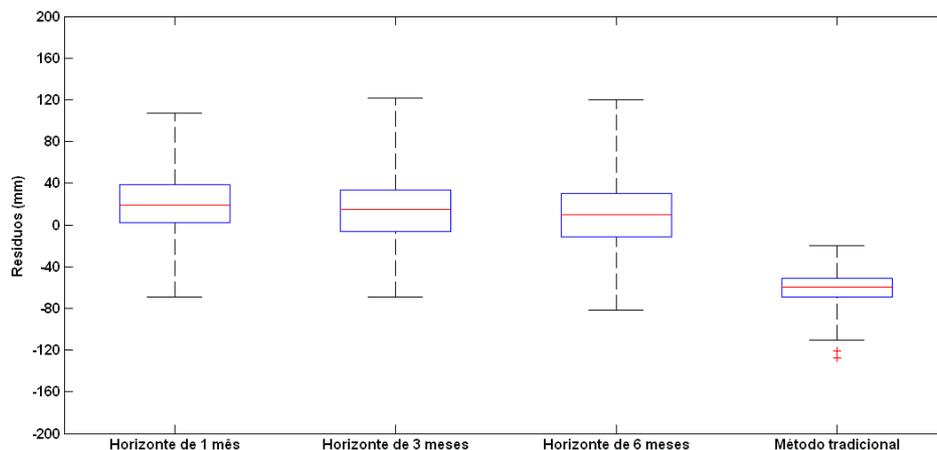


Figura 3.32. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Apuaê. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

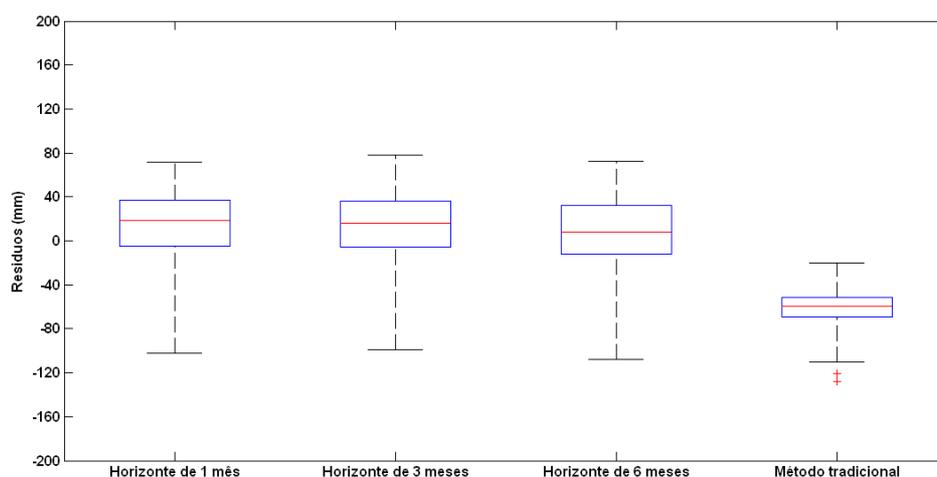


Figura 3.33. Resíduos do modelo de previsão de umidade do solo (diagrama de caixa)– Bacia do rio Forquilha. A linha horizontal no interior das caixas representa o percentil 50 (mediana); o final das caixas, os percentis 25 e 75; as barras, os percentis 10 e 90; o símbolo de cruz representa os valores extremos.

## **4 PREVISÃO DE PRODUTIVIDADE DE SOJA**

### **4.1 Características da produção**

A produtividade agrícola depende do clima e de sua variabilidade, e esta dependência é importante durante o ciclo de vida de determinadas culturas, sendo a responsável pela alternância de suas produções anuais, influenciando diretamente no balanço de produção, havendo perdas ou ganhos em função das condições climáticas de uma região (FERREIRA, 2006). As relações entre os elementos climáticos e a produção agrícola são bastante complexas, pois os fatores do ambiente podem afetar o crescimento e o desenvolvimento das plantas sob diferentes formas nas diversas fases do ciclo da cultura.

A cultura selecionada para o estudo foi a soja, que é uma cultura de verão, sendo a umidade do solo um fator importante para seu desenvolvimento, pois quando o solo está muito seco, ele dificulta a maturação e a colheita e a umidade excessiva pode trazer prejuízos à lavoura (CAMARGO, et. al., 1974).

De acordo com Berlato e Fontana (1999), os maiores rendimentos da soja da década de 1990 foram em anos de El Niño (1991/1992, 1992/1993, 1993/1994, 1994/1995 e 1997/1998), que determinaram precipitações pluviais acima da média climatológica. No evento de El Niño de 2002/2003 a soja apresentou rendimento recorde no Estado de 2.600 kg/ha.

O ciclo de vida de uma planta pode ser dividido em dois estádios principais: vegetativo e reprodutivo. O estágio vegetativo compreende a emergência da plântula e o crescimento da planta com o conseqüente aumento da fitomassa. O estágio reprodutivo compreende a emissão de flores, a formação de vagens, o enchimento dos grãos e a maturação, conforme apresentado na Figura 4.1. O

tempo de duração em todos sub-períodos de desenvolvimento não é fixo e pode variar mais ou menos entre genótipos com ciclos diferentes (ALMEIDA, 2005).

A época de semeadura da soja pode ser alterada quando há um bom regime de precipitação e fertilidade elevada do solo. De um modo geral, o período de semeadura em que a produtividade da soja tende a ser elevada abrange os meses de outubro a dezembro, porém novembro corresponde ao mês preferencial de plantio (FERREIRA, 2006).

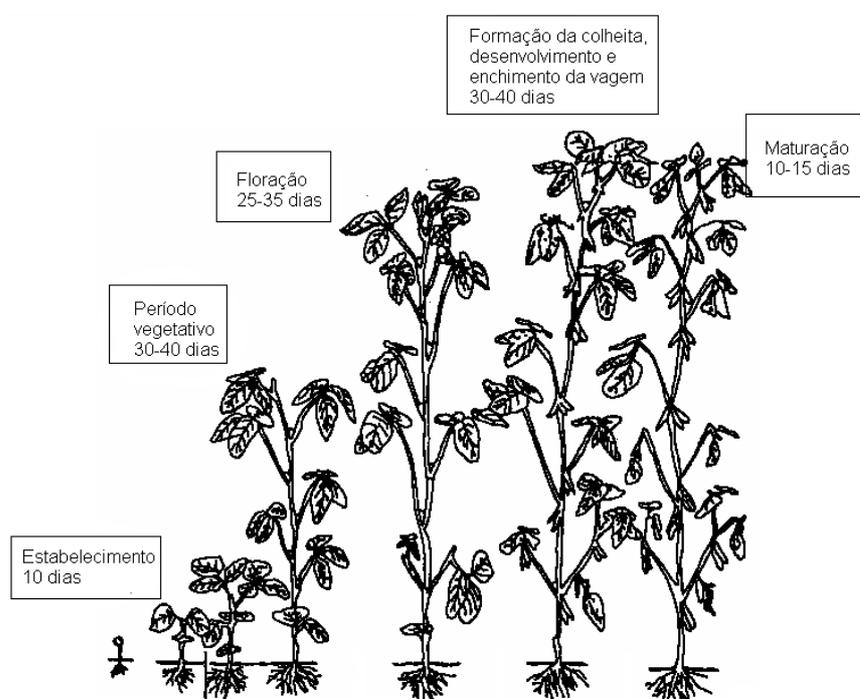


Figura 4.1. Ciclo vegetativo da soja.

Fonte: Doorenbos e Kassam (1994).

A planta é sensível às condições de solo saturado, por isso ele deve ser bem drenado e arejado. O sistema radicular da soja é bem superficial. Medidas feitas indicam que cerca de 80% do seu peso se encontra na camada 0-15 cm mais de 90%, na zona arável (0-30 cm). A raiz, em condições favoráveis, pode alcançar

profundidades maiores que um metro. As mais profundas, apesar de em menores quantidades, parecem ter uma atividade importante. Perfis de umidade de solo indicam que até 50 cm de profundidade, a extração de água pela soja é muito grande, vindo desta camada cerca de 80 a 90% da evapotranspiração real. Dentro de certos limites, a soja mostra uma notável capacidade de se adaptar a um déficit de água (FENDRICH, 2003).

A variabilidade da área plantada e a produção da cultura de soja nas cidades selecionadas podem ser observadas na Figura 4.2. Em Ijuí, Palmeira das Missões e Sertão, a área plantada permaneceu praticamente constante durante o período de estudo, tendo a produção apresentado um pico na safra de 2002/2003. No município de Sananduva a área plantada caiu em torno de 10.000 hectares na safra de 1998/1999 e depois só voltou a crescer a partir de 2001/2002. A produção neste município também caiu consideravelmente em torno de 37.000 toneladas na safra de 1998/1999 em relação à safra anterior que foi de 55.000 toneladas.

A Tabela 4.1 apresenta os valores de produtividade da soja para as cidades selecionadas neste estudo, confirmando os resultados obtidos por Berlato e Cordeiro (2005), de que os maiores rendimentos de soja ocorreram em anos de El Niño, sendo que no fenômeno de 2002/2003 a produtividade apresentou valores recordes em todas as cidades.

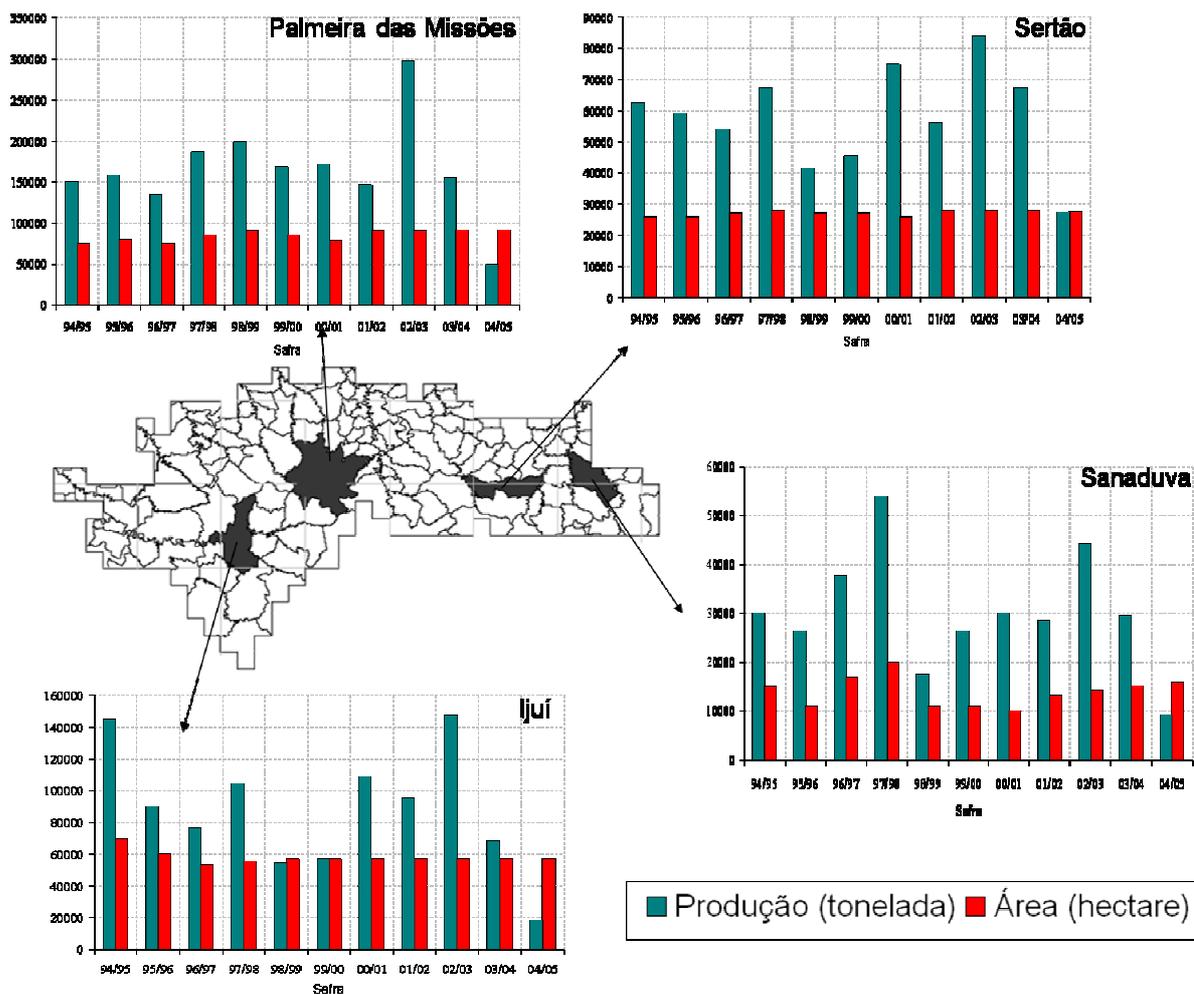


Figura 4.2. Evolução das características do cultivo da soja nas cidades selecionadas, durante 1995 a 2005. Fonte: IBGE- Produção agrícola municipal.

Tabela 4.1. Produtividade anual da soja (kg/ha), para o período de 1995 a 2005.

	Ijuí	Palmeira das Missões	Sananduva	Sertão
1994/1995	2000	2000	2000	2400
1995/1996	1450	2000	2400	2280
1996/1997	1440	1800	2220	2000
1997/1998	2000	2200	2700	2400
1998/1999	1440	2200	1600	1540
1999/2000	1320	1980	2400	1680
2000/2001	2220	2200	3000	2880
2001/2002	1800	1620	2160	2000
2002/2003	2520	3300	3120	3000
2003/2004	1560	1680	1950	2400
2004/2005	360	540	720	1050

Fonte: IBGE- Produção agrícola municipal.

#### 4.2 Tendência tecnológica

A soja necessita de alta tecnologia para boa produção, desde diversas variedades de sementes até as modernas colheitadeiras, ou seja, várias variáveis contribuem para o rendimento final. Devido a esses fatores geralmente é utilizada a técnica de retirada da tendência tecnológica da série de produtividade para verificar somente a variável climática que influencia no rendimento agrícola (CARMONA e BERLATO, 2002, FERREIRA, 2006, MARIANO et. al. 2007). Com esta finalidade foi utilizada a seguinte equação:

$$Y_{ci} = [Y_i - (Y_{xi} - Y_{xo})] \quad (4.1)$$

em que  $Y_{ci}$  [kg/ha] é a produtividade corrigida do ano  $i$ ;  $Y_i$  [kg/ha], a produtividade do ano  $i$ ;  $Y_{xi}$  [kg/ha], a produtividade do ano  $i$  estimado pelo modelo de regressão;  $Y_{xo}$  [kg/ha], a produtividade do primeiro ano da série histórica estimado pelo modelo de regressão.

A Figura 4.3 mostra o comportamento médio anual da produtividade de soja durante o período de 1995 a 2005 dos dados originais (com tendência tecnológica) e corrigida (sem tendência tecnológica). Observa-se que o município de Palmeira das Missões foi o que apresentou a menor tendência tecnológica ficando a série original bem próxima da série corrigida. No município de Sertão, observou-se claramente um aumento na tendência tecnológica a partir da safra de 1998/1999, pois de acordo com a Figura 4.2 a área plantada para este município permaneceu constante, evidenciando que o aumento da produtividade não foi função do aumento de área plantada. Após a correção da série de produtividade foram feitas as correlações com a umidade do solo descrita no item a seguir.

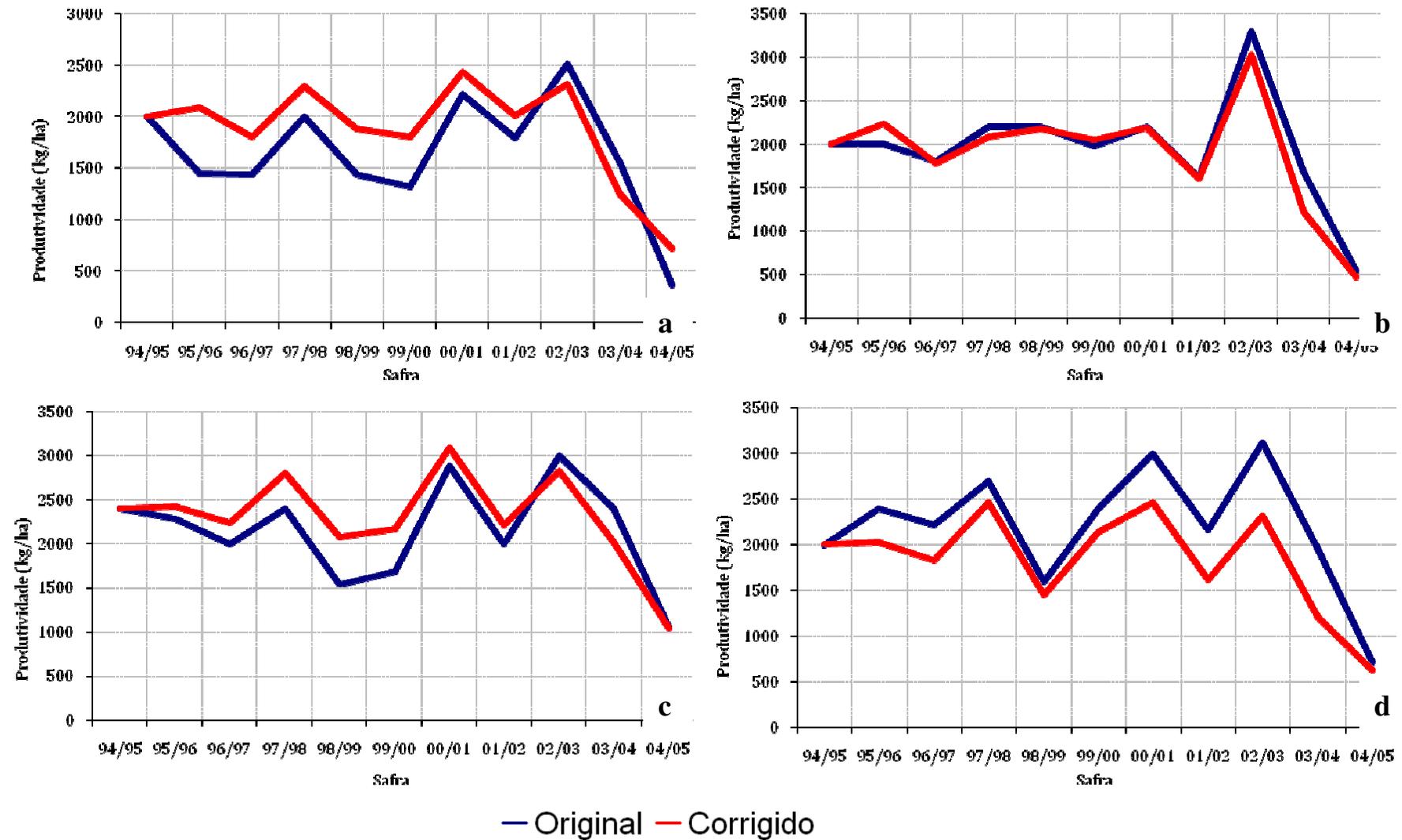


Figura 4.3. Variação Interanual da produtividade de soja original e corrigida nos municípios de: Ijuí (a), Palmeira das Missões (b), Sananduva (c) e Sertão (d).

### 4.3 Modelo de regressão

Para investigar as relações entre a umidade do solo e a produção agrícola na região de estudo, foram selecionados 4 municípios - Ijuí, Palmeira das Missões, Sananduva e Sertão - que representam em torno de 8% da soja plantada no Estado.

A evolução das características do cultivo de soja foi analisada a partir dos dados obtidos pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), entre eles: totais anuais de soja (toneladas), área plantada (hectares) e produtividade média anual (quilograma por hectare).

Devido à escassez de informações de umidade do solo na região foi utilizado o banco de dados da pesquisa, gerado no Capítulo anterior, para o período de 11 anos (1995 a 2005). As correlações foram feitas entre a umidade do trimestral solo (OND, NDJ,DJF,JFM, FMA) e a produtividade anual da soja - para identificar em qual período a umidade do solo exerceu maior influência sobre sua produtividade.

### 4.4 Modelo de regressão e coeficiente de correlação (r)

O modelo de regressão utilizado foi o linear entre a umidade do solo e a produtividade agrícola. A correlação (Equação 4.2) denota uma medida numérica do grau de concordância (similaridade) entre duas ou mais variáveis. O coeficiente de correlação é um número para cujo valor se encontra entre 1 (correlação perfeita e positiva) e -1 (correlação perfeita e negativa). O significado não está dado na sua magnitude somente, mas também depende do número de pares de valores a partir do qual tem sido obtido.

$$r = \frac{Cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (4.2)$$

$$Cov(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (X_i - \mu_x)(Y_i - \mu_y) \quad (4.3)$$

em que  $Cov(x, y)$  é a covariância de  $x$  e  $y$ ;  $X$ , os dados de umidade do solo;  $Y$ , os dados de produtividade agrícola;  $\mu_x$ , os valores médios de  $X$ ; e  $\mu_y$ , os valores médios de  $Y$ .

A partir da série de produtividade corrigida, foi avaliada a umidade do solo pseudo-observada, calculada no capítulo anterior, e sua influência no rendimento da cultura. Na Figura 4.4 observam-se os coeficientes de correlação entre a umidade do solo trimestral e a produtividade de soja.

Os maiores coeficientes de correlação ocorreram no trimestre de NDJ para os municípios de Palmeira das Missões ( $r=0,77$ ), Sananduva ( $r=0,75$ ) e Sertão que apresentou o maior coeficiente de correlação da série ( $0,78$ ). Ijuí obteve a maior correlação no trimestre de DJF, com o valor de  $0,77$ . Estes dados confirmam o que foi descrito no capítulo anterior pois neste período as condições hídricas são extremamente importantes para o desenvolvimento do ciclo vegetativo da cultura de soja. Devido aos altos coeficientes de correlação estes resultados mostram que a soja é sensível à umidade do solo.

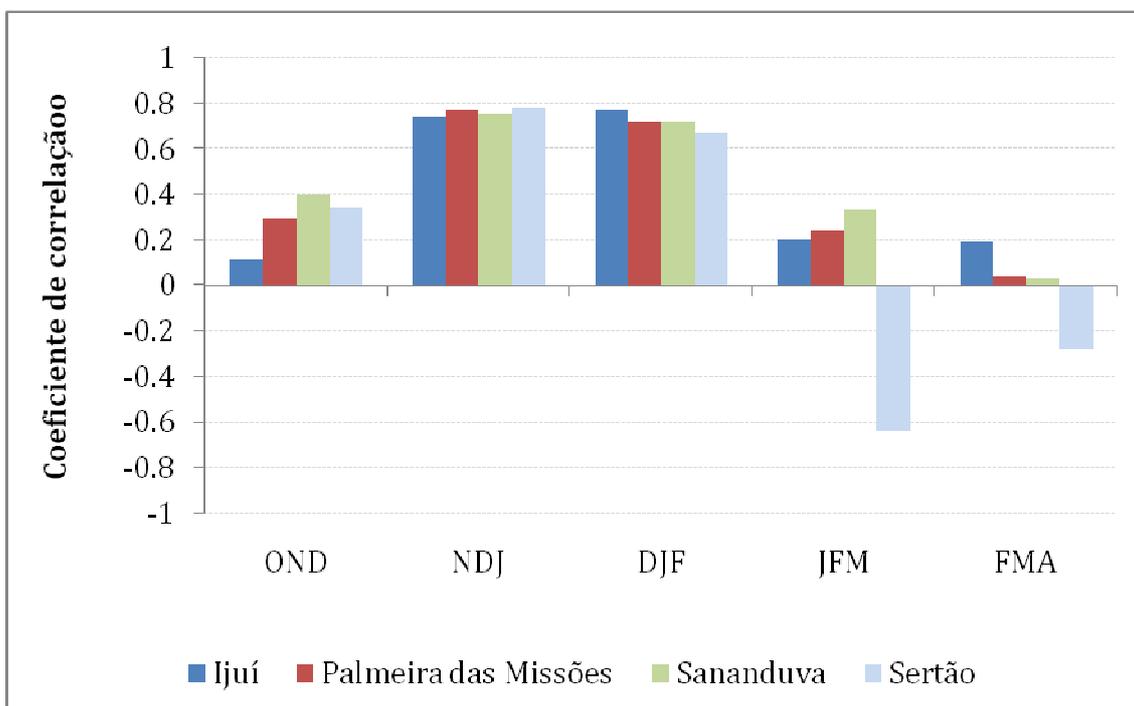


Figura 4.4. Coeficiente de correlação trimestrais para o calendário agrícola da soja entre a umidade do solo pseudo observada e a produtividade agrícola.

#### 4.5 Previsão de produtividade de soja

As técnicas de previsão de safras normalmente se fundamentam na relação estatística que existe entre a variável dependente a ser estimada e os elementos meteorológicos. Quando se relaciona mais de um elemento meteorológico com a variável dependente, o modelo pode ser definido mediante análise de regressão multivariada, caso contrário podem ser utilizadas técnicas de regressão simples.

As principais metas a serem seguidas na elaboração de um modelo de previsão de produtividade são: precisão, antecedência na previsão que permita a tomada de decisões operacionais e a objetividade do modelo de maneira a permitir sua utilização com facilidade.

Buscando avaliar o efeito das variações da umidade do solo sobre a cultura de soja na região de estudo, durante o período de 1995 a 2005, foram realizadas as correlações entre as duas variáveis, conforme pode ser observado no item anterior (Figura 4.4). A partir desta informação foi selecionado o trimestre que apresentou o maior coeficiente de correlação para aplicar as técnicas de previsão de produtividade (NDJ), tendo todos os municípios analisados apresentado coeficientes acima de 0,75.

A previsão de produtividade da soja a partir da umidade do solo pseudo-observada foi desenvolvida pela equação de regressão linear simples:

$$PdP = a.Wp + b \quad (4.4)$$

em que PdP é a previsão de produtividade; Wp, a previsão trimestral de umidade do solo; e a, b são os coeficientes empíricos.

A Figura 4.5 mostra a produtividade de soja estimada pelo modelo de regressão e a produtividade observada. A correlação entre as duas variáveis (Figura 4.6) foi de 0,74 (Ijuí), 0,77 (Palmeira das Missões), 0,75 (Sananduva) e 0,78 (Sertão).

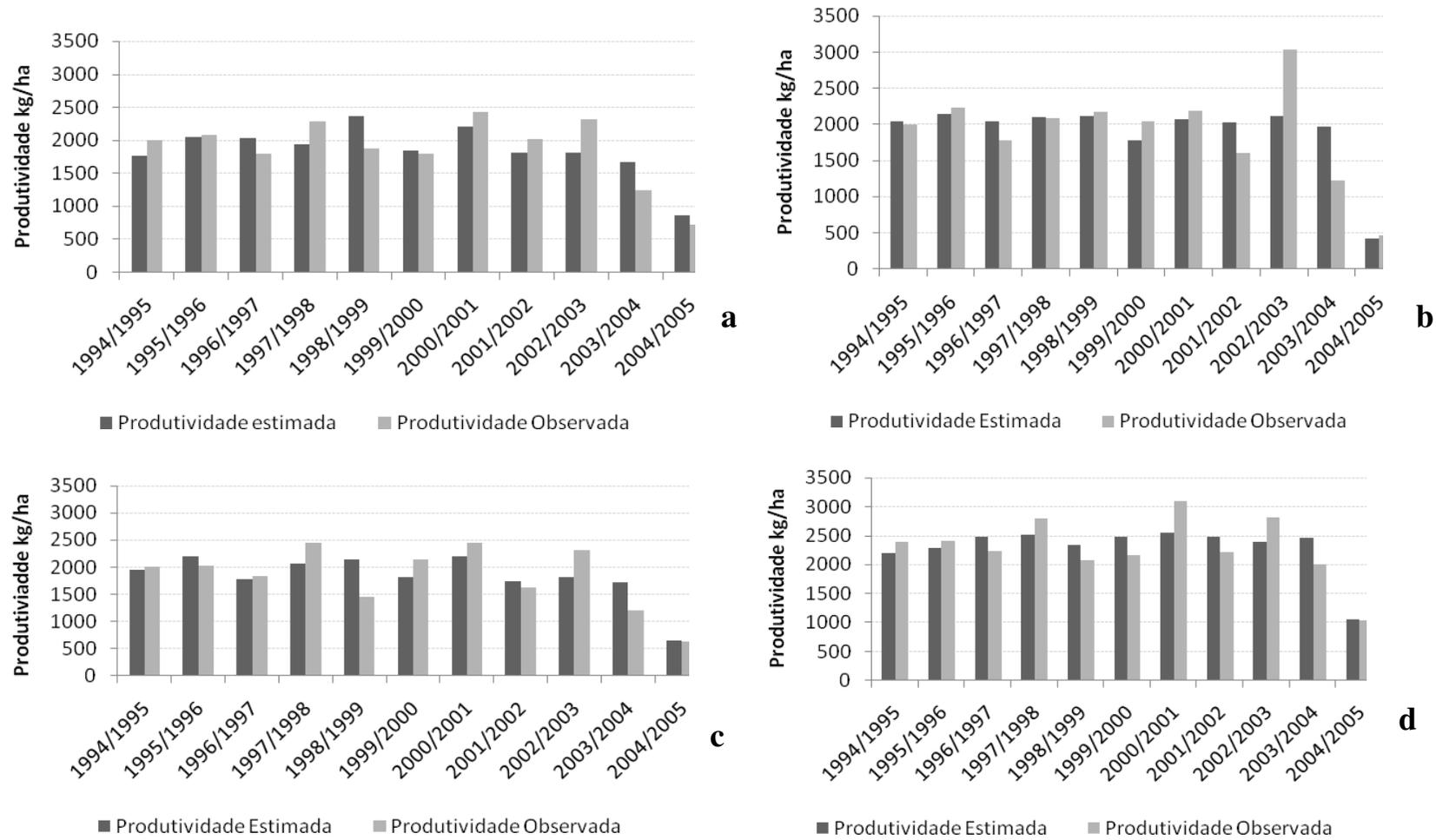


Figura 4.5. Produtividade estimada e produtividade observada da soja nos municípios de municípios de: Ijuí (a), Palmeira das Missões (b), Sananduva (c) e Sertão (d).

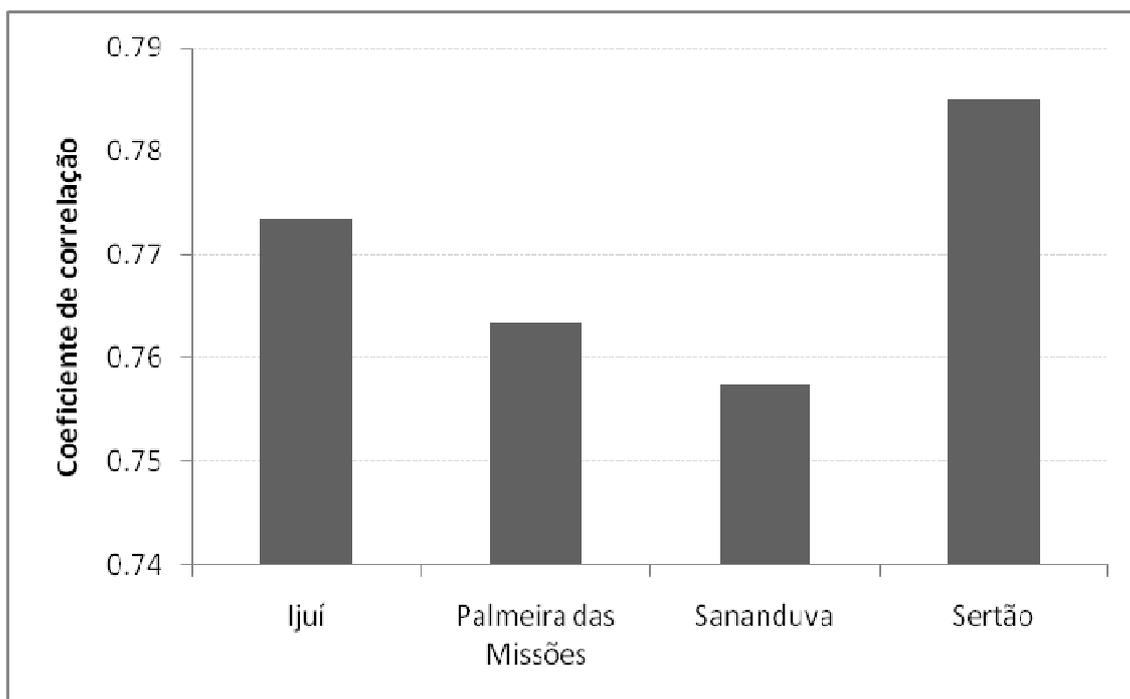


Figura 4.6. Coeficiente de correlação (r) entre a produtividade estimada e a produtividade observada.

Com base nestes resultados, foram calculadas as previsões de produtividade de soja para os horizontes de 1, 3 e 6 meses, pelo modelo de regressão linear ajustado com os dados de umidade do solo pseudo-observada e produtividade observada, e para a etapa de previsão foram inseridas as previsões de umidade do solo obtidas no capítulo anterior, na equação ajustada pelo modelo de regressão.

A Figura 4.7 apresenta a variação temporal da produtividade prevista e observada e na sequência (Figura 4.8) o gráfico do erro médio quadrático. Em geral a curva da produtividade prevista segue a tendência da observada. O município que apresentou o maior erro para todos os horizontes de previsão foi o de Palmeira das Missões. Nos municípios de Ijuí e Sertão, observa-se que à medida que aumenta a antecedência de previsão, é maior o erro, já no município de Sananduva, o erro foi maior na previsão com três meses de antecedência.

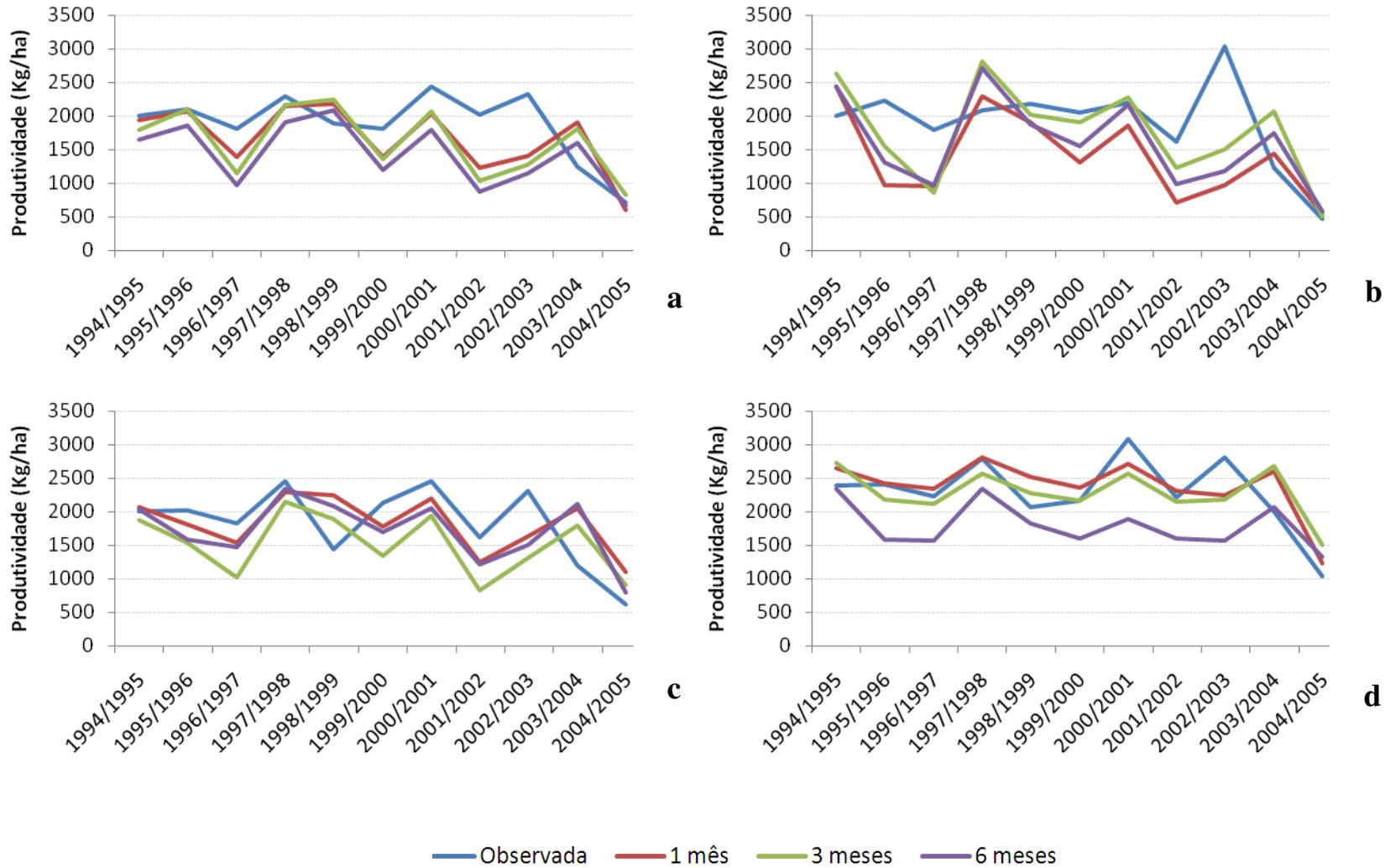


Figura 4.7. Produtividade Observada e produtividade prevista: Ijuí (a), Palmeira das Missões (b), Sananduva (c) e Sertão (d).

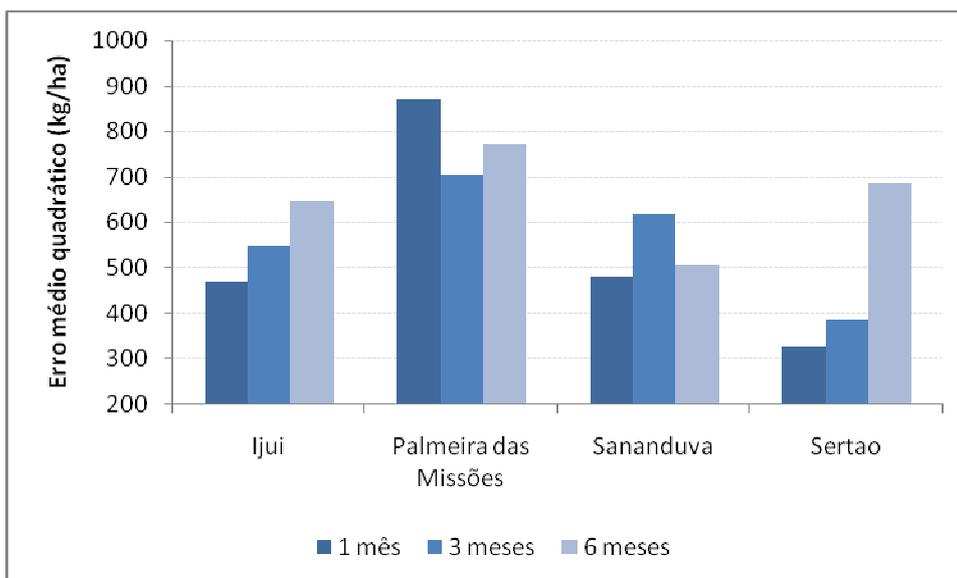


Figura 4.8. Erro médio quadrático da produtividade de soja

Os resultados apresentaram certas limitações, primeiro com relação ao tamanho da série de umidade pseudo-observada, de somente 10 anos, não sendo possível dividir a série em ajuste e previsão, portanto, modelo de regressão foi ajustado com a série umidade pseudo-observada e as previsões foram feitas com a umidade do solo prevista. Outra limitação importante foi a falta de dados observados de umidade do solo na região de estudo, prejudicando os resultados, pois, com os dados de monitoramento de campo, poderia ter sido feito um ajuste melhor no modelo de regressão, conseqüentemente, uma melhor previsão de produtividade.

## 5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os estudos apresentados nesta pesquisa tiveram como objetivo geral verificar se a previsão de longo prazo da umidade do solo poderia ser utilizada como subsídio para o planejamento das atividades agrícolas.

As previsões foram aplicadas na bacia do rio Uruguai, especificamente na região do Médio Alto Uruguai, para o período de 1995 a 2005, e esta região foi escolhida por ser de grande potencial para a produção de soja.

A seguir são descritas as principais conclusões dos estudos realizados e algumas recomendações para pesquisas futuras.

### ***Estimativa da umidade do solo***

Existem vários métodos para estimar a umidade do solo, nesta pesquisa foram abordados os métodos utilizados nos modelos agroclimáticos e nos modelos hidrológicos. Os modelos agroclimáticos geralmente utilizam o método de Thornthwaite e Mather, envolvendo basicamente a precipitação e a evapotranspiração, a metodologia da FAO necessita de um número maior de variáveis e a outra metodologia utilizada baseia-se no módulo de balanço de água do solo do modelo hidrológico MGB-IPH, sendo o mais complexo dos métodos abordados nesta pesquisa, pois utiliza um número maior de variáveis e de rotinas para o cálculo da umidade do solo.

O teste foi desenvolvido no sítio experimental do Cerrado Pé de Gigante-SP, devido à disponibilidade de dados observados de umidade do solo. A avaliação dos resultados foi dividida em período chuvoso, período seco e após a passagem do período seco. A metodologia baseada no modelo MGB-IPH foi a que apresentou os

melhores resultados tanto para o período chuvoso quanto para o período seco, e sua maior deficiência foi após o término do período seco. A metodologia proposta pela FAO também apresentou uma boa resposta dos resultados, mostrando-se mais eficiente que o WBMGB no período logo após a passagem do período seco. Já a metodologia mais usualmente utilizada por diversos modelos agroclimatológicos foi a que apresentou os piores resultados, indicando claramente a superestimativa da umidade do solo observada, ficando próxima da capacidade máxima de água no solo.

Devido à ausência de dados observados, os métodos foram testados no Cerrado pé de gigante para a aplicação ser feita na Bacia do Rio Uruguai. Como as precipitações nesta região são bem distribuídas ao longo do ano, conclui-se que a metodologia baseada no módulo de balanço de água do solo do MGB-IPH é a melhor alternativa para ser incorporada à previsão de longo prazo da umidade do solo, inclusive por ter um número maior de variáveis representando melhor a física do sistema.

### ***Avaliação da precipitação***

O monitoramento de variáveis hidrológicas é um grande desafio das grandes bacias, devido a este fato, foram testadas duas bases alternativas de dados de precipitação para verificar se seria possível suprir a escassez destas informações.

Tomando a área da bacia do rio Uruguai, as análises indicaram que em algumas regiões os dados de Reanálise e Hidroestimador apresentaram uma boa performance em relação aos dados pluviométricos, destacando que no evento acima da normal climatológica o percentual de acerto da precipitação média de

toda a bacia foi relativamente alto. Ao testar esses dados no cálculo da vazão conclui-se que para a área de estudo os dados pluviométricos continuam sendo a opção, por isso optou-se por utilizar os dados pluviométricos para montar o banco de dados da pesquisa. Estas técnicas alternativas podem ser utilizadas em locais onde não existam falhas nos dados de precipitação ou não possuam estações de monitoramento pluviométrico.

A principal variável de entrada da previsão de umidade do solo é a precipitação prevista, portanto, a qualidade dos resultados depende fortemente desta variável. Após a avaliação da precipitação prevista, verificou-se que existe uma grande amplitude entre os valores previstos e observados, principalmente devido ao método de correção utilizado que tem a tendência de forçar os resultados para valores médios mensais, influenciando significativamente os resultados finais. Entretanto, a precipitação prevista pelo modelo climático se mostrou mais eficiente do que a precipitação normal climatológica.

### ***Previsão de longo prazo da umidade do solo***

As previsões de umidade do solo foram desenvolvidas para os horizontes de 1, 3 e 6 meses. Foram disponibilizados para esta pesquisa 14 membros de previsão de precipitação do modelo global CFS, e a seleção dos membros foi feita a partir da análise de agrupamento, sendo escolhido o membro que mais se aproximou da série de dados observada.

Para avaliação temporal da previsão de umidade do solo, foram gerados intervalos de confiança a partir da umidade do solo pseudo-observada para cada sub-bacia estudada. Avaliando os resultados, foi possível concluir que em alguns

casos a umidade do solo prevista ficou fora dos limites de confiança, principalmente em anos caracterizados pelo Evento El Niño devido a dificuldade dos modelos climáticos em representar quantitativamente a precipitação.

Avaliando os resíduos do modelo de previsão, concluiu-se que a previsão de umidade do solo a partir do método tradicional subestima claramente a umidade do solo pseudo-observada, enquanto o erro das previsões para os horizontes analisados foi pequeno. Portanto, o método proposto apresenta ganhos em relação ao método tradicional.

### ***Previsão de produtividade de soja***

Foram selecionados alguns municípios na região do médio alto Uruguai caracterizados pela produção de soja, para verificar se a umidade do solo exerce influência sobre a produtividade deste grão.

Os coeficientes de correlação entre a umidade do solo e a produtividade de soja foram relativamente altos principalmente no trimestre de NDJ. Portanto o conhecimento antecipado da umidade do solo serve como subsídio para o planejamento das atividades agrícolas, permitindo uma melhor gestão da agricultura quanto ao tipo de cultura mais adequado ao clima da região e a melhor época de plantio.

A previsão de produtividade de soja foi desenvolvida a partir de equações de regressão entre a produtividade e a umidade pseudo-observada, se a região de estudo tivesse uma série de dados observados de umidade do solo, os resultados poderiam ter sido melhores, onde o agricultor teria uma ferramenta mais confiável para prever a quantidade de soja produzida ao final de cada safra.

A conclusão final que se obtém por estes estudos é que a previsão quantitativa de longo prazo da precipitação continua sendo um grande desafio para os cientistas, pois esta variável apresenta uma boa resposta na avaliação da distribuição espacial e identificação de sistemas atmosféricos, mas na avaliação pontual os erros são significativos principalmente em anos de eventos extremos. Apesar desta deficiência, o acoplamento dos dados dos modelos atmosféricos no modelo de previsão de umidade do solo se demonstrou satisfatório comparado com a metodologia existente atualmente.

### **Recomendações**

A seguir são apresentadas algumas recomendações de aprimoramento na previsão de longo prazo da umidade do solo, que podem ser exploradas em trabalhos futuros.

- Estender o estudo para outras regiões realizando medidas de umidade do solo em diferentes regiões para melhorar o ajuste do modelo;
- Monitoramento de uma área com relação à umidade do solo para tornar mais precisa a estimativa;
- Validar o modelo de previsão de umidade com uma série mais longa de dados observados;
- Utilizar as informações geradas pelo modelo de previsão de umidade do solo como subsídio para melhorar os modelos de previsão climática;
- Aprimorar os modelos agroclimatológicos com a metodologia proposta nesta pesquisa;

- Adaptar o algoritmo considerando a contribuição lateral da célula, buscando uma melhora nos resultados;
- Utilização de vários modelos de precipitação para formar um conjunto (*ensemble*) de previsões de umidade do solo;
- Utilização de um modelo regional de previsão de precipitação para ser utilizado como dados de entrada do modelo de previsão de umidade do solo e verificar se existem ganhos na previsão; e
- Ampliação da série de umidade do solo e produtividade agrícola, para desenvolver um modelo mais eficiente para previsão de produtividade agrícola.

## 6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. FAO Irrigation and Drainage paper No 56. Crop Evapotranspiration. 1998.
- ALMEIDA, I. R. O clima como fator de expansão da cultura da soja no Centro-Oeste Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia. 2005.
- ANDREOLLI, I. Previsão de vazão em tempo real no Rio Uruguai com base na previsão meteorológica. Dissertação de Mestrado. IPH/UFRGS. 2003.
- ARAVÉQUIA, J. A., Quadro, M. F. L. Aspectos gerais da previsão numérica de tempo e clima. Instituto de Pesquisas Espaciais. INPE-10211-PUD/135. 2003.
- BARRERA, D.; MARCUZZI, E.; NAUMANN, G.. “Desarrollo del software de un Sistema Operativo de estimación de precipitación a partir de imágenes GOES”, in Actas del IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, Buenos Aires, Argentina. 2001.
- BARRERA, D.; Zucarelli, G.; Ceirano, E. “Una técnica satelital de estimación de lluvia como herramienta de pronóstico hidrológico: Aplicación a la tormenta del 22 al 25 de abril de 2003 sobre Santa Fe y Entre Ríos”, in Anais do XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba, Brasil. 2003.
- BARRERA, D.F. “Análisis comparativo de los mapas de precipitación obtenidos a partir de datos pluviométricos y de estimaciones satelitales”, in Actas do IX Congreso Nacional de Meteorología, Buenos Aires. 2005.
- BARRERA, D.F. “The generation of synthetic brightness temperature images to improve rainfall estimation from GOES satellite”, in Proceedings of Predictions

- in Ungauged Basins: PUB Kick-off, IAHS Publication No309, c.13, pp. 113-120. Brasília, Brasil. 2007.
- BERLATO, M. A., CORDEIRO, A. P. Variabilidade Climática e Agricultura do Rio Grande do Sul. Capítulo do XIII livro da FEDERACITE: "As Estiagens e as Perdas na Agricultura: Fenômeno Natural ou Imprevisibilidade" pág. 43. 2005.
- BERLATO, M. A., FONTANA, D.C. Variabilidade interanual de chuva pluvial e rendimento de soja no Estado do Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v.7, n.1, p.119-125. 1999.
- BEZERRA, A. C. N. Aspectos da circulação atmosférica de grande escala sobre o norte e nordeste do Brasil relacionados com a temperatura da superfície do mar. Dissertação de Mestrado – UFCG. 2006.
- CALVETTI, L., C. A. A. BENETI, E A. J. PEREIRA FILHO. Características das estimativas de precipitação por radar, satélite e pluviômetros no Paraná: uma comparação entre chuva de verão e chuva provocada por frente fria. IN: XV SIMP. BRAS. DE RECURSOS HÍDRICOS, Curitiba, PR. 2003.
- CAMARGO, A.P. Balanço hídrico no Estado de São Paulo. Campinas: IAC. 28p. (Boletim Técnico, 116). 1971.
- CAMARGO, A.P.; PINTO, H.S.; PEDRO JR., M.J. Aptidão climática de culturas agrícolas. In: São Paulo, Secretaria da Agricultura. Zoneamento Agrícola do Estado de São Paulo. São Paulo, v.1, p.109-149. 1974.
- CANTELAUBE, P.; TERRES, J.-M. Seasonal weather forecasts for crop yield modeling in Europe. . Tellus, Vol.57A, p.476-487. 2005.

- CARDOSO, C. O., ULLMANN, M. N., EBERHARDT, E. L. Balanço Hídrico Agro-  
Climático para Lages-SC. Revista de Ciências Agroveterinárias. v. 2(2) p. 118-  
130. 2003.
- CARMONA, L. de C., BERLATO, M. A. El Niño e La Niña e o rendimento do arroz  
irrigado no estado do Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de  
Agrometeorologia, Santa Maria, v.10, n. 1, p. 147-152, 2002.
- CENTRO DE PREVISAO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMATICOS (CPTEC). Proclima.  
Disponível em: < <http://www.cptec.inpe.br/proclima/>>. Acesso em: 12 mar  
2007.
- CENTRO DE PREVISAO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMATICOS (CPTEC). MUSA.  
Proclima. Disponível em: <  
[http://www6.cptec.inpe.br/prosulsoles/sobre\\_projeto.](http://www6.cptec.inpe.br/prosulsoles/sobre_projeto.)>. Acesso em: 16 abril  
2009.
- COLLISCHONN, W. Simulação hidrológica de grandes bacias. Tese de Doutorado.  
IPH – UFRGS. 2001.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Simulação hidrológica de grandes bacias.  
Revista Brasileira de Recursos Hídricos. Vol.6. n .1. 2001.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Previsão sazonal de vazões na bacia do rio  
Uruguai I: Calibração de um modelo hidrológico distribuído. 2002.
- CONAB - Companhia Nacional de Abastecimento. Disponível em:  
<<http://www.conab.gov.br>> acesso em outubro, 2008.
- COSTA, M. H., FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic of the Amazon basin. Journal of  
Geophysical Research, vol. 104, no. d12, pages 14,189 –14,198. 1999.

- DE ARAUJO, A. N., Simulação hidrológica com o uso de chuva estimada por satélite. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Paraná. 2006:
- DINIZ, G.B. Determinação de preditores informativos visando a um modelo de previsão climática de temperaturas máxima e mínima para regiões homogêneas do Rio Grande do Sul. 150p. Tese (Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: UFRGS, 2002.
- DOORENBOS, J.; KASSAM, A. H. Efeitos da água no rendimento das culturas. Tradução de H. R. Gheyi; A. A. de Sousa; F. A. V. Damasceno; J. F. de Medeiros (Estudos FAO: Irrigação e Drenagem, 33). Campina Grande: UFPB. 306p. 1994.
- EFRON, B., TIBSHIRANI, R. J. An Introduction to the Bootstrap. New York: Chapman and Hall. 1993.
- FERREIRA, D. B. Relação entre a variabilidade da precipitação e a produtividade agrícola de soja e milho nas regiões sul e sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. INPE-SP. 2006.
- FENDRICH, R.. Chuva e produtividade da soja na Fazenda Experimental Gralha Azul da PUCPR Revista Acadêmica: ciências agrárias e ambientais, Curitiba, v.1, n.2, p. 37-46. 2003
- GALVÃO, C. O. VALENÇA, J. S. Sistemas Inteligentes: aplicações a recursos hídricos e sistemas ambientais – Coleção ABRH. 246 p. 1999.
- GALVÃO, C.O., TRIGO, R.M. "Downscaling da chuva e temperatura de modelos de circulação global para a escala de bacia hidrográfica". IV SILUSBA, Coimbra, Portugal. 1999.

- GIORGI, F. Simulation of regional climate using a limited area model in a general circulation model. *J. Clim.*, Vol. 3, pág. 941-963. 1990.
- GONZÁLES, B.C. "Validación del algoritmo hidroestimador en la región de Puerto Rico", *Dissertação de Mestrado*, Universidad de Puerto Rico, Porto Rico, 99 p. 2006.
- GNEITING, T. AND RAFTERY, A. E. Weather forecasting with ensemble methods. *Science*, 310, 248–249. 2005.
- GROTCH SL, MACCRACKEN MC. The use of general circulation models to predict regional climatic change. *J Clim* 4: 286–303. 1991.
- GU, G. J. Intraseasonal variability in the equatorial Atlantic-West Africa during March-June. *Climate Dynamics*. V: 32. p: 457-471. 2009.
- GUEDES, R. L., ANDREOLI, R. V., KAYANO, M. T., OYAMA, M. D. ALVES, M. A. Série temporal de chuva mensal de Fortaleza, Brasil: Comparação entre observações e dados de Reanálise do NCEP/NCAR. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, n.1, 83-92. 2005.
- GUSHCHINA, D. Y.; ARAKELYAN, T. G.; PETROSYANTS, M. A. The relation between circulation intensity in the temperate latitude cyclone and air temperature and precipitation anomalies. *Russian Meteorology and Hydrology*. V: 33. p:681-691. 2008.
- JUÁREZ, R.I.N. Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: Um estudo de observações sobre cerrado e cana de açúcar e modelagem numérica da atmosfera. *Tese de Doutorado*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – Universidade de São Paulo. São Paulo. 2004.

HAY, L.E; CLARK, M.P. Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. *Journal of Hydrology*. V. 282, p.56-75. 2003.

HAY L.E.; CLARK, M.P.; WILBY, R.L.; GUTOWSKI JR., W.J.; LEAVESLEY, G.H.; PAN, Z.; ARRITT, R.W.; TAKLE, E.S. Use of Regional Climate Model Output for Hydrologic Simulations. *Journal of Hydrometeorology*. V.3, out, p.571-590. 2002.

HAYKIN, S. *Redes Neurais: Princípios e Práticas*. Porto Alegre: Edição: Ed. Bookman. 2001.

HEWITSON B.C.; CRANE, R.G. Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, v. 7, n. 29, p. 85-95, Nov. 1996.

JUÁREZ, R.I.N. Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: Um estudo de observações sobre cerrado e cana de açúcar e modelagem numérica da atmosfera. Tese de Doutorado em Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 2004.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE AND D. JOSEPH. The NCEP/NCAR 40-year reanalyses projects. *Bull. Am. Met. Soc.* 77, 437-471. 1996.

KLAR, A. E. *A água no sistema solo-planta-atmosfera*. São Paulo: Livraria Nobel S.A. 408 p. 1988.

KIMURA, R. Numerical weather prediction. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*. V.90, p.1403-1414. 2002.

- KULIGOWSKI, R. "A self-calibrating real-time GOES rainfall algorithm for short-term rainfall estimates". *Journal of Hydrometeorology* (3), pp. 112-130. 2002.
- KULIGOWSKI, R.J.; DAVENPORT, J.S.; SCOFIELD, R.A. "Application of the hydroestimator rainfall algorithm over Hawaii", in *Proceedings of 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*. 2006.
- LADWIG, W. C.; STENSRUD, D. J. Relationship between Tropical Easterly Waves and Precipitation during the North American Monsoon. *Journal of Climate*. V: 22. p: 258-271. 2009.
- LORENZ, E.N. On the Existence of Extended Range Predictability. *Journal of Applied Meteorology*. V.12, apr., p.543-546. 1973.
- LUO L., E. F. WOOD, AND M. PAN. Bayesian Merging Of Multiple Climate Model Forecasts for Seasonal Hydrological Predictions, *Journal Of Geophysical Research*, 112, D10102, Doi:10.1029/2006JD007655. 2007.
- MARDIA, K.V.; KENT, J.T.; BIBBY, J.M. *Multivariate analysis*. London: Academic Press, 518p. 1995.
- MARIANO, Z.F., SANTOS, M. J. Z., OLIVEIRA, R. C., ROCHA, H. M., PEREIRA, C. C. Variabilidade da precipitação pluvial e a produtividade da soja, na microrregião do Sudoeste de Goiás. *XXIII Congresso de Educação do Sudoeste Goiano*. Campus Jataí. 2007.
- MASSAMBANI, O., AMBRIZZI, T. *O clima da terra: Processos, mudanças e impactos*. Notas de aula. IAG-USP. 2005.
- MCGUFFIE, K. HENDERSON-SELLER, A. Forty Years of Numerical Climate Modelling. *International Journal of Climatology*. Vol.21, p1067-1109. 2001.

- MELO, R. W. Parametrização de modelo para estimação da produtividade de soja nas regiões do Planalto Médio, das Missões e do Alto Vale do Uruguai, Rio Grande do Sul. Tese (Doutorado): Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. 2005.
- MENDES, D., TRIGO, I. F.; MIRANDA, P. M. A Comparação entre "storm-tracks" no atlântico norte encontrados nas reanálises do ecmwf e ncep/ncar. XXVIII Jornadas Científicas La Meteorología Y El Clima Atlánticos, Badajoz. . 2004.
- MMA, Ministério do Meio Ambiente. Secretaria Recursos Hídricos. Caderno da Região Hidrográfica do Uruguai. Brasília. 128 p. 2006.
- MONTEITH, J.L. Evaporation and surface temperature. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Reading, v. 107, p. 1-27. 1981.
- MORSE, A.P.; DOBLAS-REYES, R.J.; HOSHEN, M.B.; HAGEDORN, R.; PALMER, T.N. A forecast quality assessment of an end-to-end probabilistic multi-model seasonal forecast system using a malaria model. Tellus, Vol.57A, p.464-475. 2005.
- NETO, A. R. Simulação Hidrológica na Amazônia: Rio Madeira. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro.. 2006.
- PESSOA, A. S. A.; SILVA, J. D. S.; CAMARGO, J. H. Redução de dados meteorológicos aplicados a previsão climática por redes neurais. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis. Anais Do XIV Congresso Brasileiro De Meteorologia. V. 1. P. 1-6. 2006.
- PINTO, L. I. C. Comparação de produtos de chuva e radiação solar incidente para a América do Sul: dados observados e reanálise. Dissertação de Mestrado.

- RAWLS, W.J.; AHUJA, L.R.; BRAKENSIEK, D.L.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and soil water movement In: Maidment, D. Handbook of hydrology. McGraw-Hill New York. 1993.
- Programa de Pós graduação em Meteorologia Agrícola Viçosa Minas Gerais 2007.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. Solo, Planta e Atmosfera: Conceitos, processos e aplicações. Barueri: Manole, 478p. ISBN 85-204-1773-6. 2004.
- ROADS, J.; BETTS, A. NCEP-NCAR and ECMWF reanalysis surface water and energy budgets for the Mississippi river basin. Journal of Hydrometeorology, v. 1, n. 1, p 88-94. 2000.
- ROADS, J.; CHEN, S.-C; KANAMITSU, M. U.S. regional climate simulations and seasonal forecasts. Journal of Geophysical Research. V.108, n.16, p.1(1-17). 2003.
- ROCHA, E. J. P. Balanço de umidade e influencia de condições de contorno superficiais sobre a chuva da Amazônia. Tese de Doutorado. INPE, São José dos campos. 2004.
- ROCHA, H.R.; JUÁREZ, R.I.J.; LIGO, M.; CABRAL, O.; MESQUITA, H.; MITTENCOURT, M. 2004. Ciclo hidrológico e microclima. In PIVELLO, V. R.; VARANDA, E. M. O cerrado pé de gigante: ecologia e conservação – Parque Estadual da Vassununga. São Paulo: Secretaria do Meio Ambiente. 2005.
- RODRIGUES, D. A. Balanço hídrico da região sul/sudeste da América do Sul simulado pelo modelo atmosférico CPTEC/COLA/D. A. Rodriguez / São José dos Campos: INPE. 201p. – (INPE-9545-TDI/826). 2002.

- ROSSATO, L. Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil. 139 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2001.
- ROSSATO, L., ALVALÁ, R. C. S., TOMASELLA, J. Variação espaço-temporal da umidade do solo no Brasil: Análise das condições médias para o período de 1971-1990. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.2, 113-122. 2004.
- RUHOFF, A. L., NEGRÓN-JUÁREZ, R. I.; FREITAS, R. M.; COLLISCHONN, W.; ROCHA, H. R. Variabilidade dos fluxos de calor sensível e latente em áreas de cerrado sensu stricto. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal-RN. 2009.
- SAHA, S., NADIGA, S., THIAW, C., WANG, J., WANG, J., ZHANG, Q., VAN DEN DOOL, H. M., PAN, H., MOORTHI, S., BEHRINGER, STOKES, D., WHITE, G., LORD, S., EBISUZAKI, W., PENG, P., XIE, P. The NCEP Climate Forecast System. *Journal of Climate*, Vol. 19, No. 15, pages 3483-3517. 2006.
- SALDANHA, C.B.; PAZ, A.R.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; BARRERA, D.. Avaliação da chuva do Hidroestimador para modelagem hidrológica na região da bacia do Rio Grande. *XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, São Paulo (SP). 2007
- SALDANHA, C.B.; CARDOSO, M.A.; MARQUES, D.M. Utilização dos dados de reanálise para o cálculo do nível de água do Banhado do Taim-RS. *II Simpósio de Recursos Hídricos*, Rio de Janeiro. 2008.
- SANSIGOLO, C. A. PEREIRA, C. S. SILVA, I. R. Relação entre as precipitações regionais no Sul do Brasil e as temperaturas da superfície dos oceanos Atlântico e Pacífico. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.1, 5-11. 2004.

- SILVA, B. C. Previsão Hidroclimática de vazão para a Bacia do Rio São Francisco. Tese de doutorado. IPH/UFRGS. 2005.
- SILVA, M. A. V. Meteorologia e Climatologia. INMET/Brasilia-DF. 2001.
- STERN, P.C.; EASTERLING, W.E. (eds.) Making Climate Forecasts Matter. National Academic Press: National Research Council, Panel on the Human Dimensions of Seasonal-to-Interannual Climate Variability, EUA. 175p. 1999.
- THORNTWHAITE, C.W.. MATHER, J. R. The water balance. Publications in Climatology. New Jersey: Drexel Institute of Technology, 104p. 1955.
- THORNTWHAITE, C. W.; MATHER, J. R. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publications in climatology. Centerton, New Jersey, 10 (3), 181-311, 1957.
- TOMASELLA, J., ROSSATO, L. Balanço Hídrico. INPE-13140-PRE/8399. São José dos Campos – SP. 2005.
- TOMÉ, R. F. D. Previsão do tempo com modelos de Mesoescala: Casos de Estudo com o modelo MM5 nos Açores. Universidade de Lisboa. Dissertação de Mestrado, Faculdade de ciências. 2004.
- TRENBERTH, R.; GUILLEMOT. Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP re-analyses. NCAR Technical Note. 308 p. 1996.
- TUCCI, C. E. M. Hidrologia: Ciência e Aplicação, 2ª ed., Editora da universidade, 943 p. 1993.
- TUCCI, C.E.M. Modelos Hidrológicos. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 669 p. 1998.

- TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T.; DIAS, P. L. S. COLLISCHONN, W. Previsão de Médio Prazo da Afluência de Reservatórios com Base na Previsão Climática. IPH-UFRGS/ IAG-USP/ANEEL/CPTEC-INPE. Projeto: BRA/00/029. Relatório Final. 2002.
- ZHANG, Y.; WANG, D.; REN, X. Seasonal Variation of the Meridional Wind in the Temperate Jet Stream and Its Relationship to the Asian Monsoon. *Acta Meteorologica Sinica*. V: 22. p: 446-454. 2008.
- WANG, J.H.; ZHANG. L. Y. Climate applications of a global, 2-hourly atmospheric precipitable water dataset derived from IGS tropospheric products. *Journal of Geodesy*. V: 83. p: 209-217. 2009.
- WIGMOSTA M.S.; VAIL L.W. LETTENMAIER D.P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 1 30, nº 6, 1665-1679. 1994.
- WILBY, R.L., T.M.L. WIGLEY, D. CONWAY, P.D. JONES, B.C. HEWITSON, J. MAIN E D.S. WILKS Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. *Water Resources Research*, Vol. 34, pág. 2995-3. 1998.
- WILKIS, D.S. "Statistical Methods in the Atmospheric Sciences", Academic Press, Elsevier, 630 p. 2006.
- YUCEL, I.; KULIGOSWKI, R.J. "Evaluating the performance of satellite rainfall estimates using data from NAME program", in Proceedings of 29th Annual Climate Diagnostics & Prediction Workshop, NOAA/National Weather Service, Wisconsin, EUA. 2004.

**ANEXO A**  
**AVALIAÇÃO DOS MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE CHUVA**

### **A.1. Avaliação da precipitação**

O conhecimento da precipitação é fundamental para o desenvolvimento de pesquisas relacionadas com a hidrologia. Em geral, as bacias estão providas com uma rede de monitoramento muito esparsa, dificultando o desenvolvimento da modelagem hidrológica e de outras aplicações que necessitem desses dados. Dessa maneira, diversas técnicas alternativas de estimativa vêm sendo empregadas para obter uma melhor distribuição espacial e temporal da precipitação.

O monitoramento da precipitação seja por pluviômetros, satélites, ou por qualquer outro meio, está sujeito a erros. Os pluviômetros registram adequadamente a intensidade da precipitação, embora possuam baixa representatividade espacial, mesmo quando há uma rede densa. Quando as precipitações são de origem convectiva e isoladas aumenta o problema de representatividade, pois a precipitação pode ocorrer em áreas pequenas e com forte intensidade, podendo não ser registrada pelo equipamento (TUCCI, 1993, CALVETTI *et al*, 2003).

A vantagem da estimativa de precipitação através dos satélites meteorológicos é a de possuir ampla cobertura espacial e temporal, porém, também está sujeita a erros causados por diversos fatores, erros instrumentais, erros de calibração do equipamento e variabilidade na relação de medida dos parâmetros da precipitação (DE ARAÚJO, 2006).

O objetivo desta etapa do trabalho foi quantificar as incertezas relacionadas com a estimativa da precipitação através do método tradicional (pluviômetro) e bases alternativas de dados (satélites e modelo), ou seja, avaliar o desempenho da precipitação obtida através de dados pluviométricos, Hidroestimador e Reanálise.

## Área de estudo

A avaliação da estimativa da precipitação foi feita na bacia do rio Uruguai (Figura A1) que se estende entre os paralelos de 27° e 34° latitude Sul e os meridianos de 49°30' e 58°5'W. Abrange uma área de aproximadamente 384.000 km<sup>2</sup>, dos quais 174.494 km<sup>2</sup> situam-se no Brasil, equivalente a 2% do território brasileiro. Sua porção brasileira encontra-se na região sul, compreendendo 46.000 km<sup>2</sup> do Estado de Santa Catarina e 130.000 km<sup>2</sup> no Estado do Rio Grande do Sul. É delimitada ao norte e nordeste pela Serra Geral, ao sul pela fronteira com a República Oriental do Uruguai, a leste pela Depressão Central Riograndense e a oeste pela Argentina (ANDREOLLI, 2003).

O rio Uruguai forma-se na região sul do Brasil, entre os Estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, a partir da confluência dos rios Canoas e Pelotas, escoando posteriormente em trecho internacional. Neste trecho, inicialmente o rio faz divisa entre Brasil e Argentina e depois entre Uruguai e Argentina até a foz na Bacia do rio da Prata onde forma, juntamente com o rio Paraná, o rio da Prata (COLLISCHONN E TUCCI, 2002).

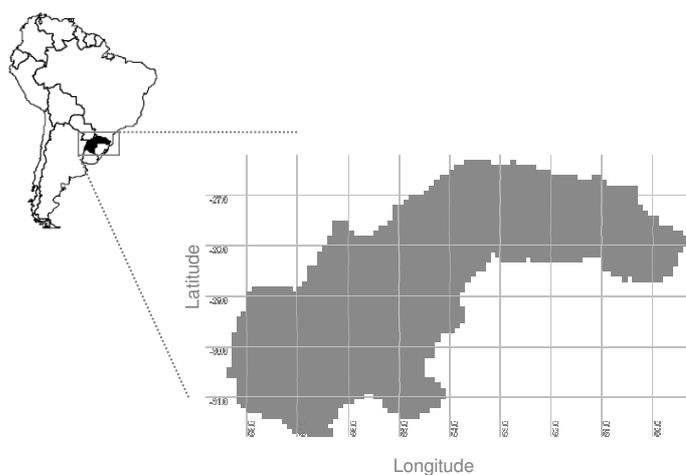


Figura A.1. Localização da bacia do rio Uruguai.

### **Descrição dos dados de precipitação**

Foram utilizados dados diários de 136 postos pluviométricos da ANA (Agência Nacional de águas), do período de 1995 a 2005. Os dados de Reanálises também foram obtidos para o mesmo período junto ao National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), espaçados em uma grade de 2,5°x 2,5° latitude e longitude.

A estimativas do Hidroestimador foram obtidas junto a universidade de Buenos Aires para o período de 2003 a 2005, dados diários com uma resolução espacial de 4 X 4 km. O total de dias sem falhas nos anos de 2003, 2004 e 2005 é de 277 (76%), 338 (92%) e 336 (92%), respectivamente.

### **Agrupamento de regiões homogêneas**

Para obter uma análise melhor dos resultados a bacia do rio Uruguai foi agrupada em regiões homogêneas de acordo com o comportamento da precipitação .

O agrupamento entre cada posto pluviométrico foi verificado a partir da análise de *clusters* que apresentam a vantagem de reduzirem o espaço multidimensional a uma medida de distância entre os objetos, representando esta em um espaço bidimensional, muito mais simplificado do que o espaço multidimensional (MARDIA *et al.*, 1995). A análise de *cluster* busca agrupar elementos de dados baseando-se na similaridade entre eles. Os grupos são determinados de forma a obter-se homogeneidade dentro dos grupos e heterogeneidade entre eles, como resultado da análise de agrupamento, tem-se o dendograma, que apresenta o arranjo entre os objetos em uma escala de distância. Este arranjo indica apenas afinidade entre os grupos, não definindo nenhuma

ordenação entre estes. As distâncias são medidas e utilizadas para a representação dos pontos na estrutura de similaridade, representando o menor espaço entre dois pontos, sendo utilizada neste trabalho a medida da distância Euclidiana entre dois vetores  $i, j$ , de acordo com a Equação A.1

$$d_{i,j} = \left[ \sum_{k=1}^K w_k (x_{k,i} - x_{k,j})^2 \right]^{1/2} \quad (\text{A.1})$$

Depois de calcular a distância é utilizado o método aglomerativo, onde cada elemento inicia-se representando um grupo, e a cada passo, um grupo ou elemento é ligado a outro de acordo com sua similaridade, até o último passo, onde é formado um grupo único com todos os elementos, utilizou-se o método de ligação completa (*Complete linkage*) que emprega a distância máxima tendo a tendência de formar grupos compactos, nos quais os ruídos demoram a ser incorporado nos grupos.

A Figura A.2 apresenta o dendrograma obtido pelo método de agrupamento usado como medida de proximidade à distância euclidiana considerando como variável de agrupamento valores padronizados de precipitações mensais. A escala vertical do dendrograma indica o nível de similaridade, pois cada partição corresponde um valor numérico que representa o nível no qual ocorrem os agrupamentos; quanto mais elevado esse índice, mais heterogêneas as unidades agrupadas (DINIZ, 2002).

A Figura A.3 apresenta as regiões homogêneas de precipitações mensais da bacia do rio Uruguai, observa-se que a precipitação na região do baixo (R1) e médio Uruguai (R2) apresentaram comportamentos distintos, já nas demais regiões na parte mais alta do rio Uruguai a precipitação apresentou um

comportamento variável principalmente devido ao relevo da região, sendo dividida em mais regiões homogêneas, devido principalmente ao relevo da região.

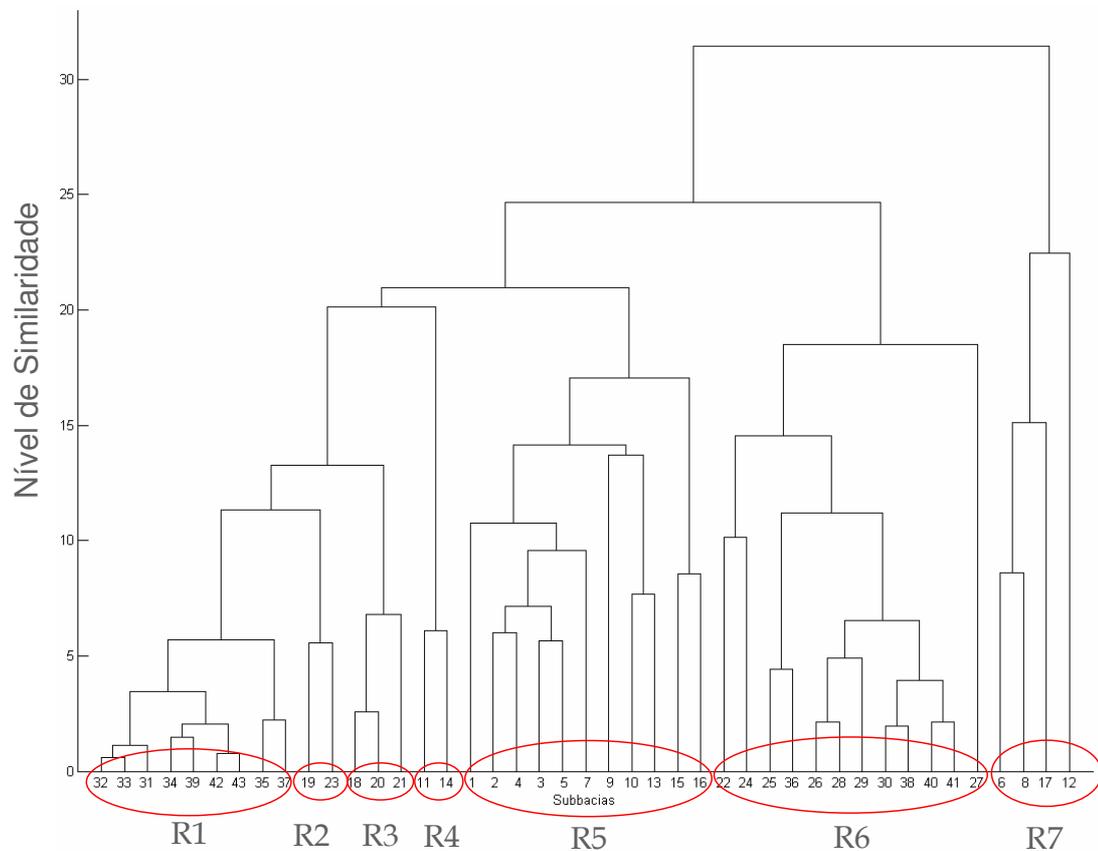


Figura A.2. Dendrograma do agrupamento feito pelo método da ligação completa com dados padronizados de precipitação das 43 subbacias do rio Uruguai, período de 1950 a 2005.

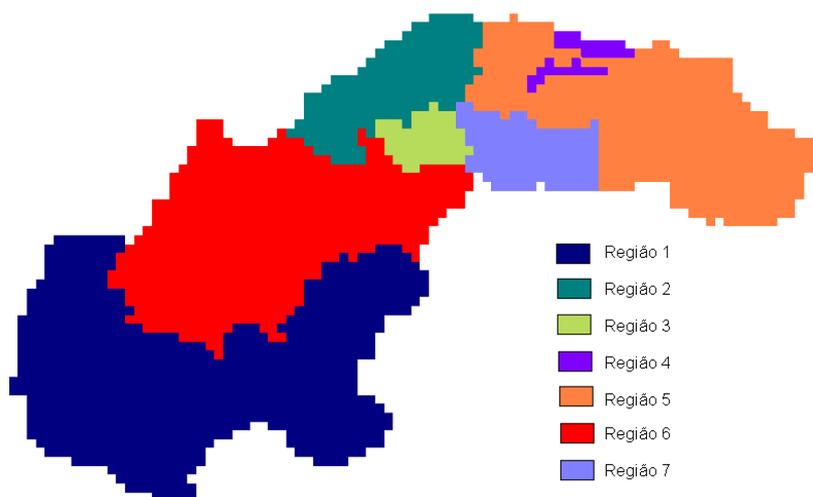


Figura A.3. Divisão da bacia em regiões homogêneas relacionadas ao regime de precipitações.

### Variabilidade da precipitação

Para estudar a variabilidade da precipitação, esta etapa da pesquisa foi baseada na metodologia de SANSIGOLO et. al., (2004). Foram utilizadas séries temporais mensais para cada uma das regiões homogêneas. As séries foram subdivididas em 3 categorias (abaixo da normal, normal e acima da normal), ordenando-se do menor para o maior os 40 índices (1966-2005) e considerando o correspondente à 13ª posição como limite superior para a categoria abaixo da normal (seco) e o correspondente à 26ª como limite inferior para a categoria acima da normal (chuvoso) e entre esses 2 limites, situa-se a categoria normal (Figura A.4). A tabela de contingência foi calculada de acordo com a metodologia descrita no capítulo 3.

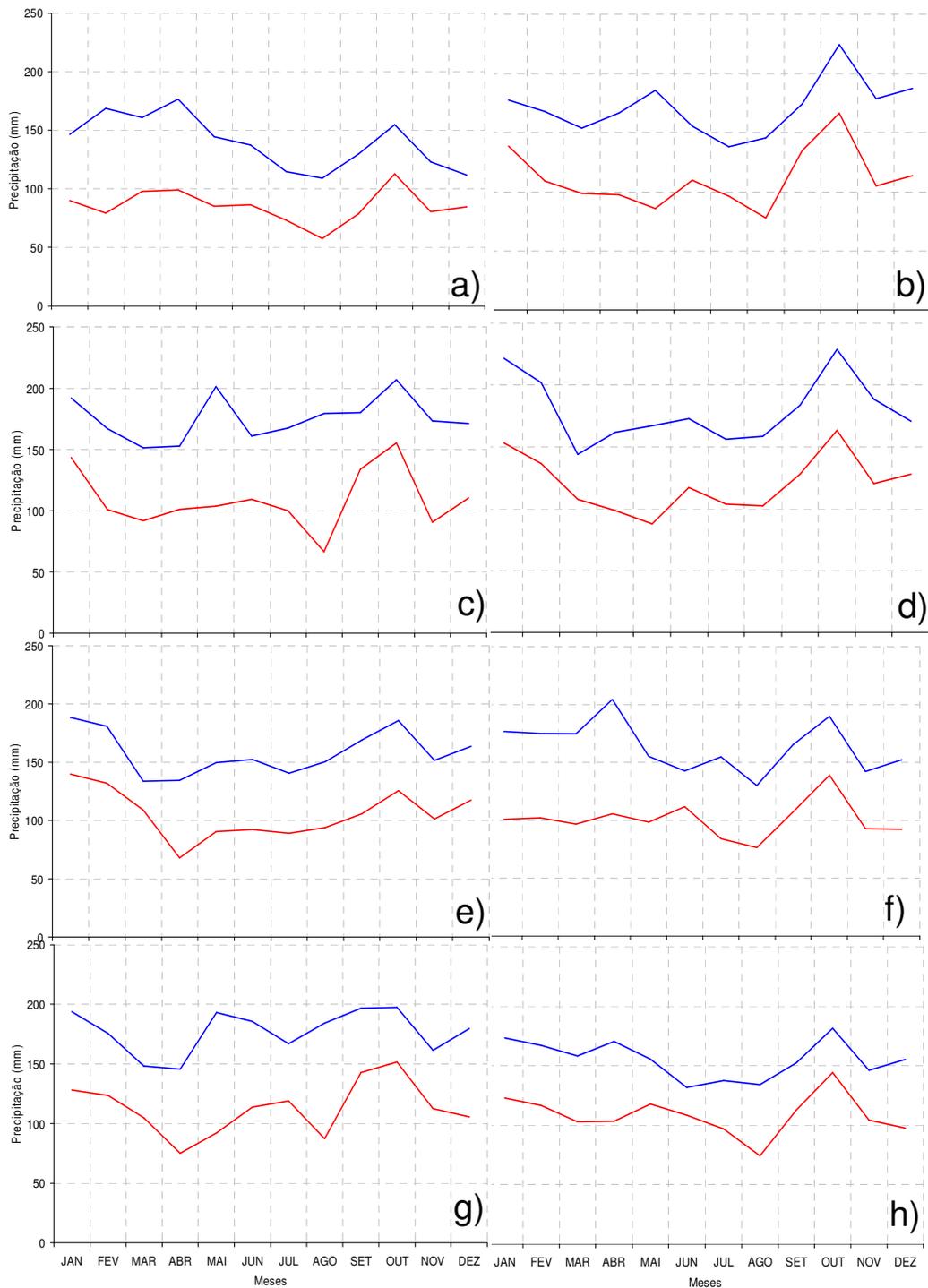


Figura A.4. Limites das 3 categorias de precipitação mensal: acima da normal (acima da linha azul), abaixo da normal (abaixo da linha vermelha) e normal (entre a linha azul e vermelha) para as 7 regiões homogêneas: Região 1 (a), Região 2 (b), Região 3 (c), Região 4 (d), Região 5 (e), Região 6 (f), Região 7 (g), Média da Bacia (h).

### Verificação da precipitação através da vazão

Para definir qual a base de dados de precipitação vai ser utilizada na pesquisa foram selecionados alguns postos fluviométricos e feita a comparação entre a vazão observada e a vazão calculada através de um modelo hidrológico (Figura A.7).

Os campos de precipitação foram gerados pela interpolação dos dados para uma grade com a mesma resolução espacial ( $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ ) para servir de entrada no modelo hidrológico distribuído MGB-IPH (descrito anteriormente).

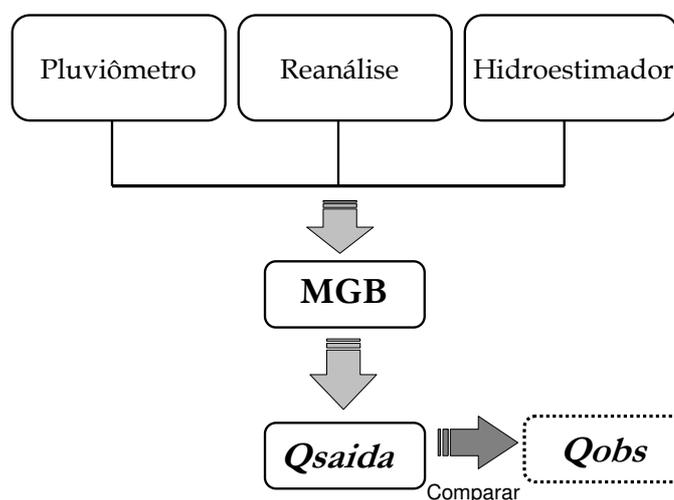


Figura A.7. Metodologia para a estimativa da precipitação .

O modelo MGB-IPH foi aplicado anteriormente na bacia do rio Uruguai, para o cálculo das vazões de curto e longo prazo. Segundo Tucci et. al. (2002), aplicando os dados observados de precipitação (Tabela A.2), o modelo hidrológico pode ser considerado um instrumento adequado para previsão de vazões, pois todos os resultados da calibração foram considerados muito bons. Destacando-se os postos de Marcelino Ramos e Passo Caxambu que apresentaram um coeficiente de eficiência acima de 0,85.

Tabela A.2. Valores das estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculados e observados para alguns postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai.

Posto	Rio	Área da Bacia (km <sup>2</sup> )	R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> log	ΔV (%)
Passo Caru	Canoas	9,868	0,70	0,75	-19,1
Marcelino Ramos	Uruguai	41,267	0,86	0,80	+2,3
Passo Caxambu	Uruguai	52,671	0,88	0,86	-0,8
Barra do Chapecó	Chapecó	8,267	0,77	0,74	-4,1
Passo Rio da Várzea	Da Várzea	5,356	0,76	0,74	-6,2

Fonte: Tucci et. al. 2002

## Resultados

Os valores anuais de precipitação provenientes dos pluviômetros foram comparados com as bases alternativas de dados: Reanálise e Hidroestimador (Figura A.8). Em geral os dados de reanálises apresentaram o mesmo padrão dos dados pluviométricos. De acordo com a Tabela A.3 as regiões 1 e 6 foram as que apresentaram os maiores índices de correlação tanto para os dados de reanálises quanto para o hidroestimador. Nas regiões 2 e 3 o índice de correlação ficou abaixo de 0,5 nos dois casos.

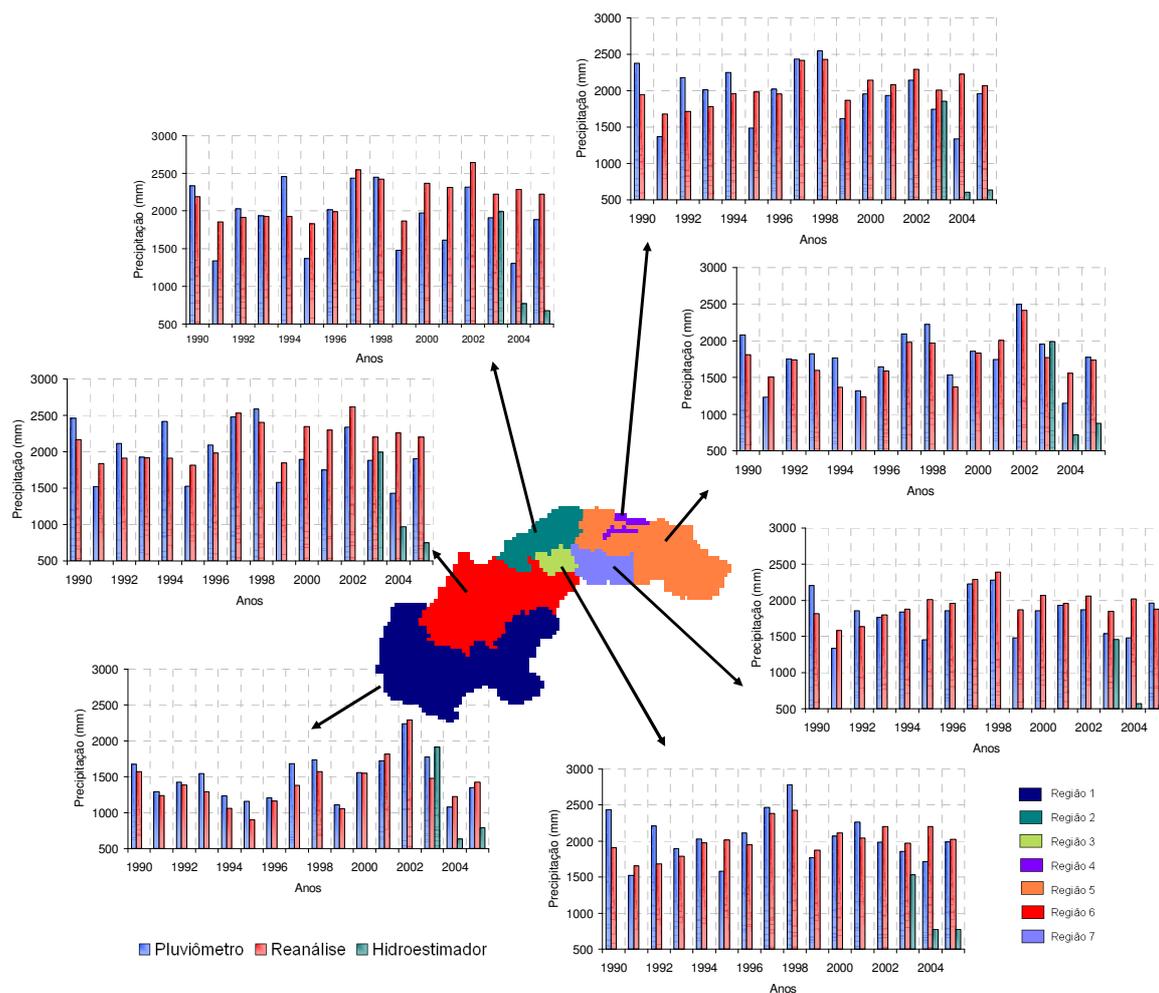


Figura A.8. Comparação entre precipitação anual observada nos pluviômetros, dados de reanálise e hidroestimador.

Tabela A.3. Correlação entre os dados pluviométricos e a fonte de dados alternativa

Regiões	Reanálise	Hidroestimador
1	0.904	0,960
2	0.460	0,319
3	0.463	0,477
4	0.514	0,036
5	0.530	-0,411
6	0.799	0,755
7	0.383	0,198

A Figura A.9 apresenta a precipitação anual média para toda a bacia, os dados de reanálise apresentaram uma correlação de 0,812 com relação aos dados

pluviométricos. No ano de 2003 o hidroestimador apresentou um bom desempenho, mas em 2004 e 2005 ele subestimou significativamente os dados pluviométricos.

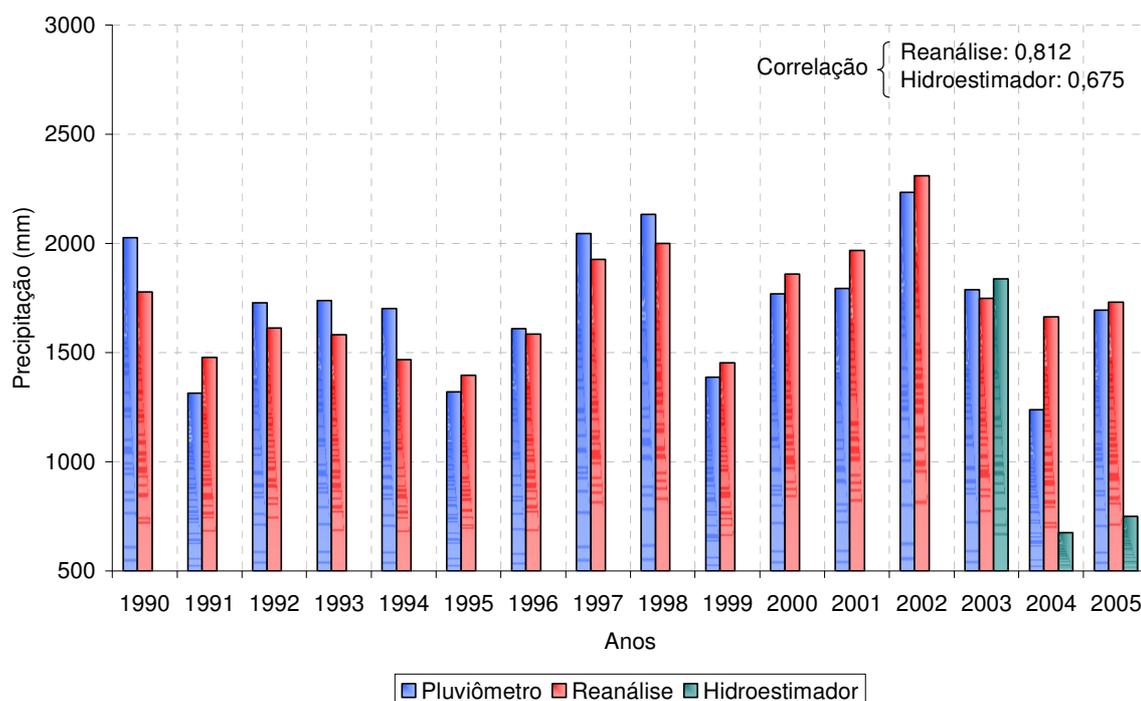


Figura A.9. Distribuição anual média da bacia do rio Uruguai da precipitação estimada através do pluviômetro, dados de reanálise e hidroestimador, juntamente com o coeficiente de correlação entre as fontes alternativas e a rede pluviométrica.

Na Figura A.10 observa-se a relação entre a precipitação anual e as diferentes fontes de dados, os dados de reanálise apresentam uma certa correlação, porém com alta dispersão. A série de dados do Hidroestimador é curta com apenas três anos, para o período analisado o hidroestimador apresentou uma subestimativa na maioria das regiões. A região 1 foi a que apresentou o maior

coeficiente de determinação tanto para os dados do hidroestimador quanto para os dados de reanálises.

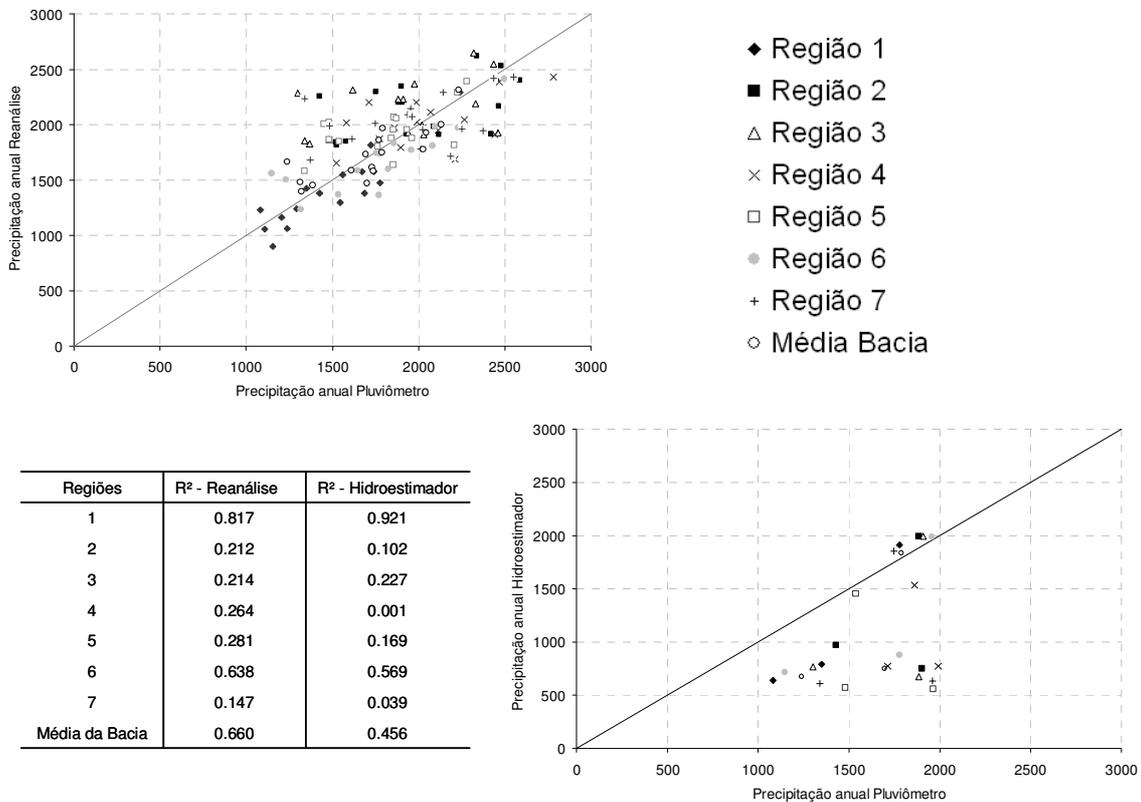


Figura A.10. Relação entre a precipitação anual e as diferentes fontes de dados, juntamente com a tabela do coeficiente de determinação de cada uma das regiões.

As estimativas de precipitação foram analisadas quanto ao erro durante o período estudado. O Erro padrão foi estimado conforme apresentado na Equação 4.2.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (C_i - O_i)^2}{n}} \quad (A.2)$$

Onde  $n$  é o número do intervalo de tempo;  $C_i$  é o valor calculado e  $O_i$  é o valor observado.

As fontes de dados alternativas de precipitação comparada com os dados pluviométricos (Figura A.11), apresentaram um erro oscilando entre 200 mm e 600 mm anuais, sendo que a região 1 foi a que apresentou o menor erro oscilando em torno de 200 mm e a região 3 foi a que apresentou o maior erro em torno de 400 mm (Hidroestimador) e 600 mm (Reanálise).

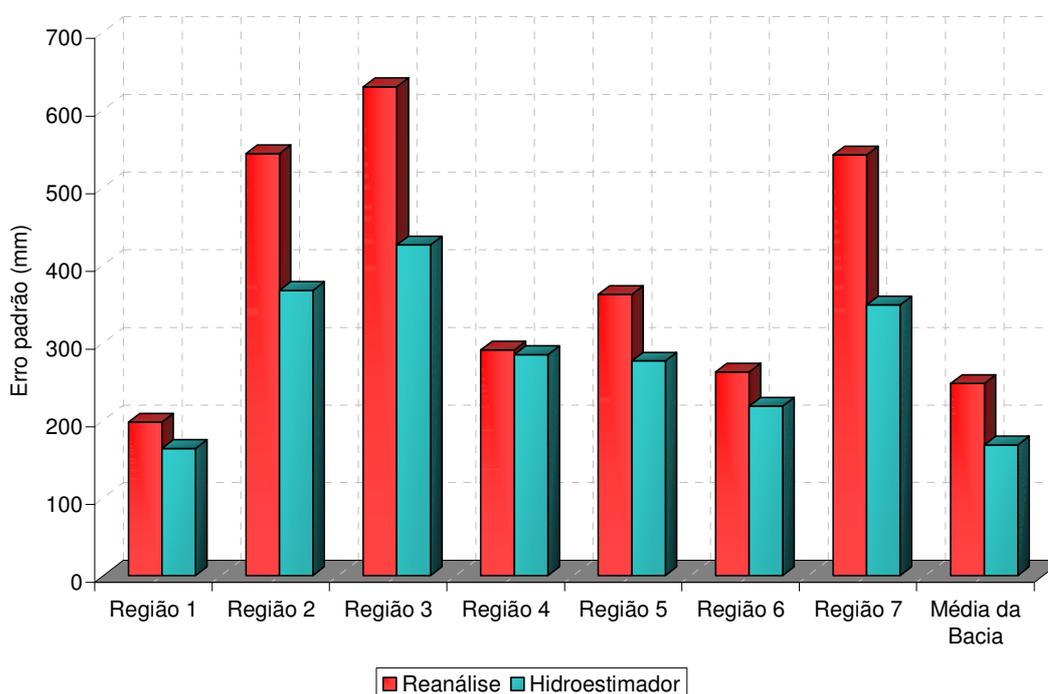


Figura A.11. Valores do erro da precipitação estimada através dos dados de reanálise e Hidroestimador, comparados com os dados pluviométricos.

### Resultados relacionados com os índices de performance

A consideração de ocorrência do evento foi caracterizada a partir dos limites definidos anteriormente para cada um dos eventos abaixo da normal (evento 1), normal (evento 2) e acima da normal (evento 3).

Tomando a análise para cada uma das regiões, as estimativas de ocorrência ou não dos eventos a partir dos dados de reanálise resultaram uma proporção

correta (PC) de acertos para o evento 1 com valores acima de 80% nas regiões 1 e 3, ou seja, em 80% do período houve acerto na indicação de se tratar de um evento abaixo da normal (Tabela). O evento 2 teve uma PC acima de 80% somente na região 3 e no evento 3 a melhor performance foi na região 5 e na 8 (média da bacia). A estimativa de precipitação através do Hidroestimador apresentou uma boa performance somente no evento 2 da região 3.

O índice POD que representa a probabilidade de vezes que ocorreram os eventos e eles foram detectados ficaram acima de 90% nas regiões 1 e 6 (evento 1), região 1 (evento 2) e regiões 2, 5 e 6 (evento 3) no caso das estimativas através dos dados de reanálises.

O hidroestimador em algumas regiões também apresentou valores da ordem de 90% nas regiões 1, 4 e 7 (evento 1), regiões 2, 5 e média da bacia (evento 2) e região 6 (evento 3). O índice FAR indica a proporção de vezes que o evento foi estimado e não ocorreu no caso do evento chuvoso em 30% das vezes os dados de reanálise (regiões 2, 5 e média da bacia) e do hidroestimador (regiões 2, 5 e média da bacia) indicaram que seria um evento chuvoso e esse evento não ocorreu. Com relação à precipitação média da bacia o BIAS indicou uma superestimativa no evento 3 (reanálise) e evento 2 (Hidroestimador) nos demais casos as bases alternativas de dados de precipitação subestimaram os eventos estudados.

Tabela A.3. Índices de performance na análise da estimativa quantitativa de precipitação do Hidroestimador e Reanálise, para cada uma das regiões homogêneas.

	Regiões	BIAS		PC		POD		FAR	
		Rean	HE	Rean	HE	Rean	HE	Rean	HE
<b>Evento 1</b>	<b>R1</b>	1,09	2,00	0,81	0,64	0,73	0,91	0,33	0,55
	<b>R2</b>	1,18	0,64	0,61	0,56	0,45	0,09	0,62	0,86
	<b>R3</b>	0,79	0,50	0,81	0,50	0,57	0,36	0,27	0,29
	<b>R4</b>	0,77	1,77	0,75	0,67	0,54	0,92	0,30	0,48
	<b>R5</b>	0,30	0,50	0,69	0,64	0,10	0,10	0,67	0,80
	<b>R6</b>	1,23	0,31	0,67	0,69	0,92	0,38	0,48	0,38
	<b>R7</b>	0,77	1,85	0,69	0,64	0,46	0,92	0,40	0,50
	<b>R8</b>	0,27	0,55	0,67	0,64	0,09	0,18	0,67	0,67
<b>Evento 2</b>	<b>R1</b>	1,08	0,25	0,64	0,78	0,92	0,42	0,52	0,17
	<b>R2</b>	0,67	1,67	0,75	0,67	0,53	0,93	0,20	0,44
	<b>R3</b>	1,75	1,25	0,81	0,81	0,50	0,25	0,71	0,80
	<b>R4</b>	1,12	0,35	0,61	0,64	0,65	0,29	0,42	0,17
	<b>R5</b>	0,60	1,67	0,67	0,67	0,40	0,93	0,33	0,44
	<b>R6</b>	0,88	1,02	0,69	0,72	0,25	0,38	0,71	0,63
	<b>R7</b>	1,54	0,23	0,47	0,67	0,54	0,15	0,65	0,33
	<b>R8</b>	0,71	1,41	0,69	0,75	0,53	0,94	0,25	0,33
<b>Evento 3</b>	<b>R1</b>	1,13	0,63	0,69	0,75	0,38	0,25	0,67	0,60
	<b>R2</b>	1,36	0,64	0,67	0,69	0,91	0,45	0,33	0,29
	<b>R3</b>	0,67	1,50	0,64	0,67	0,47	0,93	0,30	0,38
	<b>R4</b>	1,13	0,63	0,69	0,75	0,38	0,25	0,67	0,60
	<b>R5</b>	1,36	0,64	0,83	0,78	0,91	0,45	0,33	0,29
	<b>R6</b>	0,67	1,44	0,64	0,72	0,47	0,94	0,30	0,35
	<b>R7</b>	1,13	0,63	0,69	0,75	0,38	0,25	0,67	0,60
	<b>R8</b>	1,36	0,64	0,83	0,78	0,91	0,45	0,33	0,29

### Avaliação da precipitação a partir dos dados de vazão

Foram selecionados alguns postos fluviométricos para verificar o comportamento da precipitação estimada através do cálculo da vazão. As vazões

foram denominadas da seguinte maneira: Vazão Observada (QObs), vazão calculada a partir dos dados pluviométricos (QPlu), vazão calculada a partir dos dados de Reanálise (QRean) e a vazão calculada a partir dos dados do Hidroestimador (QHE).

Primeiramente foi feita uma análise através dos hidrogramas das vazões médias mensais para o período de 2003 a 2005 para as subbacias do rio Marombas e Irai e depois foi verificado o comportamento das vazões diárias no rio Guarita.

No rio Marombas (Figura A.12) os hidrogramas calculados a partir dos dados pluviométricos e de reanálise seguiram o padrão do observado subestimando o hidrograma observado na maior parte dos meses. O mesmo padrão pode ser observado no hidrograma do rio Irai (Figura A.13), os dados pluviométricos apresentaram uma leve superestimativa nos meses de maio e junho, no restante do período os hidrogramas calculados subestimaram o hidrograma observado. O hidrograma calculado a partir dos dados do hidroestimador não seguiu o padrão do observado, mostrando uma superestimativa nos meses de verão e final da primavera e subestimando nas demais estações do ano.

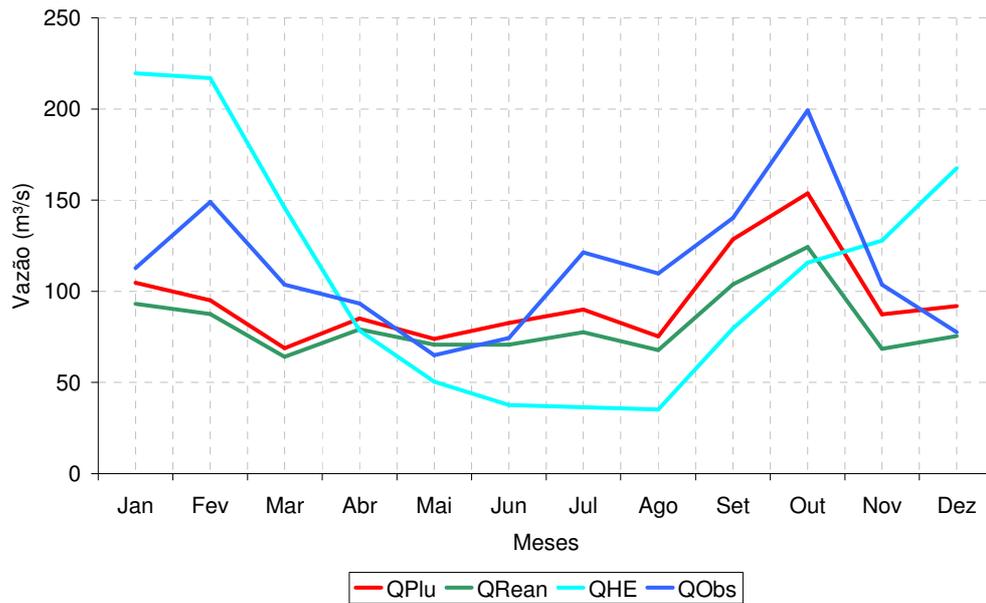


Figura A.12. Hidrogramas de vazões mensais observadas (Qobs)e calculadas através dos dados de pluviômetro (QPlu) , Reanálise (QRean) e Hidroestimador (QHE), para o ano de 2000 (rio Marombas).

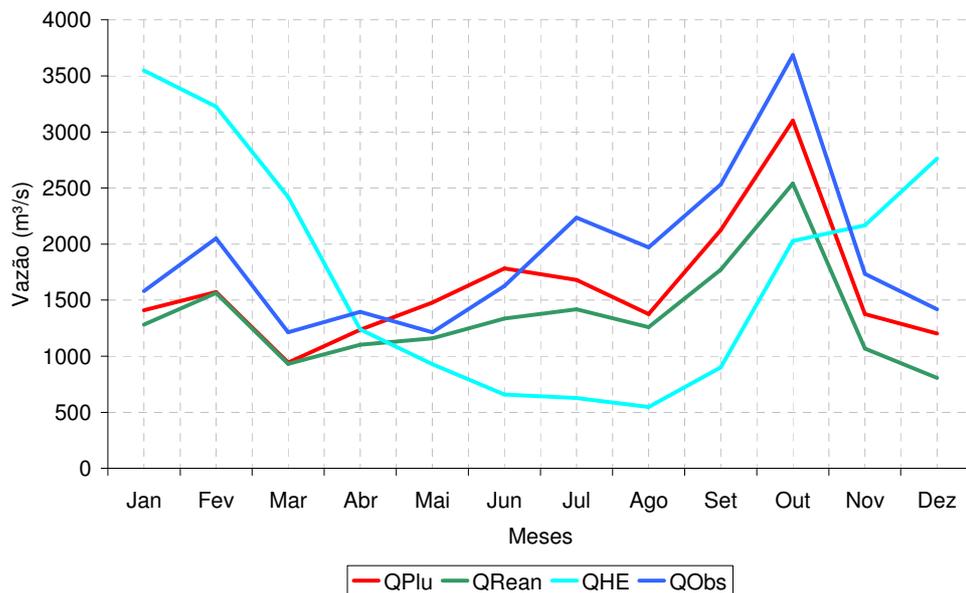


Figura A.13. Hidrogramas de vazões mensais observadas (Qobs)e calculadas através dos dados de pluviômetro (QPlu) , Reanálise (QRean) e Hidroestimador (QHE), para o ano de 2000 (rio Iraí).

A Figura A.14 apresenta o hidrograma de vazões diárias observadas e calculadas de janeiro de 2004 a dezembro de 2005. Conforme se verifica até o mês de junho de 2004 a QHE acompanha bem o hidrograma observado. A QHE representa melhor a recessão do que os picos do hidrograma. A QRean acompanha o padrão do hidrograma, mas o valor calculado fica bem distante do valor observado. A vazão calculada que se ajustou melhor ao hidrograma observado foi a QPlu e a única que conseguiu acompanhar o maior pico de  $800 \text{ m}^3/\text{s}$ .

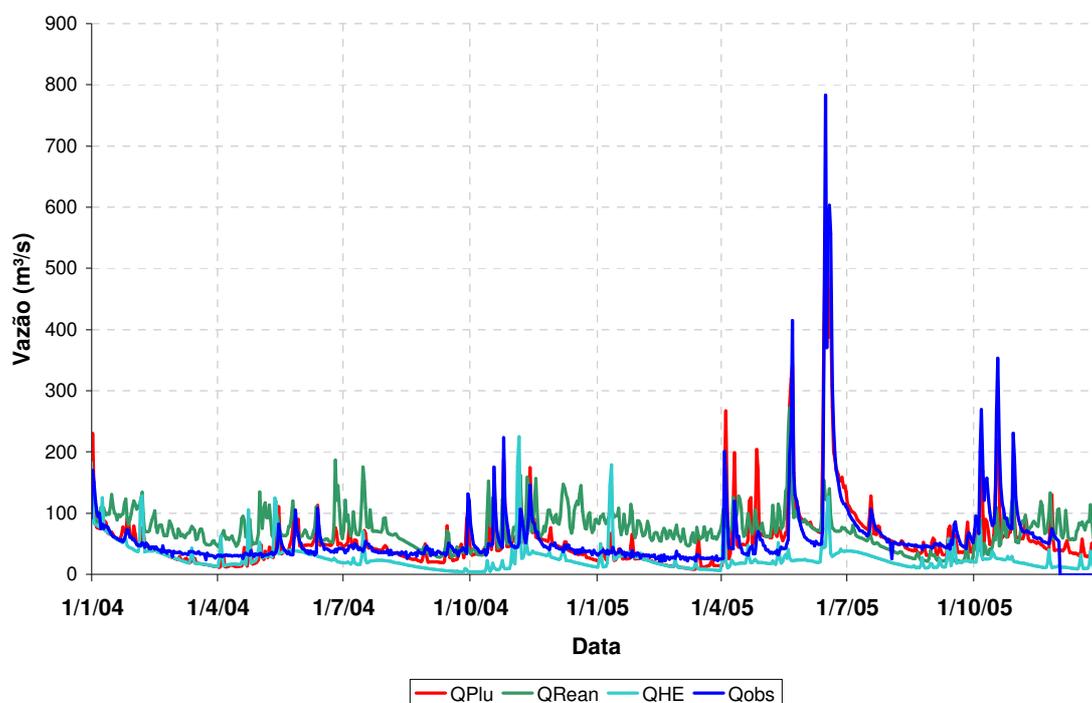


Figura A.14. Hidrogramas de vazões diárias observadas (Qobs) e calculadas através dos dados de pluviômetro (QPlu), Reanálise (QRean) e Hidroestimador (QHE), para o período de 2004 a 2005 (Rio Guarita).

As avaliações mais precisas dos resultados foram feitas através dos cálculos dos coeficientes de Nash-Sutcliffe ( $R^2$ ), do Nash-Sutcliffe logaritmizado ( $R^2\log$ ) e do erro de volumes ( $\Delta V$ ).

O coeficiente  $R^2$  (Equação A.3) dá peso maior para os valores máximos;  $R^2\log$  (Equação A.4) dá peso maior para os valores mínimos; e o  $\Delta V$  (Equação A.5), determina a diferença entre os volumes calculado e observado.

Essas funções foram utilizadas por buscarem parâmetros de ajuste do hidrograma de forma mais abrangente (picos, recessões e volume).

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}(t)})^2} \quad (A.3)$$

$$R^2 \log = 1 - \frac{\sum (\log Q_{obs}(t) - \log Q_{cal}(t))^2}{\sum (\log Q_{obs}(t) - \overline{\log Q_{obs}(t)})^2} \quad (A.4)$$

$$\Delta V = \frac{\sum (Q_{cal}(t)) - \sum (Q_{obs}(t))}{\sum (Q_{obs}(t))} \quad (A.5)$$

Conforme a Tabela A.4, considerando a vazão diária do Rio Guarita, as vazões calculadas através de dados pluviométricos foram as que apresentaram o melhor ajuste do hidrograma.

Tabela A.4. Valores dos coeficientes de avaliação do modelo com diferentes entradas de precipitação (Rio Guarita).

	<b>QPlu</b>	<b>QRean</b>	<b>QHE</b>
<b>R<sup>2</sup></b>	0,75	0,02	0,09
<b>R<sup>2</sup>Log</b>	0,45	-0,68	-4,63
<b><math>\Delta V</math></b>	0,01	0,22	-0,65

### Sumário

Em grandes bacias brasileiras um desafio importante é o monitoramento de variáveis hidrológicas. Importantes avanços poderão vir da utilização de estimativas destas variáveis por sensoriamento remoto e modelos meteorológicos. Nesta etapa da pesquisa foram testadas duas fontes alternativas de dados: Reanálise e Hidroestimador.

Os dados de reanálise são gerados a partir de modelos meteorológicos e do Hidroestimador são baseados no satélite GOES, amplamente testada na Argentina (Barrera, 2005; Barrera, 2007; Barrera et al., 2001; Barrera et al., 2003; Barrera et al., 2007).

Os resultados das análises tomando a área da bacia do rio Uruguai indicaram que em algumas regiões os dados de Reanálise e Hidroestimador apresentaram uma boa performance em relação aos dados pluviométricos destacando que no evento acima da normal a precipitação média de toda a bacia o percentual de acerto foi relativamente alto.

Analisando os resultados de vazão conclui-se que para a bacia de estudo os dados pluviométricos continuam sendo a melhor alternativa para formar a base de dados de precipitação.

A bacia do rio Uruguai possui uma densa rede de pluviômetros com um longo período de dados, então para esta pesquisa serão utilizados os dados pluviométricos para gerar o banco de dados de umidade do solo. Sendo importante ressaltar que nesta etapa da pesquisa não foram aplicados métodos de correção de precipitação, talvez após esse tipo de procedimento as bases de dados alternativas possam ser utilizadas com uma maior confiabilidade.

**ANEXO B**

**MODELO MGB-IPH**



## **B.1 ESTRUTURA DO MODELO MGB-IPH (Fonte: Collischonn, 2001)**

A estrutura do modelo MGB-IPH é semelhante à estrutura dos modelos LARSIM com algumas adaptações. O modelo é composto dos seguintes algoritmos: Balanço de água no solo; Evapotranspiração; Escoamentos: superficial, sub-superficial e subterrâneo na célula; Escoamento na rede de drenagem.

A bacia é sub-dividida em células quadradas ligadas entre si (Figura B.1) por canais de drenagem. Cada célula está dividida em blocos de uso do solo (Figura B.2), sem considerar a localização dentro da célula. As células são, normalmente, de cerca de 10 x 10 km, podendo ser menores no caso de bacias relativamente pequenas.

O número de blocos de uso é escolhido de acordo com o número de grupos resultantes da combinação das características de uso do solo, cobertura vegetal e tipo de solo. Um bloco é caracterizado por uma série de parâmetros, como o armazenamento máximo no solo e o índice de área foliar (IAF) da vegetação.

Os dois primeiros algoritmos ou módulos do modelo (balanço de água no solo e evapotranspiração) ocorrem em cada bloco de cada célula, o terceiro módulo (escoamento na célula) é o processo horizontal de fluxo no interior da célula até a rede de drenagem e o quarto módulo é o processo horizontal de fluxo ao longo da rede de drenagem.

As variáveis: precipitação, temperatura, umidade relativa, insolação, velocidade do vento e pressão atmosférica em uma célula são obtidas por interpolação dos postos com dados mais próximos. Normalmente a função de interpolação utilizada é baseada na ponderação pelo inverso da distância ao quadrado.

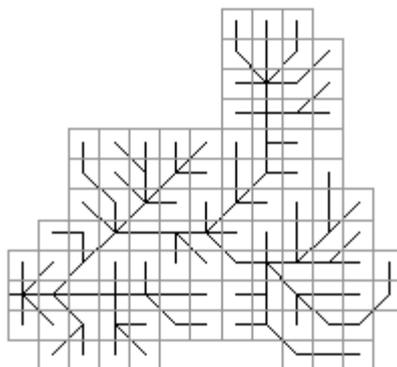


Figura B.1: Bacia hidrográfica dividida em células quadradas ligadas por linhas representando a rede de drenagem

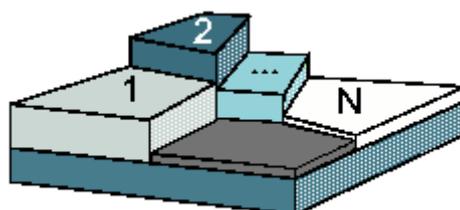


Figura B.2: Célula do modelo dividida em N blocos de uso, tipo e cobertura do solo

### Balanço de água no solo

O balanço hídrico no solo é realizado de maneira independente para cada bloco de uso, utilizando as características e os parâmetros do bloco. A Figura B.3 e a Equação B.1 descrevem o balanço na camada de solo.

$$W_2 = W + P - T - D_{SUP} - D_{INT} - D_{BAS} + D_{cap} \quad (B.1)$$

onde:  $W_2$  [mm] é o armazenamento na camada de solo ao final do intervalo de tempo;  $W$  [mm] é o armazenamento na camada de solo ao início do intervalo de tempo;  $P$  [mm] é a precipitação incidente (PI) menos a interceptação (I) ao longo do intervalo de tempo;  $T$  [mm] é a evapotranspiração da água da camada de solo ao longo do intervalo de tempo;  $D_{SUP}$  [mm] é o escoamento superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem rápida);  $D_{INT}$  [mm] é o escoamento sub-superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem lenta);  $D_{BAS}$  [mm] escoamento subterrâneo ao longo do intervalo de tempo (drenagem muito lenta);  $D_{cap}$  [mm] é o fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo. O intervalo de tempo considerado é de 1 dia.

A camada de solo do bloco recebe a precipitação descontada da interceptação, que depende do tipo de cobertura vegetal. Uma fração da precipitação, que depende do estado de armazenamento de água na camada de solo ( $W$ ), e do armazenamento máximo na camada de solo ( $W_m$ ), é imediatamente transformada em escoamento superficial ( $D_{SUP}$ ). Além do escoamento superficial, o solo é drenado pelo escoamento subterrâneo ( $D_{BAS}$ ), pelo escoamento sub-superficial ( $D_{INT}$ ), e sofre a demanda de transpiração. A transpiração e a evaporação direta da água interceptada somadas, definem a evapotranspiração total ( $E$ ). Em algumas situações a camada de solo pode receber um fluxo de umidade ascendente denominado  $D_{CAP}$ .

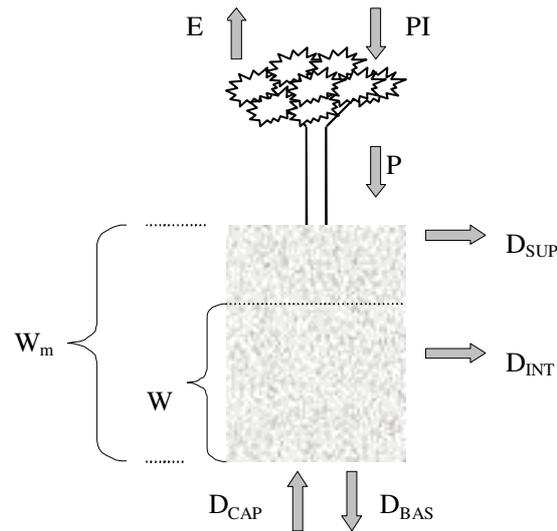


Figura B.3: Esquema do balanço de água vertical na camada de solo

O chamado “escoamento superficial”, é, na realidade, um escoamento rápido, ou direto. Neste caso, a palavra “superficial” é utilizada para designar o escoamento que chega rapidamente à rede de drenagem. O termo  $D_{SUP}$ , que representa o escoamento superficial, é calculado considerando que toda a precipitação que cair sobre uma porção de solo já saturada de umidade irá gerar escoamento superficial. O modelo considera que existe uma relação entre  $W$ , que é o estado de armazenamento atual da camada de solo, e a porcentagem de área saturada. O escoamento superficial, ou direto, é calculado por:

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) \quad (B.2)$$

quando  $\delta \leq 0$  e por

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) + W_m \cdot (\delta)^{b+1} \quad (B.3)$$

quando  $\delta > 0$

onde

$$\delta = \left[ \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(b+1) \cdot W_m} \right]$$

e  $W$  [mm] é o armazenamento na camada do solo;  $W_m$  [mm] é o armazenamento máximo na camada do solo;  $b$  [-] é um parâmetro adimensional que representa a não-uniformidade da capacidade de armazenamento do solo no bloco;  $P$  [mm] é a precipitação menos a interceptação e  $D_{SUP}$  [mm] é o escoamento superficial (drenagem rápida).

O escoamento sub-superficial é obtido por uma relação não linear com o armazenamento na camada de solo (Equação B.4), baseada na equação da condutividade hidráulica do solo de Brooks e Corey (RAWLS et al., 1993).

$$D_{INT} = K_{INT} \cdot \left( \frac{W - W_Z}{W_m - W_Z} \right)^{(3+2/XL)} \quad (B.4)$$

Nesta relação  $W_Z$  [mm] é o limite de armazenamento para haver escoamento sub-superficial;  $K_{INT}$  [mm] é o parâmetro de escoamento sub-superficial;  $XL$  [-] é o índice de porosidade do solo (parâmetro) e  $D_{INT}$  [mm] é o escoamento sub-superficial. O parâmetro  $K_{INT}$  é calibrado e o índice  $XL$  é fixado em 0,4, que é uma média para diferentes tipos de solo (RAWLS et al., 1993).

O escoamento subterrâneo é calculado por uma equação simples, linear com relação ao armazenamento no solo.

$$D_{BAS} = K_{BAS} \cdot \frac{(W - W_c)}{(W_m - W_c)} \quad (B.5)$$

onde  $W_c$  [mm] é o limite de armazenamento no solo para haver escoamento subterrâneo;  $K_{BAS}$  [mm] é o parâmetro de escoamento subterrâneo e  $D_{BAS}$  [mm] é o escoamento subterrâneo.

Quando  $W$  é menor do que  $W_z$ , não há escoamento sub-superficial, e quando  $W$  é menor do que  $W_c$ , não há escoamento subterrâneo. Normalmente  $W_z$  e  $W_c$  são fixados em um décimo de  $W_m$ , para evitar a possibilidade de escoamento negativo, e não são considerados na calibração.

Em alguns casos, quando o armazenamento do solo é baixo, pode ocorrer a transferência de água do reservatório subterrâneo para a camada de solo. Esta possibilidade visa permitir ao modelo simular situações em que as águas subterrâneas voltem a ser disponibilizadas para a evapotranspiração. A Equação B.6 descreve o fluxo ascendente.

$$D_{cap} = \frac{W_c - W}{W_c} \cdot DM_{cap} \quad (B.6)$$

onde:  $W_c$  [mm] é o limite de armazenamento para haver fluxo ascendente;  $D_{cap}$  [mm] fluxo ascendente e  $DM_{cap}$  [mm] máximo fluxo ascendente para o solo (parâmetro do modelo).

### Evapotranspiração

O modelo calcula a evaporação e transpiração pela equação de Penman - Monteith, de modo semelhante ao utilizado por Wigmosta et al. (1994). A equação de Penman - Monteith é:

$$e = \left( \frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (B.7)$$

onde:  $e$  [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ] taxa de evaporação da água;  $\lambda$  [ $\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$ ] calor latente de vaporização;  $\Delta$  [ $\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ] taxa de variação da pressão de saturação do vapor;  $R_L$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] radiação líquida na superfície;  $G$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] fluxo de energia para o solo;  $\rho_A$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] massa específica do ar;  $\rho_w$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] massa específica da água;  $c_p$  [ $\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ] calor específico do ar úmido;  $e_s$  [ $\text{kPa}$ ] pressão de saturação do vapor;  $e_a$  [ $\text{kPa}$ ] pressão do vapor;  $\gamma$  [ $\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ ] constante psicrométrica;  $r_s$  [ $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ ] resistência superficial da vegetação;  $r_a$  [ $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ ] resistência aerodinâmica.

A energia disponível para a evapotranspiração é utilizada, primeiramente, para evaporar a água interceptada, armazenada sobre as folhas, caules e ramos da vegetação e diretamente sobre o solo. Caso ainda haja energia disponível ao final da etapa da evaporação, esta energia vai atender a transpiração.

A evaporação potencial ( $E_{IP}$ ) da lâmina interceptada é calculada considerando que a resistência superficial ( $r_s$ ) é nula. A evaporação real da lâmina interceptada é igual à potencial, caso a lâmina interceptada seja maior do que a evaporação potencial, caso contrário, a evaporação real é igual à lâmina interceptada.

A interceptação é considerada dependente da cobertura do solo, expressa pelo índice de área foliar (IAF) da vegetação. O IAF expressa a relação entre a área das folhas de todas as plantas e da área de uma parcela de solo, e pode ser medido. O valor do IAF depende da vegetação, e valores típicos vão de 1,0 ou menos para vegetação rasteira, até 6,0 ou mais para florestas, conforme a Tabela B.1.

Em culturas agrícolas o IAF varia ao longo do ano, entre valores próximos a zero na época de preparação do plantio, até valores máximos no momento de máximo desenvolvimento das plantas. Em florestas decíduais e no cerrado o IAF

também varia conforme a época do ano. Esta variabilidade é considerada no modelo utilizando valores mensais do IAF para cada bloco.

A Equação B.8 expressa a relação entre a capacidade de interceptação e o IAF.

$$S_{IL} = F_i \cdot IAF \quad (B.8)$$

onde  $S_{IL}$  [mm] é a capacidade do reservatório de interceptação; IAF [-] é o índice de área foliar (adimensional) e  $F_i$  [mm] é o parâmetro de lâmina máxima de interceptação. O valor de  $F_i$  é fixado em 0,2 mm, conforme Wigmosta et al. (1994) .

Durante períodos de estiagem mais longos, a umidade do solo vai sendo retirada por transpiração e, à medida que o solo vai perdendo umidade, ocorre o *stress* hídrico, isto é, a transpiração diminui, mas a redução não ocorre imediatamente. Para valores de umidade do solo entre a capacidade de campo e um limite, que vai de 50 a 80% da capacidade de campo, a evapotranspiração não é afetada pela umidade do solo. A partir deste limite a evapotranspiração é diminuída, atingindo o mínimo – normalmente zero – no ponto de murcha.

Tabela B.1: IAF de coberturas vegetais

<b><i>Tipo de cobertura</i></b>	<b><i>IAF</i></b>
Coníferas	6
Soja irrigada	7,5*
Soja não irrigada	6,0*
Arroz de sequeiro	6,0*
Floresta amazônica	6 a 9,6*
Pastagem amazônica (estiagem)	0,5
Pastagem amazônica (época úmida)	3,9
Savana Africana (região semi-árida -Sahel)	1,4*
Cerrado (estiagem)	0,4
Cerrado (época úmida)	1,0

\* valor máximo durante o ciclo anual

A transpiração é calculada considerando os valores de resistência superficial e resistência aerodinâmica, adequados para o tipo de cobertura vegetal. A resistência superficial depende da disponibilidade de água no solo. Em condições favoráveis, os valores de resistência superficial são mínimos. Nestas condições a resistência superficial estimada de alguns tipos de vegetação é apresentada na Tabela B.2.

Tabela B.2: Resistência superficial em condições de boa disponibilidade de água no solo de alguns tipos de vegetação.

Tipo	Resistência superficial sem déficit (s.m <sup>-1</sup> )
floresta	100
cerrado	100
grama	69
grama	71
savana africana	60 a 98
millet	154

De acordo com o modelo proposto por Wigmosta et al. (1994), esta diminuição da evapotranspiração com a redução da umidade do solo ocorre pelo aumento da resistência superficial. A resistência superficial original é alterada por um coeficiente de ajuste ( $F_4$ ). O coeficiente é igual a 1, da saturação até um limite mínimo de armazenamento no solo ( $W_L$ ), a partir do qual seu valor começa a aumentar.

$$r_{su} = F_4 \cdot r_s \quad (B.9)$$

$$\frac{1}{F_4} = \frac{W - W_{PM}}{W_L - W_{PM}} \quad \text{para } W \leq W_L$$

onde  $r_{su}$  [s.m<sup>-1</sup>] é a resistência superficial considerando a umidade do solo;  $r_s$  [s.m<sup>-1</sup>] é a resistência superficial em boas condições de umidade do solo;  $F_4$  é um

coeficiente de ajuste da resistência superficial;  $W$  [mm] é o armazenamento do solo;  $W_{PM}$  [mm] é o armazenamento do solo no ponto de murcha e  $W_L$  [mm] é o armazenamento em que inicia o efeito sobre a resistência superficial. Os valores de  $W_L$  e  $W_{PM}$  são fixados em 50% e 10% de  $W_m$ , respectivamente, e não são considerados na calibração.

A resistência aerodinâmica é calculada a partir da velocidade do vento e da rugosidade da cobertura vegetal, que está relacionada à altura média da vegetação.

### **Escoamento na célula**

Os termos  $D_{SUP}$ ,  $D_{INT}$  e  $D_{BAS}$ , referem-se ao escoamento que deixa a camada de solo, conforme mostra a Figura B.6. Este escoamento não atinge instantaneamente a rede de drenagem, mas sofre retardo e amortecimento ainda no interior da célula. Estes efeitos são representados no modelo pela passagem do escoamento por reservatórios lineares, conforme a Figura B.7. O escoamento superficial vai para o reservatório superficial, o escoamento sub-superficial vai para o reservatório sub-superficial e o escoamento subterrâneo vai para o reservatório subterrâneo. São nesses reservatórios que o escoamento dos diferentes blocos de uso e cobertura vegetal se encontram.

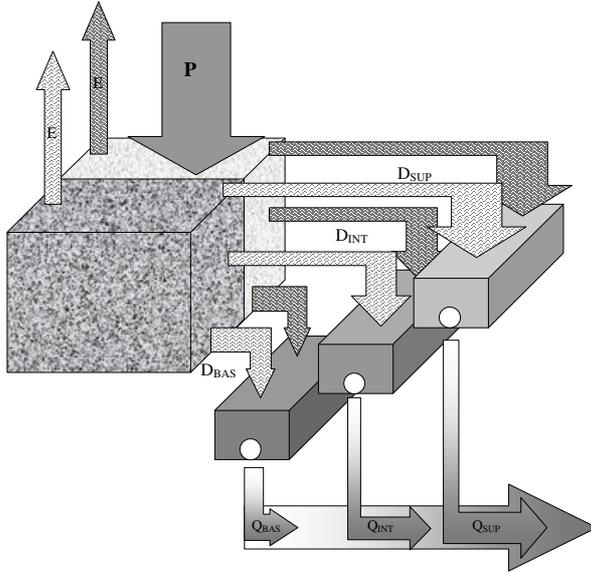


Figura B.7: Esquema de escoamento no interior de uma célula com dois blocos.

Cada um dos reservatórios é representado matematicamente por uma equação de reservatório linear simples. A soma dos valores de  $Q_{SUP}$ ,  $Q_{INT}$  e  $Q_{BAS}$  é o escoamento da célula.

$$Q_{SUP} = \frac{1}{TK_S} \cdot V_{SUP} \quad (B.10)$$

$$Q_{INT} = \frac{1}{TK_I} \cdot V_{INT} \quad (B.11)$$

$$Q_{BAS} = \frac{1}{TK_B} \cdot V_{BAS} \quad (B.12)$$

onde  $Q_{SUP}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório superficial;  $Q_{INT}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório sub-superficial;  $Q_{BAS}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório subterrâneo;  $V_{SUP}$  [ $m^3$ ] é o volume no reservatório superficial;  $V_{INT}$  [ $m^3$ ] é o volume no reservatório sub-superficial;  $V_{BAS}$  [ $m^3$ ] é o volume no

reservatório subterrâneo;  $TK_S$  [s] parâmetro de retardo do reservatório superficial;  $TK_I$  [s] parâmetro de retardo do reservatório sub-superficial;  $TK_B$  [s] parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo.

O valor do parâmetro  $TK_B$  pode ser obtido analisando os períodos de recessão do hidrograma e em alguns locais da bacia. As Equações B.13 e B.14 mostram como é obtido o valor de  $TK_B$  a partir de dados observados.

$$TK_B = C_B \cdot 86400 \quad (B.13)$$

$$C_B = \frac{ND}{\ln\left(\frac{Q_{ND}}{Q_0}\right)} \quad (B.14)$$

onde  $CB$  [dias] é o parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo;  $ND$  é o número de dias do período de recessão do hidrograma;  $Q_0$  é a vazão no início da recessão e  $Q_{ND}$  é a vazão no final da recessão.

Os valores de  $TK_S$  e  $TK_I$  são obtidos considerando as características do relevo no interior da célula. A calibração é complementar a um processo de regionalização, que relaciona os parâmetros de retardo às características do relevo no interior da célula. Para isto, é necessário contar com um modelo numérico do terreno com resolução espacial bastante inferior à resolução espacial do modelo hidrológico.

Nas aplicações apresentadas neste trabalho, a resolução do modelo hidrológico é de 10 x 10 km, enquanto a resolução dos modelos numéricos do terreno (MNT) é de 1 x 1 km ou 100 x 100 m. Para cada célula do modelo é calculado um tempo de retardo característico, que é corrigido durante a calibração por um coeficiente de ajuste dimensional. O tempo de retardo característico é

obtido pela equação de Kirpich, utilizando a diferença entre o ponto mais alto e o mais baixo do MNT encontrados dentro da célula do modelo considerada.

$$TK_S = C_S \cdot T_{ind} \quad (B.15)$$

$$TK_I = C_I \cdot T_{ind} \quad (B.16)$$

onde:  $T_{ind}$  [s] é o tempo de retardo característico da célula;  $C_S$  é um parâmetro adimensional para calibração do escoamento superficial e  $C_I$  é um parâmetro adimensional para calibração do escoamento sub-superficial.

$$T_{ind} = 3600 \cdot \left( 0,868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H} \right)^{0,385} \quad (B.17)$$

onde  $L$  [km] é a largura da célula e  $\Delta H$  [m] é a diferença de altura entre os extremos mais alto e mais baixo da célula.

Os tempos de retardo do escoamento no interior da célula nada têm a ver com a propagação ao longo da célula. As equações B.10 a B.17 servem para calcular a propagação do escoamento gerado no interior da célula. A propagação através dos principais rios é realizada de forma independente como se descreve a seguir.

### **Escoamento na rede de drenagem**

O modelo realiza a propagação nos trechos de rio utilizando o método de Muskingum-Cunge (TUCCI, 1998), que relaciona a vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer, às vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e à vazão de entrada no intervalo atual.

Os parâmetros do modelo Muskingum-Cunge são calculados com base nos dados de comprimento, declividade, rugosidade e largura média dos trechos de rio. O comprimento e a declividade são obtidos de mapas topográficos. A largura é

obtida com base em uma relação com a área de drenagem válida para a bacia e a rugosidade é estimada com base em observações locais, fotografias e informações sobre material do leito.

O intervalo de tempo diário utilizado no modelo é sub-dividido em intervalos menores durante a propagação por Muskingun-Cunge na rede de drenagem, considerando o intervalo de tempo ideal para a propagação apresentar precisão no tempo viagem e no amortecimento do hidrograma, conforme descrito em Tucci (1998).

### **Atualização das variáveis de estado**

A utilização do modelo MGB-IPH para previsão de vazões em tempo real exige a incorporação de valores observados de variáveis em tempo real, de forma a minimizar os erros iniciais na previsão. A metodologia de atualização utilizada no MGB-IPH utiliza os valores observados de vazão em diferentes locais ao longo da bacia para corrigir os valores calculados, de forma a corrigir as condições iniciais para a próxima etapa de previsão.

A técnica de atualização desenvolvida para o modelo distribuído está baseada na utilização de dados medidos nos rios (disponíveis em tempo real nos postos telemétricos). Os valores de vazão calculados pelo modelo, com antecedência de zero hora, são comparados com os valores de vazão observada em cada um dos postos, gerando um fator de correção de atualização (FCA) conforme a equação a seguir:

$$FCA = \frac{Q_{obs}}{Q_{calc}} \quad (B.18)$$

onde FCA é o fator de correção; Qobs é a vazão observada e Qcalc é a vazão calculada.

A seguir, a vazão dos rios, em todas as células a montante da célula correspondente ao posto fluviométrico, é corrigida por este mesmo fator de correção, utilizando a Equação B.19:

$$Q_{atual} = FCA \cdot Q_{calc} \cdot \left( \frac{A_i}{A_p} \right) + Q_{calc} \cdot \left( 1 - \frac{A_i}{A_p} \right) \quad (B.19)$$

onde, Qatual é a vazão atualizada; Ai é a área a montante da célula considerada; e AP é a área de drenagem no posto fluviométrico onde é observada a vazão Qobs.

Durante as estiagens também é realizada a atualização dos volumes armazenados nos reservatórios que representam os aquíferos (reservatório subterrâneo de cada célula). Esta atualização está baseada no mesmo fator de correção, e é aplicada considerando um ponderador, conforme a equação:

$$VB_a = FCA \cdot VB_c \cdot (PB_i) + VB_c \cdot (1 - PB_i) \quad (B.20)$$

Nesta equação VB<sub>a</sub> é o volume no reservatório subterrâneo atualizado; VB<sub>c</sub> é o volume calculado; e PB<sub>i</sub> é a parcela da vazão na célula i que é oriunda do escoamento subterrâneo. Esta última variável é calculada continuamente pelo modelo hidrológico.

### **Calibração dos parâmetros**

A calibração de um modelo hidrológico distribuído é, muitas vezes, citada como a etapa mais trabalhosa da utilização de um modelo deste tipo. Entretanto, ao longo das experiências anteriores no uso do modelo MGB-IPH, foi desenvolvida uma eficiente metodologia de calibração baseada em dois pontos principais: 1)

relação direta entre os parâmetros e as classes de solos e de vegetação identificadas em mapas e imagens de satélite (COLLISCHONN, 2001) otimização dos parâmetros para cada classe utilizando um programa computacional baseado em algoritmos genéticos (COLLISCHONN, 2001).

## PARÂMETROS DO MODELO HIDROLÓGICO MGB PARA A BACIA DO RIO URUGUAI

Bacia 1

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	156.4	0.71	2.610	83.1	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	164.5	0.71	2.610	83.1	0.165	0.0	0.1
litolicos	73.3	0.71	2.610	83.1	0.165	0.0	0.1
Past/latos	61.8	0.71	2.610	83.1	0.165	0.0	0.1
Past/outr	172.1	0.71	2.610	83.1	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.71	2.610	83.1	0.165	0.0	0.1
CS	3.2						
CI	164.0						
CB	400.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						

BACIA 2

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	98.3	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	114.5	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
litolicos	49.4	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
Past/latos	97.3	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
Past/outr	120.9	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
CS	18.1						
CI	317.4						
CB	400.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						

BACIA 3

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	98.3	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	114.5	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
litolicos	49.4	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
Past/latos	97.3	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1

Past/outr	120.9	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
CS	18.1						
CI	317.4						
CB	400.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 4							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	98.3	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	114.5	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
litolicos	49.4	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
Past/latos	97.3	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
Past/outr	120.9	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.22	2.790	88.4	0.165	0.0	0.1
CS	18.1						
CI	317.4						
CB	400.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 5							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	225.0	0.14	0.440	183.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	132.0	0.14	0.440	183.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	70.0	0.14	0.440	183.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	149.0	0.14	0.440	183.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	149.0	0.14	0.440	183.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.14	0.440	183.2	0.165	0.0	0.1
CS	7.2						
CI	176.0						
CB	600.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 6							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	213.0	0.13	1.550	138.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	96.0	0.13	1.550	138.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	58.0	0.13	1.550	138.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	137.0	0.13	1.550	138.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	87.0	0.13	1.550	138.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.13	1.550	138.2	0.165	0.0	0.1
CS	13.8						
CI	301.0						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 7

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	178.8	0.34	1.600	74.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.5	0.34	1.600	74.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	55.2	0.34	1.600	74.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	133.2	0.34	1.600	74.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	92.2	0.34	1.600	74.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.34	1.600	74.2	0.165	0.0	0.1
CS	9.4						
CI	202.4						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 8

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	246.0	0.29	2.660	73.4	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	138.0	0.29	2.660	73.4	0.165	0.0	0.1
litolicos	71.0	0.29	2.660	73.4	0.165	0.0	0.1
Past/latos	107.0	0.29	2.660	73.4	0.165	0.0	0.1
Past/outr	81.0	0.29	2.660	73.4	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.29	2.660	73.4	0.165	0.0	0.1
CS	13.0						
CI	85.0						
CB	400.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 9

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	136.0	0.04	0.130	1.5	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	117.0	0.04	0.130	1.5	0.165	0.0	0.1
litolicos	79.0	0.04	0.130	1.5	0.165	0.0	0.1
Past/latos	173.0	0.04	0.130	1.5	0.165	0.0	0.1
Past/outr	126.0	0.04	0.130	1.5	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.04	0.130	1.5	0.165	0.0	0.1
CS	5.0						
CI	729.0						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 10

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	169.7	0.09	0.380	1.7	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	113.0	0.09	0.380	1.7	0.165	0.0	0.1

litolicos	59.0	0.09	0.380	1.7	0.165	0.0	0.1
Past/latos	80.0	0.09	0.380	1.7	0.165	0.0	0.1
Past/outr	66.0	0.09	0.380	1.7	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.09	0.380	1.7	0.165	0.0	0.1
CS	5.1						
CI	325.0						
CB	600.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 11							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	147.0	0.30	3.000	61.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	123.0	0.30	3.000	61.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	64.0	0.30	3.000	61.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	66.0	0.30	3.000	61.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	80.0	0.30	3.000	61.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.30	3.000	61.2	0.165	0.0	0.1
CS	3.9						
CI	57.8						
CB	400.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 12							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	222.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	180.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
litolicos	79.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
Past/latos	150.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
Past/outr	80.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
CS	2.0						
CI	358.0						
CB	500.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 13							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	222.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	180.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
litolicos	79.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
Past/latos	150.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
Past/outr	80.0	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.01	0.100	1.5	0.165	0.0	0.1
CS	2.0						

CI 358.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 14

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	260.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	115.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	58.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	174.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	62.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1

CS 2.2

CI 149.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 15

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	260.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	115.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	58.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	174.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	62.0	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.20	0.720	54.2	0.165	0.0	0.1

CS 2.2

CI 149.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 16

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1

CS 14.0

CI 100.0

CB 600.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 17

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
-----	----	---	------	------	----	-----	----

Flor/latos	214.0	0.10	1.540	10.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	133.0	0.10	1.540	10.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	35.2	0.10	1.540	10.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	86.0	0.10	1.540	10.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	62.0	0.10	1.540	10.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.10	1.540	10.2	0.165	0.0	0.1

CS 2.8

CI 97.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 18

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	340.0	0.31	6.340	240.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	137.0	0.31	6.340	240.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	48.2	0.31	6.340	240.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	180.0	0.31	6.340	240.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	40.0	0.31	6.340	240.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.31	6.340	240.2	0.165	0.0	0.1

CS 3.0

CI 104.0

CB 600.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 19

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	100.0	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.10	0.500	7.2	0.165	0.0	0.1

CS 14.0

CI 100.0

CB 600.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 20

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	349.0	0.23	4.410	220.0	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	146.0	0.23	4.410	220.0	0.165	0.0	0.1
litolicos	41.2	0.23	4.410	220.0	0.165	0.0	0.1
Past/latos	265.0	0.23	4.410	220.0	0.165	0.0	0.1
Past/outr	33.0	0.23	4.410	220.0	0.165	0.0	0.1

agua	0.00	0.23	4.410	220.0	0.165	0.0	0.1
CS	4.1						
CI	73.3						
CB	600.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 21							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	140.0	0.45	3.000	47.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	170.0	0.45	3.000	47.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	61.0	0.45	3.000	47.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	167.0	0.45	3.000	47.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	125.0	0.45	3.000	47.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.45	3.000	47.2	0.165	0.0	0.1
CS	4.2						
CI	68.7						
CB	500.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 22							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	287.0	0.27	2.340	207.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	205.0	0.27	2.340	207.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	62.0	0.27	2.340	207.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	208.0	0.27	2.340	207.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	194.0	0.27	2.340	207.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.27	2.340	207.2	0.165	0.0	0.1
CS	7.0						
CI	200.0						
CB	600.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 23							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	173.9	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	145.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
litolicos	83.4	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/latos	172.0	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/outr	103.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
CS	68.7						
CI	311.0						
CB	600.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						

## BACIA 24

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	240.0	0.30	1.150	45.9	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	115.0	0.30	1.150	45.9	0.165	0.0	0.1
litolicos	130.0	0.30	1.150	45.9	0.165	0.0	0.1
Past/latos	180.0	0.30	1.150	45.9	0.165	0.0	0.1
Past/outr	136.0	0.30	1.150	45.9	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.30	1.150	45.9	0.165	0.0	0.1
CS	1.9						
CI	116.0						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

## BACIA 25

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	216.0	0.72	5.950	117.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	174.0	0.72	5.950	117.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	108.4	0.72	5.950	117.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	206.0	0.72	5.950	117.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	128.0	0.72	5.950	117.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.72	5.950	117.2	0.165	0.0	0.1
CS	8.0						
CI	178.0						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

## BACIA 26

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	213.0	0.27	2.000	127.2	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	91.0	0.27	2.000	127.2	0.165	0.0	0.1
litolicos	119.0	0.27	2.000	127.2	0.165	0.0	0.1
Past/latos	179.0	0.27	2.000	127.2	0.165	0.0	0.1
Past/outr	134.0	0.27	2.000	127.2	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.27	2.000	127.2	0.165	0.0	0.1
CS	9.8						
CI	44.4						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

## BACIA 27

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	173.9	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	145.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
litolicos	83.4	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1

Past/latos	172.0	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/outr	103.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
CS	68.7						
CI	311.0						
CB	600.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 28							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	135.7	0.38	1.600	39.7	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	92.5	0.38	1.600	39.7	0.165	0.0	0.1
litolicos	83.4	0.38	1.600	39.7	0.165	0.0	0.1
Past/latos	107.8	0.38	1.600	39.7	0.165	0.0	0.1
Past/outr	94.9	0.38	1.600	39.7	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.38	1.600	39.7	0.165	0.0	0.1
CS	2.7						
CI	51.4						
CB	600.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 29							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	173.9	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	145.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
litolicos	83.4	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/latos	172.0	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/outr	103.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
CS	68.7						
CI	311.0						
CB	600.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 30							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	173.9	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	145.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
litolicos	83.4	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/latos	172.0	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/outr	103.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
CS	68.7						
CI	311.0						

CB 600.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 31

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1

CS 27.8

CI 77.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 32

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1

CS 27.8

CI 77.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 33

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1

CS 27.8

CI 77.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 34

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1

Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
CS	27.8						
CI	77.0						
CB	500.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 35							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
CS	27.8						
CI	77.0						
CB	500.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 36							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
CS	27.8						
CI	77.0						
CB	500.0						
QB_M3/SKM2	0.0063						
BACIA 37							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1

CS 27.8  
 CI 77.0  
 CB 500.0  
 QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 38

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1

CS 27.8

CI 77.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 39

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1

CS 27.8

CI 77.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 40

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	272.3	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	124.1	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	91.8	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	171.2	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	112.6	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.35	3.050	79.8	0.165	0.0	0.1

CS 27.8

CI 77.0

CB 500.0

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 41

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	173.9	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	145.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
litolicos	83.4	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/latos	172.0	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/outr	103.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
CS	68.7						
CI	311.0						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 42

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	104.2	0.23	0.140	26.8	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	109.3	0.23	0.140	26.8	0.165	0.0	0.1
litolicos	48.8	0.23	0.140	26.8	0.165	0.0	0.1
Past/latos	107.8	0.23	0.140	26.8	0.165	0.0	0.1
Past/outr	110.9	0.23	0.140	26.8	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.23	0.140	26.8	0.165	0.0	0.1
CS	21.7						
CI	58.1						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063

BACIA 43

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor/latos	173.9	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Flor/outr	145.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
litolicos	83.4	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/latos	172.0	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
Past/outr	103.8	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
agua	0.00	0.42	0.610	45.6	0.165	0.0	0.1
CS	68.7						
CI	311.0						
CB	600.0						

QB\_M3/SKM2 0.0063