

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL - UFRGS
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS – IPH
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO
AMBIENTAL

TESE DE DOUTORADO

**MODELAGEM HIDROLÓGICA E HIDRODINÂMICA INTEGRADA DA BACIA DO RIO DA
PRATA**

Paulo Rógenes Monteiro Pontes

Porto Alegre/RS, 2016

PAULO RÓGENES MONTEIRO PONTES

TESE DE DOUTORADO

MODELAGEM HIDROLÓGICA E HIDRODINÂMICA INTEGRADA DA BACIA DO RIO DA PRATA

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, do Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH-UFRGS – como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Walter Collischonn

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Juan Carlos Bertoni

Prof. Dr. Adriano Rolin da Paz

Prof. Dr. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva

APRESENTAÇÃO

A presente tese foi desenvolvida no Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do Prof. Dr. Walter Collischonn e com financiamento do Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento – CNPq.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, minha mãe pelo incentivo e a minha esposa, Rosane. Essa, pela ajuda indireta e direta no desenvolvimento desta tese.

Agradeço ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas por me oportunizar um ambiente onde aprendi muito sobre recursos hídricos.

Agradeço ao CNPq, pela concessão da bolsa de doutorado durante 4 anos.

Agradeço ao meu orientador, Walter Collischonn, por todo o conhecimento transmitido e confiança em mim, para o desenvolvimento desta tese.

Agradeço aos colegas e amigos do IPH e do Grupo de Pesquisa HGE (Hidrologia de Grande Escala) que tiveram participação direta ou indiretamente no processo de desenvolvimento desta Tese. Em especial, Mino, Diogo, Fernando Fan, Adrien, Rodrigo, Siqueira, Ayan, Vitória, Pedro, Fernando Dornelles “Bike” e Juan Martin.

Por fim, agradeço aos membros da banca examinadora, os professores Juan Carlos Bertoni, Adriano Rolin da Paz e Rodrigo Paiva, pelas contribuições feitas.

RESUMO

A bacia hidrográfica do rio da Prata (BHP) é a quinta maior bacia hidrográfica do mundo em termos de área de drenagem e a segunda maior da América do Sul. Os recursos hídricos da bacia têm um papel fundamental em termos de economia, produção de energia hidrelétrica, navegação, agropecuária dos países que a compõe e está fortemente relacionado com problemas relacionados à eventos extremos. Apesar da importância hidrológica da BHP para a América do Sul, poucas pesquisas estudaram o seu comportamento hidrológico de forma integrada e utilizando representações mais físicas dos processos hidrológicos. Essas pesquisas, por exemplo, possuem limitações relacionadas a representação do processo de propagação de vazão, escoamento na planície de inundação do modelo hidrológico utilizado e ao fato de não considerar o efeito da operação dos reservatórios, que é um aspecto importante na hidrologia da BHP. Diante disso, o objetivo dessa tese foi desenvolver bases técnicas para a modelagem hidrológica integrada da bacia do rio da Prata, e mais especificamente, o aperfeiçoamento de um modelo hidrológico para esta bacia que possa servir como ferramenta comum para o apoio à gestão integrada de recursos hídricos. Nesse contexto, foi utilizado o Modelo Hidrológico de Grandes Bacias, MGB-IPH, com um aperfeiçoamento do módulo de propagação de vazões, que corresponde a utilização do modelo Inercial e a representação da planície de inundação. Além disso, a tese também apresentou um avanço nas técnicas de discretização da bacia hidrográfica em unidades menores, visando a possibilidade de representação de regiões muito planas e com drenagem complexa. Essa tese também apresentou uma análise acerca do impacto da operação dos reservatórios do Alto Paraná em algumas vazões de referência do baixo rio Paraná. Os resultados da tese foram divididos em cinco partes: Calibração e verificação; efeito do modelo de propagação utilizado nas vazões; verificação das áreas inundadas; Avaliação do impacto dos reservatórios nas vazões do Baixo Paraná; análise de sensibilidade. Os resultados dessa Tese mostraram que é possível, através de uma modelagem integrada, utilizando a versão aperfeiçoada do modelo MGB-IPH, representar os processos hidrológicos da Bacia do Prata. Apesar das incertezas apresentadas, o modelo conseguiu representar vazões, níveis e áreas inundadas de forma satisfatória na maioria dos pontos analisados. Os resultados da tese também mostraram que o impacto da operação dos reservatórios pode ser significativo, principalmente nas vazões extremas.

ABSTRACT

The La Plata River Basin (LPB) is the fifth largest basin in the world and the second one largest in South America in terms of drainage area. The water resources of LPB have an important role for the economy, hydroelectric power, navigation, agriculture of the countries that compose the basin and they are strongly related with hydrologic extreme events. Despite the importance of LPB's hydrology to South America, there are few researches that have studied the hydrologic behavior in an integrated manner and using more physical representations of hydrologic processes. These researches have limitations related to representation of the flow propagation processes, floodplain representation and no consideration of the effect of reservoir operation, which is an important aspect of LPB. Thus, the aim of this research was developing technical basis for the integrated hydrologic modeling of the LPB improving a hydrologic and hydraulic model for this basin. This model can be useful as common tool to support the integrated management of LPB's water resources. We used the Large Scale Hydrologic Model, MGB-IPH, with an improvement of the flow propagation module, that include the use of Inertial flow propagation model and a simplified scheme to floodplain representation. Moreover, the research also introduced an advance in techniques of river basin discretization into smaller units, aiming at the possibility of representation of very flat regions with complex drainage. This research also presented an analysis of the impact of reservoirs' operation of Alto Paraná river basin. The results were divided into five parts: calibration and verification; effect of flow propagation model; check the flooded areas; Impact of reservoirs in the Lower Paraná flows and sensitivity analysis. The results showed that it is possible through an integrated modeling, using the improved version of the MGB-IPH model, represent the hydrological processes of the Plata Basin. Despite the uncertainties presented, the model could represent flows, flooded areas and levels satisfactorily in most analyzed points. The results also showed that the impact of the reservoirs operation can be significant, especially in extreme flows.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA	1
1.2. OBJETIVO	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1. MODELAGEM HIDROLÓGICA	5
2.2. PROPAGAÇÃO DE VAZÃO	6
2.3. EQUACIONAMENTO DO MODELO INERCIAL	8
2.4. ESCOAMENTO NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO	11
2.5. MODELOS HIDROLÓGICOS DISTRIBUÍDOS	13
2.6. MODELO MGB-IPH	17
3. BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DA PRATA	20
3.1. A BACIA DO RIO DA PRATA	20
3.2. RELEVO	21
3.3. CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS E PRINCIPAIS REGIÕES	22
3.4. CARACTERÍSTICAS HIDROCLIMATOLÓGICAS	27
3.4.1. PRECIPITAÇÃO E CLIMA	27
3.4.2. VAZÃO	28
3.4.3. VARIABILIDADE NAS VAZÕES	32
3.5. ESTUDOS ANTECEDENTES	34
4. METODOLOGIA	40
4.1. INTRODUÇÃO	40
4.2. O MODELO MGB-IPH	42
4.3. PROPAGAÇÃO DE VAZÕES COM MODELO INERCIAL NO MODELO MGB-IPH	43
4.4. DISCRETIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA	47
4.5. APLICAÇÃO DO MGB-IPH NA BACIA HIDROGRÁFICA DO PRATA	50
4.5.1. DISCRETIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PRATA	50

4.5.2.	ATRIBUTO DAS MINIBACIAS	53
4.5.3.	REDE DE DRENAGEM PARAMETRIZADA EM GRANDES PLANÍCIES INUNDÁVEIS	55
4.5.4.	USO E TIPO DO SOLO	59
4.5.5.	DADOS HIDRO-CLIMATOLÓGICOS	60
4.6.	AVALIAÇÃO E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	64
4.6.1.	CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO DO MODELO INERCIAL	64
4.6.2.	EFEITO DO MODELO DE PROPAGAÇÃO E DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO NA BHP	66
4.6.3.	VERIFICAÇÃO DAS ÁREAS INUNDADAS SIMULADAS	67
4.6.4.	AVALIAÇÃO DO IMPACTO DAS ALTERAÇÕES ANTRÓPICAS NAS VAZÕES DA BHP	68
4.6.5.	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA LARGURA DAS CONEXÕES LATERAIS ENTRE MINIBACIAS	69
5.	RESULTADOS	70
5.1.	CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO	70
5.2.	EFEITO DO MODELO DE PROPAGAÇÃO E DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO NA BACIA DO PRATA	92
5.3.	VERIFICAÇÃO DAS ÁREAS INUNDADAS	103
5.4.	IMPACTO DOS RESERVATÓRIOS NA BHP	112
5.5.	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DAS CONEXÕES LATERAIS	118
6.	CONCLUSÃO	122
6.1.	CONCLUSÕES DOS TÓPICOS ABORDADOS	122
6.2.	RECOMENDAÇÕES	124
6.3.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	125
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	127
8.	ANEXO A: MODELO MGB-IPH	146
8.1.	INTRODUÇÃO	146
8.2.	PROCESSOS HIDROLÓGICOS VERTICAIS	147
8.2.1.	INTERCEPTAÇÃO	148
8.2.2.	BALANÇO HÍDRICO NO SOLO	148
8.2.3.	EVAPOTRANSPIRAÇÃO	149
8.2.4.	ESCOAMENTO SUPERFICIAL	149

8.2.5.	ESCOAMENTO SUB-SUPERFICIAL	150
8.2.6.	ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO	151
8.2.7.	FLUXO CAPILAR ASCENDENTE	151
8.3.	PROCESSOS HIDROLÓGICOS HORIZONTAIS	151
8.3.1.	PROPAGAÇÃO DE VAZÕES NA REDE DE DRENAGEM	153
9.	<u>ANEXO B: PARÂMETROS CALIBRADOS NA BHP</u>	156
10.	<u>ANEXO C: PARÂMETROS FIXOS NA BHP</u>	191
11.	<u>ANEXO D: PORCENTAGEM DE CLASSES DE RESPOSTAS HIDROLÓGICAS (CRH) NA BHP</u>	192

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 2.1: Trecho de rio discretizado em subtrechos para a aplicação do modelo inercial (parte superior vista em plano; parte inferior vista de perfil). Fonte: Fan et al. (2014).</i>	9
<i>Figura 2.2 - Efeito do armazenamento na planície de inundação na celeridade. Fonte: Paiva, 2009.</i>	12
<i>Figura 2.3 - Relação celeridade x vazão no rio Murrumbidgee, na Austrália. Fonte: Wong e Laurenson (1983).</i>	12
<i>Figura 2.4: Representação hipotética da bacia hidrográfica em unidades menores e das classes de respostas hidrológicas.</i>	14
<i>Figura 2.5: Bacias hidrográficas (região vermelha) onde o modelo MGB-IPH foi aplicado.</i>	18
<i>Figura 3.1: Bacia hidrográfica do rio da Prata (BHP).</i>	20
<i>Figura 3.2: Relevo da bacia hidrográfica do Prata (BHP). Fonte: hydrosheds.cr.usgs.gov/hydro.php.</i>	21
<i>Figura 3.3: Algumas regiões inundáveis presentes na bacia do Prata. Fonte da base de dados de áreas inundáveis: Lehner e Döll, 2004.</i>	22
<i>Figura 3.4: Hidrografia da BHP.</i>	23
<i>Figura 3.5: Bacia hidrográfica do Alto Paraná e alguns de seus afluentes.</i>	23
<i>Figura 3.6: Bacia hidrográfica do rio Paraguai e alguns de seus afluentes.</i>	24
<i>Figura 3.7: Bacia hidrográfica do Uruguai e alguns de seus afluentes.</i>	26
<i>Figura 3.8: Bacia hidrográfica do Baixo Paraná, Uruguai e alguns de seus afluentes.</i>	26
<i>Figura 3.9: Variação espacial da precipitação na bacia hidrográfica do rio Prata. A variação é estimada por postos pluviômetros e pelos dados de satélite (Fonte: Rozante et al., 2010).</i>	28
<i>Figura 3.10: Estações fluviométricas de Corrientes (a jusante da confluência entre Paraná e Paraguai), Itatí (a montante da confluência entre Paraná e Paraguai), Puerto Bermejo (no rio Paraguai) e Salto Grande (no rio Uruguai).</i>	29
<i>Figura 3.11: Vazão média em Corrientes (a jusante da confluência entre Paraná e Paraguai), Itatí (a montante da confluência entre Paraná e Paraguai), Puerto Bermejo (no rio Paraguai) e Salto Grande (no rio Uruguai).</i>	30
<i>Figura 3.12: Vazão afluente e defluente em Itaipu (m³/s).</i>	31
<i>Figura 3.13: Vazão afluente e naturalizada em Itaipu (m³/s).</i>	32
<i>Figura 3.14: Média mensal dos volumes escoados nos rios Paraná, Paraguai, Uruguai e Negro em cenários divididos pela década de 1970 (Fonte: Genta et al., 1997).</i>	33
<i>Figura 4.1: Fluxograma metodológico utilizado.</i>	41
<i>Figura 4.2: Esquema hipotético da discretização das minibacias e possibilidade de fluxo entre minibacias adjacentes, representado pela linha tracejada em verde, ligando as minibacias 4 e 8.</i>	44
<i>Figura 4.3: Esquema numérico de discretização das minibacias de comprimento Δx e das variáveis de vazão, profundidade (h), nível (z) e evaporação da água do modelo Inercial implementado no modelo hidrológico MGB-IPH.</i>	46

<i>Figura 4.4: A) Bacia Hidrográfica hipotética; B) Bacia hidrográfica delimitada em células quadradas; C) Bacia Hidrográfica delimitada em minibacias delimitadas por confluências de rios e D) Bacia Hidrográfica delimitada por distâncias entre confluências. As linhas vermelhas representam as minibacias intermediárias geradas pelo critério da distância.</i>	48
<i>Figura 4.5: Exemplo hipotético da sub-divisão dos trechos de rio entre confluência em trechos menores delimitados a partir de um comprimento limite Llim fornecido.</i>	50
<i>Figura 4.6: Mapa com o “zoom” das minibacias geradas no processo de discretização da Bacia Hidrográfica do Prata.</i>	51
<i>Figura 4.7: Histograma de classes de área das 16607 minibacias.</i>	52
<i>Figura 4.8: Histograma de classes de comprimentos das 16607 minibacias.</i>	52
<i>Figura 4.9: Exemplo de curva hipsométrica relacionando cota e área alagada.</i>	54
<i>Figura 4.10: Esquema de fluxo de água na planície do Pantanal, de acordo com Paz et al. (2014) – as setas indicam fluxo preferencial em canais secundários da planície.</i>	56
<i>Figura 4.11: Localização do rio Parapeti, banhado Izozog e exemplo da fuga de água para a bacia do Prata através do Leque do rio Parapeti.</i>	56
<i>Figura 4.12: Mapa do desvio padrão dos níveis na BHP.</i>	58
<i>Figura 4.13: Esquema hipotético da estimativa da distância entre minibacias adjacentes através do raio da circunferência de área igual a minibacia analisada.</i>	59
<i>Figura 4.14: Combinação dos mapas de uso do solo e tipo do solo, resultando nas Classes de Respostas Hidrológicas – CRH.</i>	60
<i>Figura 4.15: Localização das estações com dados fluviométricos utilizadas na calibração.</i>	64
<i>Figura 4.16: Localização das áreas utilizadas para comparação entre os resultados de área inundada do modelo e de imagens Landsat.</i>	68
<i>Figura 5.1: Localização das estações com dados fluviométricos utilizadas na calibração.</i>	70
<i>Figura 5.2: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em UHE Água Vermelha, no Rio Grande.</i>	71
<i>Figura 5.3: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em UHE Jupia, no rio Paraná.</i>	72
<i>Figura 5.4: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em UHE Rosana, no rio Paranapanema.</i>	73
<i>Figura 5.5: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Itaipu, no rio Paraná.</i>	73
<i>Figura 5.6: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) na estação fluviométrica 64617000 (Ivinhema), no rio Ivinhema.</i>	74
<i>Figura 5.7: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Cáceres, no rio Paraguai.</i>	75
<i>Figura 5.8: A) Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Porto Conceição, no rio Paraguai. B) Imagem Landsat de um período úmido no Pantanal e inundação</i>	

<i>simulada pelo modelo no mesmo período. As setas de cor laranja representam um processo de avulsão da vazão a jusante de Descalvados, levando água desse ponto até a jusante de Porto Conceição.</i>	76
<i>Figura 5.9: Hidrograma observado (linha azul) e simulado (linha vermelha) em Amolar, no rio Paraguai.</i>	77
<i>Figura 5.10: Hidrograma observado (linha azul) e simulado (linha vermelha) em Pousada Taiamã, no rio Cuiabá.</i>	77
<i>Figura 5.11: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Porto da Manga, no rio Paraguai.</i>	78
<i>Figura 5.12: Níveis simulados (pontos vermelhos) e de altimetria (pontos pretos) em Puerto Pilcomayo, no rio Paraguai.</i>	79
<i>Figura 5.13: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em El Colorado, no rio Bermejo.</i>	79
<i>Figura 5.14: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Puerto Bermejo, no rio Paraguai, a jusante da confluência com o rio Bermejo.</i>	80
<i>Figura 5.15: Estações fluviométricas Corrientes e Timbués.</i>	81
<i>Figura 5.16: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Corrientes, no rio Paraná.</i>	81
<i>Figura 5.17: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Ruta 70, no rio Salado.</i>	82
<i>Figura 5.18: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Timbués, no rio Paraná.</i>	82
<i>Figura 5.19: Níveis simulados (pontos vermelhos) e de altimetria (pontos pretos) em Corrientes, no rio Paraná.</i>	83
<i>Figura 5.20: Níveis simulados (pontos vermelhos) e de altimetria (pontos pretos) a montante de Timbués, no rio Paraná.</i>	84
<i>Figura 5.21: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em UHE Salto Grande, no rio Uruguai.</i>	84
<i>Figura 5.22: Gráficos das medidas de desempenho A) ENS, B) ENSlog, C) ΔV e D) DI, em função da área de drenagem dos postos analisados na calibração (1998 à 2004).</i>	88
<i>Figura 5.23: Nash-Sutcliffe das vazões diárias no período de 1998-2004.</i>	89
<i>Figura 5.24: Nash-Sutcliffe das vazões diárias no período de 2006-2010.</i>	89
<i>Figura 5.25: Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões diárias no período de 1998-2004.</i>	90
<i>Figura 5.26: Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões diárias no período de 2006-2010.</i>	90
<i>Figura 5.27: Erro de volume (%) no período de 1998-2004.</i>	91
<i>Figura 5.28: Erro de volume (%) no período de 2006-2010.</i>	91
<i>Figura 5.29: Nash-Sutcliffe das vazões diárias simuladas pelo modelo Inercial no período de 1998-2004.</i>	93

<i>Figura 5.30: Nash-Sutcliffe das vazões diárias simuladas pelo modelo Muskingum-Cunge no período de 1998-2004.</i>	93
<i>Figura 5.31: Erro de volume (%) das vazões diárias calculadas pelo modelo Inercial no período de 1998-2004.</i>	94
<i>Figura 5.32: Erro de volume (%) das vazões diárias calculadas pelo modelo Muskingum-Cunge no período de 1998-2004.</i>	94
<i>Figura 5.33: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Porto Conceição, no rio Paraguai.</i>	95
<i>Figura 5.34: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Porto Cercado, no rio Cuiabá.</i>	96
<i>Figura 5.35: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Pousada Taiamã, no rio Cuiabá.</i>	97
<i>Figura 5.36: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Amolar, no rio Paraguai.</i>	97
<i>Figura 5.37: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Porto da Manga, no rio Paraguai.</i>	98
<i>Figura 5.38: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Porto Murtinho, no rio Paraguai.</i>	99
<i>Figura 5.39: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial considerando evaporação na planície (linha vermelha) e simulado pelo modelo Inercial sem considerar a evaporação na planície (linha verde) em Amolar, no rio Paraguai.</i>	100
<i>Figura 5.40: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Puerto Bermejo, no rio Paraguai.</i>	101
<i>Figura 5.41: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Corrientes, no rio Paraná.</i>	102
<i>Figura 5.42: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Timbués, no rio Paraná.</i>	103
<i>Figura 5.43: Inundação na Área 1: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até E indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.</i>	105
<i>Figura 5.44: Inundação na Área 2: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até D indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.</i>	107

- Figura 5.45: Inundação na Área 3: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até E indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.* _____ 108
- Figura 5.46: Inundação na Área 3: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.* _____ 109
- Figura 5.47: Inundação na Área 4: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até C indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.* _____ 111
- Figura 5.48: Inundação na Área 5: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até C indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.* _____ 112
- Figura 5.49: Trecho do rio Paraná onde foi analisado o impacto da operação de Itaipu (azul). As letras de A até E representam alguns pontos de interesse ao longo do trecho analisado.* _____ 113
- Figura 5.50: Diferença relativa da vazão Q5, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná. O eixo das abscissas indica a distância acumulada de, desde Itaipu (valor menor) até o exutório do Rio Paraná (valor maior).* _____ 114
- Figura 5.51: Diferença relativa da vazão Q90, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná. O eixo das abscissas indica a distância acumulada de, desde Itaipu (valor menor) até o exutório do Rio Paraná (valor maior).* _____ 115
- Figura 5.52: Diferença relativa da vazão média, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná. O eixo das abscissas indica a distância acumulada de, desde Itaipu (valor menor) até o exutório do Rio Paraná (valor maior).* _____ 116
- Figura 5.53: Diferença relativa da vazão Q5, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná sobre a rede de drenagem.* _____ 116

<i>Figura 5.54: Diferença relativa da vazão Q90, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná sobre a rede de drenagem.</i>	117
<i>Figura 5.55: Diferença relativa da vazão média, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná sobre a rede de drenagem.</i>	117
<i>Figura 5.56: Hidrogramas em Amolar, no rio Paraguai, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja).</i>	118
<i>Figura 5.57: Hidrogramas em Salto Grande, no rio Uruguai, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja).</i>	119
<i>Figura 5.58: Hidrogramas em Timbués, no rio Paraná, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja).</i>	119
<i>Figura 5.59: Histograma de classes das medidas de desempenho considerando as larguras das conexões laterais de 1, 40 e 0 metros.</i>	120
<i>Figura 5.60: Extensão da inundação na bacia do Prata considerando diferentes larguras de conexão lateral no período seco.</i>	121
<i>Figura 5.61: Extensão da inundação na bacia do Prata considerando diferentes larguras de conexão lateral no período úmido.</i>	121
<i>Figura 8.1 - Minibacia do modelo MGB-IPH dividida em N classes de uso, tipo e cobertura do solo (URH).</i>	146
<i>Figura 8.2 - Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB-IPH para uma Unidade de Resposta Hidrológica. Adaptado de Collischonn (2001).</i>	147
<i>Figura 8.3 - Esquema dos processos de geração e propagação de escoamentos nas minibacias e propagação de vazão na rede de drenagem.</i>	154

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 2.1: Resumo dos modelos hidrológicos e dos métodos de propagação utilizados por eles.</i>	17
<i>Tabela 3.1: Vazão média de longo período e vazão específica em diferentes pontos da BHP. Os valores foram calculados com base em dados de 1911 até 2004.</i>	30
<i>Tabela 4.1: Parâmetros utilizados na discretização da bacia hidrográfica.</i>	51
<i>Tabela 4.2: Informações das estações utilizadas na calibração.</i>	62
<i>Tabela 4.3: Informações sobre as imagens Landsat utilizadas para a comparação.</i>	68
<i>Tabela 5.1: Medidas de desempenho nos 53 pontos com dados observados utilizados na calibração (01/01/1998 – 31/12/2004).</i>	85
<i>Tabela 5.2: Medidas de desempenho nos 53 pontos com dados observados utilizados na verificação (01/01/2006 – 31/12/2010).</i>	86

1. INTRODUÇÃO

1.1. Introdução e Justificativa

A bacia hidrográfica do rio da Prata (BHP) é a quinta maior bacia do mundo e a segunda maior da América do Sul, drenando cerca de 3 milhões de quilômetros quadrados. Esta bacia é compartilhada por cinco países - Brasil, Argentina, Paraguai, Bolívia e Uruguai – e se encontra na região mais povoada da América do Sul. Os recursos hídricos da bacia têm um papel fundamental em termos de economia, produção de energia hidrelétrica, navegação e agropecuária dos países que a compõe. Além disso, por ser uma região bastante povoada, a bacia apresenta um histórico de problemas relacionados às cheias e estiagens.

A BHP é altamente produtiva em termos econômicos, sendo responsável por cerca de 70% do Produto Interno Bruto de seus países (CIC-Plata, 2014), além de possuir um papel importante na produção hidrelétrica da região. Grande parte da energia elétrica consumida nos países desta bacia é de origem hidráulica, especialmente no Brasil, onde a maior parte da energia do país é produzida na bacia do rio Paraná. Deve-se mencionar também a usina hidroelétrica de Itaipu, conhecida como a maior em termos de geração de energia anual, alcançando uma produção recorde de 98,5 TWh em 2014 (CIC-Plata, 2014).

O rio da Prata e alguns afluentes, como o rio Paraguai, são amplamente utilizados para a navegação comercial desta região. Destaca-se a importância das hidrovias Paraguai-Paraná, Alto-Paraná, Paraná e Uruguai. Outra atividade econômica que possui destaque na bacia são as atividades agropecuárias. Em algumas regiões, elevados volumes d'água são abduzidos dos cursos d'água para a agricultura irrigada, e.g. no Sul do Brasil e Uruguai para a rizicultura, reduzindo a disponibilidade hídrica e gerando conflitos entre usuários d'água.

Além disso, os eventos hidrológicos extremos que foram observados no último século na BHP, como inundações e estiagens, afetam a economia desta região, influenciando a produção agropecuária, a produção de energia hidroelétrica, a navegação, abastecimento humano, além de causar importantes impactos sobre bens materiais e vidas humanas no caso das enchentes (CIC-Plata, 2014; Doyle e Barros, 2011).

Pesquisas recentes têm mostrado que a BHP está sujeita a vários fenômenos climáticos e antrópicos que afetam sua hidrologia. Entre eles, pode-se citar a variabilidade do clima atual, as possíveis mudanças climáticas, o efeito da mudança na cobertura do solo nas vazões, a intensificação dos usos da água e a alteração do regime hidrológico devido aos reservatórios existentes na BHP.

Com relação à variabilidade do clima da BHP, algumas pesquisas (e.g. García e Vargas, 1998) demonstram o caráter não estacionário do regime de precipitações e vazões em regiões da bacia do Prata no último século, onde as séries hidrológicas apresentam importantes descontinuidades e/ou tendências. Entretanto, as causas para este tipo de

comportamento ainda não são completamente compreendidas, podendo ser de ordem natural ou causado por fatores antropogênicos, como alterações no uso na cobertura vegetal das bacias, o intensivo uso d'água para agricultura, geração hidroelétrica ou mesmo mudanças climáticas.

A hidrologia da BHP também é fortemente afetada pelo fenômeno ENSO (*El-Niño-Southern Oscillation*). Pasquini e Depetris (2010) citam que um dos índices de avaliação de intensidade do ENSO mais utilizados – o Southern Oscillation Index – marcou um valor de -3,46 em fevereiro de 1983. O valor negativo se refere a força do fenômeno ENSO, que para esse caso pode estar associado a cheia recorde na estação de Corrientes, no rio Paraná, excedendo 60 mil m³/s. Por outro lado, a BHP também tem sofrido com eventos extremos de secas. Nos últimos anos, a região sul da BHP foi afetada pela maior seca relatada em um século, marcada pelo declínio da produção agropecuária (Chen et al., 2010). Além disso, em 2014 e 2015 o Sistema Cantareira, localizado no rio Piracicaba, maior afluente do Tietê, também sofreu a maior seca desde a sua construção, chegando a utilizar recursos do volume morto e afetando o abastecimento de água da região metropolitana de São Paulo.

Outra característica da BHP é o fato da sua cobertura vegetal natural, incluindo os biomas naturais da bacia, ter sido amplamente devastada e substituída por pastagens e agricultura durante o último século (Ramankutty e Foley, 1998; Tucci e Clarke, 1998). Entretanto, a preservação destes biomas é de grande importância, considerando os diversos serviços ambientais prestados por estes. Neste sentido, se destaca o Pantanal, uma das maiores várzeas inundadas do mundo, que abriga um ecossistema de rica biodiversidade e exerce um importante papel ecológico no contexto global (Bordas, 1996, Paz et al., 2011; Harris et al., 2005; Pott e Pott, 2004; Junk et al., 2006).

Além das incertezas do impacto dos fenômenos hidroclimáticos nos processos hidrológicos dessa região, a BHP é compartilhada por países que possuem diferentes interesses e políticas de gestão de recursos hídricos. Devido a esse fato, a BHP geralmente é analisada de uma forma segmentada. Tal característica torna de grande importância o estudo da bacia do Prata de forma integrada, permitindo a difusão de conhecimento aos atores dos diferentes países. Além disso, a análise integrada de toda bacia é de grande importância, pois permite avaliar relações entre eventos e aspecto hidrológico em diferentes regiões da bacia e em diferentes escalas.

Tendo isso em vista, algumas pesquisas analisaram a BHP de forma integrada. Su e Lettenmaier (2009) utilizaram o modelo VIC para estimar os armazenamentos superficiais na BHP. Su et al., (2008) avaliaram a aplicabilidade de dados de precipitação estimados por satélite (TRMM Multisatellite Precipitation Analysis) na BHP. Saurral (2010) simulou o ciclo hidrológico na bacia do Prata utilizando o modelo VIC e cenários futuros de temperatura e precipitação de diferentes modelos de circulação global. Entretanto, essas pesquisas possuem limitações relacionadas a forma de representar a propagação de vazão, escoamento na planície de inundação do modelo hidrológico utilizado e ao fato de não considerar o efeito de reservatórios na bacia.

Além disto, existem abordagens de simulação em escala global (e.g. Decharme et al., 2011; Yamazaki et al., 2011; Yamazaki et al., 2013), que normalmente representam a

bacia do Prata, mas com um detalhamento mais grosseiro do que poderia ser obtido com um modelo regional dedicado a esta região.

Dessa forma, destaca-se a importância de avaliar os processos hidrológicos na bacia do Prata como um todo, porém de forma mais detalhada do que é possível em modelagem em escala global. Entender também o funcionamento da hidrologia da bacia do rio da Prata, incluindo processos como precipitação, evapotranspiração, regime de vazões e níveis nos rios e escoamento em planícies de inundação.

Para isso é importante utilizar um modelo hidrológico de grande escala e de base física ou conceitual que represente a BHP de forma integrada e que seja capaz de simular os processos hidrológicos característicos da região, como escoamento em rios de baixa declividade e altíssima declividade e escoamento na planície de inundação. Além disso, é importante que o modelo hidrológico possa utilizar as bases de dados hidroclimatológicas existentes e disponíveis (e.g. clima, precipitação, características de reservatórios e largura de rios) e fazer uso de dados oriundos de sensoriamento remoto, que, geralmente, abrangem áreas na escala da bacia.

Em síntese, todos estes fatores demonstram a importância do conhecimento do funcionamento da bacia do rio da Prata para um melhor gerenciamento dos seus recursos hídricos. Esse conhecimento pode ser alcançado com o auxílio da modelagem hidrológica e da representação dos processos hídricos existentes na bacia hidrográfica. Sendo assim, com auxílio da modelagem hidrológica de grande escala, essa tese propõe responder perguntas relacionadas ao funcionamento hidrológico da BHP, incluindo processos como precipitação, regime de vazões nos rios, áreas inundadas, além de perguntas relacionadas aos impactos antrópicos na BHP.

1.2. Objetivo

Esta pesquisa tem como objetivo desenvolver bases técnicas para a modelagem hidrológica integrada da bacia do rio da Prata, e mais especificamente, o aperfeiçoamento de um modelo hidrológico para esta bacia que possa servir como ferramenta comum para o apoio à gestão integrada de recursos hídricos.

Adicionalmente essa pesquisa visa:

- Investigar as vazões, níveis e áreas inundadas na bacia hidrográfica do Prata através da modelagem hidrológica e hidrodinâmica.
- Analisar os impactos na hidrologia da bacia devido aos efeitos oriundos de reservatórios.

Sendo assim, a presente tese tem como hipóteses a serem respondidas as seguintes questões:

- O modelo hidrológico proposto é capaz de representar os processos hidrológicos da bacia?
- O efeito de alterações antrópicas (e.g. reservatórios) na bacia hidrográfica do rio da Prata é significativo?

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Modelagem Hidrológica

A modelagem hidrológica é uma grande aliada para entender o funcionamento da hidrologia em bacias hidrográficas. A história da modelagem hidrológica se estende desde o Método Racional até modelos distribuídos e que representam a física dos processos hidrológicos de forma satisfatória (Todini, 2007).

Inicialmente, os modelos hidrológicos representavam a bacia hidrográfica de forma concentrada, além de representar os processos hidrológicos simplificada. Dentre esses modelos, o Método Racional, desenvolvido por Mulvaney em 1850, e os conceitos iniciais de Hidrograma Unitário de Sherman em 1932 podem ser citados como exemplo. Além desses, as teorias de infiltração de água no solo, desenvolvida por Horton em 1933, e da evaporação, desenvolvida por Penman em 1948, podem ser citados como importantes contribuições para a hidrologia.

Mais recentemente, a partir de avanços alcançados na área de geoprocessamento e sensoriamento remoto, modelos que representam a bacia hidrográfica de forma espacialmente distribuída começaram a ser desenvolvidos. Esses modelos, chamados de Modelos Distribuídos, estão associados ao fato dos processos hidrológicos serem simulados no tempo e no espaço sobre a bacia hidrográfica. Inicialmente, esses modelos simulavam os processos hidrológicos utilizando relações conceituais. A partir da década de 1970, novos modelos começaram a utilizar relações de base física, além de relações conceituais, para simulação dos processos hidrológicos. Esses modelos são chamados de modelos distribuídos de base física e conceitual. Como exemplo desses modelos, pode-se citar o modelo SWAT (Neitsch et al., 2011) e o modelo hidrológico de grandes bacias MGB-IPH (Collischonn et al., 2007).

Geralmente, esses modelos possuem dois módulos: vertical e horizontal. No primeiro módulo são simulados os processos de balanço hídrico no solo, interceptação e evapotranspiração. No segundo módulo são simulados os processos de escoamento superficial, subsuperficial, subterrâneo, propagação da vazão nos rios e na planície de inundação e propagação em reservatórios.

Com relação à propagação de vazão em rios, esse processo pode ser simulado utilizando uma, duas ou três dimensões. Normalmente em rios utilizam-se modelos unidimensionais, pois o escoamento acontece predominantemente na direção longitudinal. Dessa forma, uma das maneiras de simular o processo de propagação de vazão é utilizando as equações da continuidade e dinâmica. Esse conjunto de equações é conhecido como equações de Saint-Venant (Miller e Cunge, 1975; Chanson, 2004). Simplificando a equação dinâmica, podem-se encontrar equações simplificadas, como a equação Inercial, Difusão, Onda Cinemática e ainda modelos de propagação como o Muskingum-Cunge. O escoamento na planície de inundação também pode ser representado por diferentes metodologias. Entre elas, modelos do tipo armazenamento, seções compostas, lagoas interconectadas e modelos bidimensionais.

Nos capítulos a seguir são apresentados mais detalhadamente o processo de propagação de vazão em rios, dando enfoque no modelo Inercial de propagação, que é utilizado nessa tese. Além disso, também é explicado com mais detalhes o processo de escoamento na planície de inundação. Por fim, é feito um estado da arte dos principais modelos hidrológicos distribuídos encontrados na literatura.

2.2. Propagação de vazão

As equações de Saint-Venant (Miller e Cunge, 1975; Chanson, 2004) que podem ser utilizadas para representar o escoamento unidimensional em rios e canais podem ser descritas da seguinte forma:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad \text{Equação 1}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gAS_0 - gAS_f \quad \text{Equação 2}$$

onde Q é a vazão; A é a área da seção transversal ao escoamento; x é a distância no sentido longitudinal; t é o tempo; h é a profundidade do rio, S_0 é a declividade do fundo do rio; S_f representa a perda de energia por atrito com o fundo e as margens; g é aceleração da gravidade.

A equação dinâmica geralmente é decomposta em cinco termos, da seguinte forma:

$$F1 = gAS_f \quad (\text{força de atrito}) \quad \text{Equação 3}$$

$$F2 = gAS_0 \quad (\text{força peso}) \quad \text{Equação 4}$$

$$F3 = gA \frac{\partial h}{\partial x} \quad (\text{força de pressão}) \quad \text{Equação 5}$$

$$F4 = \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} \quad (\text{inércia advectiva}) \quad \text{Equação 6}$$

$$F5 = \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (\text{inércia local}) \quad \text{Equação 7}$$

Estudos mostram que, na maioria dos casos de uso das equações, os termos F3, F4 e F5 são muito inferiores aos termos F1 e F2, conforme apresentado por Chanson (2004). Isto ocorre especialmente em rios com declividade relativamente alta. Nestes casos, pode ser adotada uma aproximação das equações de Saint-Venant, que combina a equação 1 com a equação 8 a seguir, que corresponde à equação 2 em que os termos F3, F4 e F5 foram desprezados.

$$gAS_f - gAS_0 = 0 \quad \text{Equação 8}$$

O conjunto das equações 1 e 8 dá origem ao modelo de propagação de onda cinemática. As Equações 1 e 8 podem ser combinadas, resultando em uma única equação, em que a variável dependente é a vazão (equação 9):

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad \text{Equação 9}$$

onde c é a celeridade (velocidade de propagação) da onda de cheia.

A equação 9 é chamada de equação da Onda Cinemática e é frequentemente utilizada no módulo de propagação de vazões em modelos hidrológicos chuva-vazão (Tucci, 2005; De Roo et al., 2000). O modelo Muskingum-Cunge é equivalente a uma solução numérica da equação 9 e também é frequentemente utilizado em modelos hidrológicos chuva-vazão.

Apesar de apresentarem resultados satisfatórios para muitos casos, os modelos simplificados como o de Onda Cinemática e Muskingum-Cunge possuem restrições nas suas aplicações e não permitem a simulação adequada de vários processos que ocorrem em rios naturais, como o remanso na entrada de reservatórios, ou o efeito de marés sobre o escoamento (Ponce, 1989; Pontes e Collischonn, 2012). Além disso, os modelos baseados na equação 9 são inadequados em rios de baixa declividade.

Em rios de menor declividade, o termo $F3$ pode ter um valor relativamente alto frente aos outros termos. Preservando o termo $F3$ e desprezando os termos $F4$ e $F5$, a equação 2 pode ser reescrita como a equação 10:

$$gA \frac{\partial h}{\partial x} - gAS_0 + gAS_f = 0 \quad \text{Equação 10}$$

O conjunto das equações 1 e 10 dá origem a um modelo que deve ser denominado não-inercial (Yen e Tsai, 2001). Este modelo é, por vezes, denominado inadequadamente por modelo de difusão. A vantagem deste modelo é que são levados em conta os efeitos de jusante sobre o escoamento. O modelo não-inercial foi utilizado em trabalhos como Hromadka II e Yen (1986), Dooge e Napiorkowski (1987), Bates e De Roo (2000) e Paz et al. (2011).

Combinando as Equações 1 e 10, de forma a obter uma única equação, é obtido o modelo de difusão (Yen e Tsai, 2001; Chanson, 2004). Neste caso, a propagação é representada considerando apenas uma variável dependente, como mostra a equação 11:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = D \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad \text{Equação 11}$$

onde c é a celeridade (como na Equação 9) e D é o coeficiente de difusão.

O modelo do tipo difusão tem a vantagem de representar adequadamente a atenuação de uma onda de cheia que se propaga para jusante. Entretanto, este modelo também apresenta uma deficiência do método de onda cinemática: não representa efeitos de jusante sobre o escoamento.

Uma proposta de simplificação das equações de Saint Venant que vem sendo adotada por diferentes autores recentemente (e.g. Bates et al., 2010), é obtida negligenciando apenas o termo de advecção (termo $F4$) da equação 2 ou, combinando o termo de pressão ($F3$) e do peso ($F2$) da equação 2:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial h}{\partial x} - gAS_0 + gAS_f = 0 \quad \text{Equação 12}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial y}{\partial x} + gAS_f = 0 \quad \text{Equação 13}$$

onde y é o nível ou a cota da superfície da água em relação a um referencial. As equações 12 e 13 são equivalentes. No entanto, a equação 13 é às vezes mais conveniente do ponto de vista computacional.

As equações 1 e 13 podem ser combinadas e o sistema resultante tem sido chamado, na literatura, como "modelo inercial simplificado", ou "modelo de inércia local", ou, simplesmente, "modelo inercial" (Bates et al, 2010; Almeida et. al., 2012; Neal et al, 2012; Almeida e Bates, 2013; Yamazaki et al., 2013).

Em comparação com outras simplificações das equações de Saint-Venant, que negligenciam completamente os termos de aceleração advectiva e aceleração local, esta simplificação possui vantagens na aplicação de métodos numéricos explícitos. O trabalho de Almeida et al. (2012) mostrou que um esquema de diferenças finitas explícito apresenta maior estabilidade quando aplicado ao conjunto das Equações 1 e 13 do que quando aplicado ao conjunto das Equações 1 e 10, especialmente para gradientes muito baixos de linha de água. Em consequência disso, o intervalo de tempo adotado pode ser maior o que pode representar um ganho computacional considerável (Almeida e Bates, 2013). Yamazaki et al. (2013) também mostraram a eficiência computacional do modelo Inercial quando comparado ao modelo não-inercial.

Recentemente Fan et al. (2014) compararam o modelo Inercial unidimensional com o programa computacional HEC-RAS (USACE, 2010), que utiliza as equações de Saint-Venant para simular a propagação de vazão em rios, e com os modelos Muskingum-Cunge linear e não linear. Os resultados mostraram que o modelo Inercial é capaz de representar os efeitos hidrodinâmicos tão bem quando o programa HEC-RAS em uma grande variedade de casos. Além disso, esse modelo é explícito, tornando-o mais fácil em termos de implementação computacional e também em relação à paralelização do seu código.

2.3. Equacionamento do modelo Inercial

O modelo inercial unidimensional está baseado nas Equações 1 e 13. Considerando que o rio tem uma seção transversal aproximadamente retangular, a equação 1 é modificada dividindo os termos pela largura do rio (B), dando origem à equação 14 e a equação 13 é reescrita aproximando o termo de atrito ($F1$) por Manning (equação 15), dando origem a equação 16.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{B \cdot \partial x} = 0 \quad \text{Equação 14}$$

$$S_f = \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{A^2 \cdot R^{4/3}} \quad \text{Equação 15}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial y}{\partial x} + gA \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{A^2 \cdot R^{4/3}} = 0 \quad \text{Equação 16}$$

onde h é a profundidade (m); S_f é a declividade da linha de atrito adimensional; Q é a vazão em m^3/s ; A é a área em m^2 ; R é o raio hidráulico em metros; n o coeficiente de

rugosidade de Manning e o termo $|Q|$ representa o módulo da vazão. A adoção do produto $|Q|Q$ permite representar a magnitude e o sinal da perda de energia devida ao atrito de forma correta na equação 16.

As seções transversais de rios e canais naturais normalmente apresentam a largura muitas vezes maior do que a profundidade, o que permite aproximar o raio hidráulico pela profundidade, ou seja, $R=h$. Considerando isso, a Equação 16 é modificada gerando a Equação 17.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial y}{\partial x} + g \frac{Q|Q|n^2}{B.h^{7/3}} = 0 \quad \text{Equação 17}$$

De acordo com a metodologia proposta por Bates et al., (2010), o rio é dividido em subtrechos de comprimento finito Δx , conforme representado na Figura 2.1. Dessa forma, as Equações 14 e 17 são discretizadas de acordo com o apresentado na figura. As variáveis h (profundidade), z (cota do fundo) e y (elevação da linha de água, calculada somando h e z) são definidas nos centros dos subtrechos. A variável Q (vazão) é definida nos contornos de cada subtrecho.

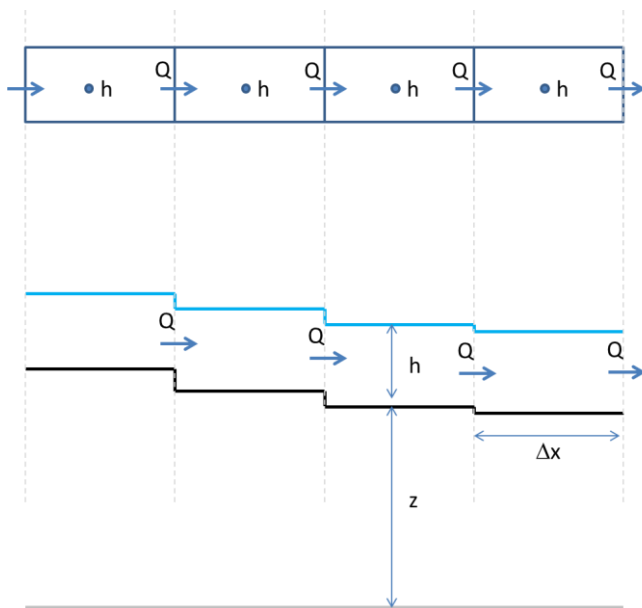


Figura 2.1: Trecho de rio discretizado em subtrechos para a aplicação do modelo inercial (parte superior vista em plano; parte inferior vista de perfil). Fonte: Fan et al. (2014).

A equação 14 é discretizada segundo as seguintes aproximações das derivadas por diferenças finitas:

$$B \frac{h_i^{t+1} - h_i^t}{\Delta t} + \frac{Q_{i+\frac{1}{2}}^{t+1} - Q_{i-\frac{1}{2}}^{t+1}}{\Delta x} = 0 \quad \text{Equação 18}$$

onde o índice i refere-se à posição no espaço e o índice k refere-se à situação no tempo. Assim, h_i^k é a profundidade h , na posição i , no intervalo de tempo t ; $Q_{i-\frac{1}{2}}^{t+1}$ é a vazão na entrada do subtrecho i , no intervalo de tempo $t+1$; $Q_{i+\frac{1}{2}}^{t+1}$ é a vazão na saída do subtrecho i , no intervalo de tempo $t+1$, e B é a largura do subtrecho.

A equação 17 também é discretizada, porém considerando que a derivada espacial corresponde à posição $i+1/2$, ou melhor, no local correspondente à seção transversal de saída do subtrecho de rio i . O resultado é a seguinte equação:

$$\frac{Q_{i+\frac{1}{2}}^{t+1} - Q_{i+\frac{1}{2}}^t}{\Delta t} + gBh_{i+\frac{1}{2}}^t \frac{y_{i+1}^t - y_i^t}{\Delta x} + g \frac{Q_{i+\frac{1}{2}}^{t+1} \cdot Q_{i+\frac{1}{2}}^t \cdot n^2}{\left(h_{i+\frac{1}{2}}^t\right)^{7/3}} = 0 \quad \text{Equação 19}$$

onde o termo $h_{i+\frac{1}{2}}^t$ refere-se à profundidade na seção transversal localizada entre o trecho i e o trecho $i+1$, e é estimado pela seguinte equação:

$$h_{i+\frac{1}{2}}^t = \max[y_i^t; y_{i+1}^t] - \max[z_i; z_{i+1}] \quad \text{Equação 20}$$

onde $h_{i+\frac{1}{2}}^t$ é a profundidade na seção que divide dois subtrechos (i e $i+1$); y_i^t é a cota do nível da água no subtrecho i ; y_{i+1}^t é a cota do nível da água no subtrecho $i+1$; z_i é a cota do fundo do rio no subtrecho i ; e z_{i+1} é a cota do fundo do rio no subtrecho $i+1$.

Finalmente, a equação 19 pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$Q_{i+\frac{1}{2}}^{t+1} = \frac{\left(\left(Q_{i+\frac{1}{2}}^t \right) - g \cdot B \cdot \Delta t \cdot \left(h_{i+\frac{1}{2}}^t \right) \frac{(y_{i+1}^t - y_i^t)}{\Delta x} \right)}{\left(1 + \frac{g \cdot \Delta t \cdot \left(\left| Q_{i+\frac{1}{2}}^t \right| \right) \cdot n^2}{B \cdot \left(h_{i+\frac{1}{2}}^t \right)^{7/3}} \right)} \quad \text{Equação 21}$$

A partir de uma condição inicial em que são conhecidos todos os valores de y_i^t para qualquer subtrecho i , a solução das cotas e vazões ao final do intervalo de tempo pode ser encontrada aplicando inicialmente a equação 20 e equação 21, para encontrar o valor de $h_{i+\frac{1}{2}}^t$ e a vazão em cada seção.

Com base nos valores de vazão $Q_{i+\frac{1}{2}}^{t+1}$ encontrados, é aplicada a equação 22, que é equivalente à Equação 18, porém, reorganizada de forma a explicitar o termo desconhecido h_i^{t+1} , o que permite encontrar a profundidade em todos os trechos i ao final do intervalo de tempo:

$$h_i^{t+1} = h_i^t - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(Q_{i+\frac{1}{2}}^{t+1} - Q_{i-\frac{1}{2}}^{t+1} \right) \quad \text{Equação 19}$$

Finalmente, os valores da cota do nível da água em todos os subtrechos são atualizados pela equação 23:

$$y_i^{t+1} = z_i + h_i^{t+1} \quad \text{Equação 20}$$

Para a solução do problema de propagação de uma cheia em um rio, são necessárias ainda duas condições de contorno: uma no contorno de montante e outra no contorno de jusante.

O esquema numérico adotado para o modelo inercial proposto por Bates et al. (2010), resulta em um modelo explícito, e, por isso, está sujeito a uma forte restrição do tamanho do intervalo de tempo adotado, para evitar instabilidade numérica. Na escolha do valor de Δt , deve ser respeitada a condição de Courant-Friedrichs-Levy (CFL), dada pela equação 24:

$$(\sqrt{gh}) \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad \text{Equação 21}$$

onde g é a aceleração da gravidade ($m.s^{-2}$); h é a máxima profundidade encontrada nos trechos analisados (m); Δx é o comprimento do menor trecho de rio (m); e Δt é o passo de tempo de cálculo em segundos.

Isto significa que o intervalo de tempo de cálculo deve ser escolhido de forma a satisfazer a equação 25:

$$\Delta t = \alpha \frac{\Delta x}{\sqrt{gh}} \quad \text{Equação 22}$$

onde α é um valor menor ou igual a 1.

2.4. escoamento na Planície de Inundação

A passagem de água da calha principal do rio para a planície de inundação é uma consequência natural do regime hidrológico em rios. Enquanto que em situações de estiagem e cheias não muito altas o escoamento se restringe ao canal principal do rio, nas cheias de maior porte o escoamento extravasa para a planície de inundação (Paz, 2011).

O armazenamento na planície de inundação é um dos mais importantes aspectos que contribuem para o amortecimento dos hidrogramas de cheia. Segundo Price (2009), modelos que consideram esse efeito são muito mais precisos quando relacionados aos que não consideram, além de representarem o sistema simulado de maneira mais aproximada.

As trocas de água entre calha e planície influenciam diretamente na celeridade da onda de cheia como pode ser visto na Figura 2.2. Nota-se que enquanto a água permanece na calha ($Q = Q_1$), a celeridade tende a crescer. Isso acontece devido às relações geométricas da seção. Assim que a água passa para a planície de inundação ($Q = Q_2$), a celeridade decresce rapidamente até um valor muito baixo. A partir do momento que a

água está estabilizada na seção ($Q = Q_3$) não há um aumento significativo na largura da seção transversal, fazendo com que a celeridade aumente. O mesmo comportamento pode ser visto na Figura 2.3, referente ao trabalho experimental no rio Murrumbidgee, Austrália, realizado por Wong e Laurenson (1983).

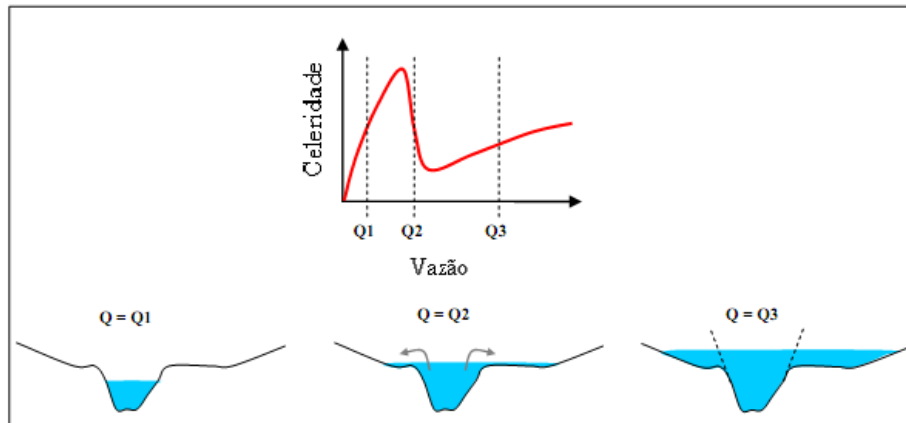


Figura 2.2 - Efeito do armazenamento na planície de inundação na celeridade. Fonte: Paiva, 2009.

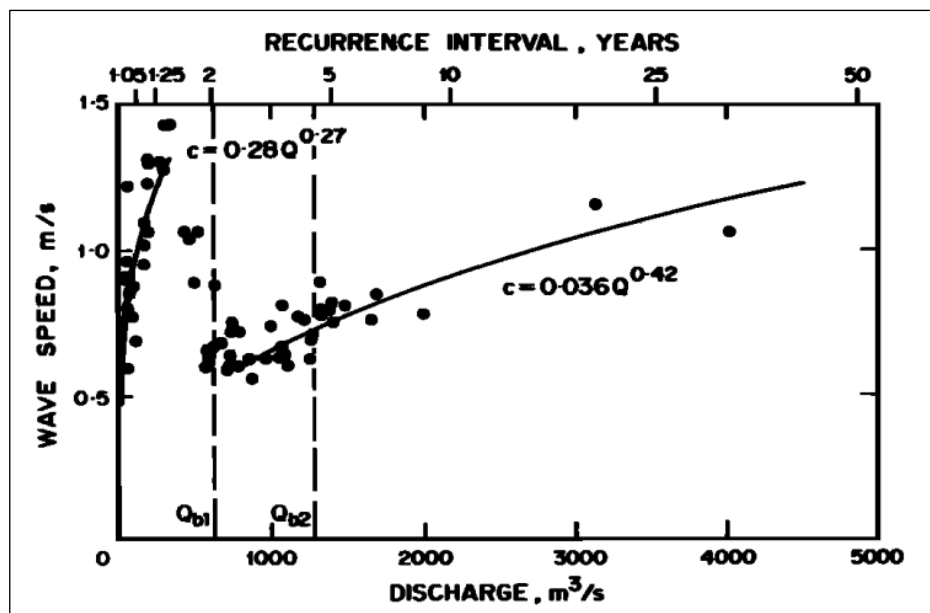


Figura 2.3 - Relação celeridade x vazão no rio Murrumbidgee, na Austrália. Fonte: Wong e Laurenson (1983).

Além do fator hidráulico, relacionado à celeridade e a vazão na calha do rio, as planícies têm uma grande importância na dinâmica dos processos verticais do ciclo hidrológico. Neal et al. (2012) e Paz et al. (2014) mostram a importância da evaporação da água na planície de inundação. Os autores mostram que a inclusão desse processo na modelagem é extremamente importante para a representação correta dos processos de

inundação e secagem na planície de inundação. Paz et al. (2014), que realizaram a pesquisa na região do Pantanal, também mostram que a consideração da evaporação na planície de inundação influencia significativamente as trocas laterais de vazão entre rios.

As planícies de inundação também influenciam a ecologia da região. A variação dos níveis na planície, responsáveis pelos processos de enchimento e secagem da mesma, permitem o desenvolvimento de vários habitats. Na BHP a planície também possui uma grande importância seja em questões relacionadas à fauna, flora, problemas ambientais e navegação (Hamilton et al., 2002) ou devido sua influência na hidrologia e hidráulica da região (Bravo et al., 2012; Yamazaki et al., 2013; Paz et al., 2014).

Dessa forma é de grande importância a representação da planície de inundação na modelagem hidrológica de grande escala, especialmente em bacias como a bacia do rio da Prata, onde existem trechos conhecidos com planície de inundação.

Para isso, existem diferentes metodologias para representação do escoamento na planície de inundação. Essas metodologias variam com o tipo de sistema a ser simulado, a escala e a complexidade do mesmo. Sendo assim, a planície de inundação pode ser representada por um modelo de armazenamento, de seções compostas, lagoas interconectadas, um modelo bidimensional, modelo tipo raster e modelagem tridimensional (Paiva, 2009; Paz, 2010).

Essas metodologias apresentam vantagens e desvantagens. Os modelos bidimensionais, tridimensionais e tipo raster apresentam como principal desvantagem o custo computacional em simulação de grande escala. Os modelos de seção composta necessitam da topografia detalhadas, entretanto, esses modelos podem ter problemas numéricos devido à complexidade das seções transversais.

Existem diferentes pesquisas que abordam a combinação de modelos hidrodinâmicos que representam a planície de inundação. Como exemplo pode-se citar as pesquisas de Paz et al. (2014), Paz et al. (2011), Bates et al. (2010), Bates e De Roo (2000) que utilizam modelos tipo raster, bidimensional ou lagoas interconectadas para planície de inundação. Entretanto, como citado anteriormente, essas metodologias podem apresentar um elevado custo computacional em uma bacia de grande porte, como a bacia do rio da Prata.

Existem também pesquisas que representaram a planície de forma mais simplificada, considerando modelos do tipo armazenamento (Paiva et al., 2011a; Paiva et al., 2011b; Paiva et al., 2013a; Yamazaki et al., 2011; Yamazaki et al., 2013). Essas pesquisas alcançaram resultados satisfatórios de vazões simuladas quando comparadas a observadas em bacias de grande porte, como a bacia do rio Amazonas.

2.5. Modelos Hidrológicos Distribuídos

A representação dos processos hidrológicos em uma bacia hidrográfica pode ser feita em diferentes níveis de discretização espacial, abrangendo aproximações concentradas até totalmente distribuídas. Os modelos que representam a heterogeneidade das características da bacia hidrográfica são chamados de modelos hidrológicos distribuídos. Nesses modelos, os processos hidrológicos são representados em unidades menores da bacia hidrográfica, que podem ser células regulares ou irregulares baseadas na topografia, por exemplo, e também considerando diferentes classes de respostas hidrológicas (Haghnegahdar et al., 2015). As classes de respostas hidrológicas (“Hydrologic Response Units”) são regiões da bacia com comportamento hidrológico semelhante, normalmente representadas pelo mesmo tipo de solo e cobertura vegetal. Em termos práticos, as unidades menores da bacia são subdivididas nas classes de respostas hidrológicas. Essa representação pode ser observada na Figura 2.4 onde uma bacia hidrográfica hipotética é dividida. Em uma das unidades menores, chamada de sub-divisão 1, são extraídas as classes de respostas hidrológicas com base em informações de uso e tipo de solo.

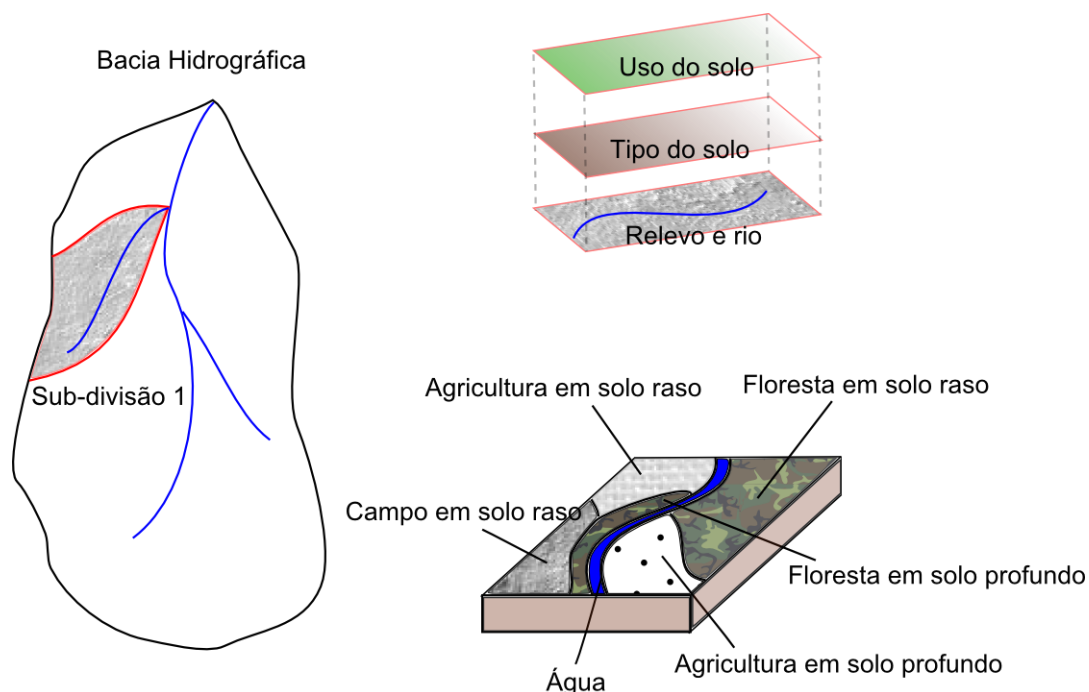


Figura 2.4: Representação hipotética da bacia hidrográfica em unidades menores e das classes de respostas hidrológicas.

Além disso, geralmente a estrutura dos modelos hidrológicos distribuídos utilizam dois tipos de módulos: o módulo vertical (balanço hídrico no solo, interceptação e evapotranspiração) e o módulo horizontal (escoamento e propagação de vazão). Com relação ao módulo horizontal, mais especificamente sobre a propagação de vazões em rios e escoamento na planície, são utilizadas diferentes metodologias para a simulação desses processos.

Na escala de grandes bacias, que é o foco da tese, existem vários modelos hidrológicos ou hidráulicos, ou ainda integrados. A seguir são listados alguns desses modelos dando ênfase aos modelos que possuem módulo de propagação de vazão. Uma avaliação mais completa desses modelos é realizada por Kauffeldt et al. (2016).

Com relação aos modelos hidrológicos que representam os processos verticais do ciclo e são mais focados no balanço solo e vegetação, podem ser citados os modelos VIC (Liang, et al., 1995), ISBA (Decharme, et al., 2007), JULES (Essery et al., 2003), LAD (Milly e Shmakin, 2002), Macro-PDM (Gosling e Arnell, 2010), NOAH-MP (Yang et al., 2011), TOPLATS (modelos TOPMODEL e SVAT) (Bormann, 2006) e WASMOD-M (Widén-Nilsson et al., 2009). A desvantagem desses modelos está associada principalmente ao fato de não representarem a propagação de vazão em rios e planícies, o que é um processo hidrológico de extrema importância em bacias como a bacia do rio da Prata.

Com relação aos modelos focados apenas na propagação de vazão em rios e planícies, podem ser citados o modelo HEC-RAS (USACE, 2016), LISFLOOD-FP (Bates et al., 2010), o modelo TRIP (Oki & Sud, 1998) e o modelo CaMa-Flood (Yamazaki et al., 2013), que representam apenas a propagação em rios. O modelo LISFLOOD-FP por exemplo, representa a propagação de vazão por equações mais simples, como a equação da onda cinemática, até equações mais complexas, como o conjunto de equações de Saint-Venant completas, porém é mais utilizado em pequenas escalas. Em escala global, o modelo CaMa-Flood representa a propagação de vazão utilizando o modelo hidrodinâmico não-Inercial ou o modelo Inercial. Já o modelo TRIP utiliza uma formulação mais simplificada – baseada na continuidade – para propagação de vazão.

A desvantagem dos modelos que utilizam apenas o módulo de propagação de vazão é que eles não representam os processos verticais do ciclo hidrológico, tendo que ser acoplados a modelos hidrológicos ou utilizarem os resultados desses como dado de entrada. Nesse sentido, existem algumas pesquisas que utilizam dois modelos – um hidrológico e um hidráulico – para simulação de grandes bacias, como é o caso dos modelos H08 (Hanasaki et al., 2008a,b), H-TESEL (Balsamo et al., 2009), MATSIRO (Koirala et al., 2014) e ISBA (Decharme et al., 2010), que foram utilizados em conjunto com o modelo TRIP. Além desses modelos, o modelo VIC também utiliza um modelo de propagação descrito por Lohmann et al. (1996;1998). Esse modelo de propagação assume uma relação linear entre a vazão e a velocidade no rio e invariante no tempo, tendo como parâmetro a velocidade. Essa versão do modelo foi utilizada na bacia do rio da Prata nas pesquisas de Su et al. (2008) e Su e Lettenmaier (2009), que avaliaram questões relacionadas à precipitação estimada por satélite e estimativa dos armazenamentos de água na bacia. Paz et al. (2014) também utilizaram um modelo – o SIRIPLAN – para simular a bacia hidrográfica do Alto Paraguai. O Sistema SIRIPLAN utiliza como dados de entrada as vazões geradas pelo modelo hidrológico MGB-IPH (Collischonn et al., 2007) e propaga a vazão no rio através de um modelo hidrodinâmico e nas planícies e superfície através do modelo Inercial, semelhante à pesquisa apresentada por Neal et al. (2012).

Finalmente, existem os modelos de grande escala distribuídos que simulam tanto o balanço vertical como a propagação de vazão em rios de forma integrada, como o modelo CLM - Community Land Model - (Oleson et al., 2013), E-HYPE – European

Hydrological Predictions for the Environmental – (Donnelly et al., 2014), G2G – Grid to Grid – (Bell et al., 2007), GWAVA – Global Water Availability Assessment method – (Haddeland et al., 2011), LISFLOOD (Burek et al., 2013), LPJml (Sitch et al., 2003), mHM – Mesoscale Hydrologic Model – (Samaniego et al., 2014), MPI-HM – Max Planck Institute Hydrology Model – (Stacke e Hagemann, 2012), ORCHIDEE – Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems – (Ngo-Duc et al., 2007), PCR-GLOBWB (van Beek e Bierkens, 2008), SWAT (Neitsch et al., 2011), SWIM (Krysanova et al., 2000), WaterGAP (Alcamo et al., 2003), WBMplus (Wisser et al., 2010), a versão tradicional do modelo MGB-IPH (Collischonn et al., 2007) e a versão com propagação hidrodinâmica (Paiva, 2009).

A principal desvantagem desses modelos, com exceção da versão do MGB-IPH melhorada por Paiva (2009), são os métodos de propagação simplificados: reservatórios lineares simples, o modelo de onda cinemática, o modelo Muskingum-Cunge linear ou ainda o modelo Muskingum. Apesar de fornecerem resultados satisfatórios em grande parte das bacias onde foram aplicados, esses modelos não são ideais para serem aplicados em bacias com as características da bacia do Prata.

A Tabela 2.1, adaptada de Kauffeldt et al. (2016), apresenta um resumo dos modelos acoplados e integrados citados e os métodos de propagação utilizados por eles. Além disso a tabela apresenta também os modelos que apresentam apenas balanço vertical. Os modelos que não possuem módulo próprio de propagação e utilizam outros modelos estão marcados por um “x” com o modelo utilizado entre parêntese.

Recentemente algumas pesquisas estão utilizando os modelos hidrológicos conjuntamente ou em *ensemble* no contexto continental e global (Kauffeldt et al., 2016). Essas iniciativas estão ligadas à necessidade de avaliar impactos de mudanças de climáticas e monitoramento e previsão de vazões em tempo real, como exemplo os sistemas EFAS (*European Flood Awareness System*) (Thielen et al., 2009) e GloFAS (*Global Flood Awareness System*) (Alfieri et al., 2012).

Tabela 2.1: Resumo dos modelos hidrológicos e dos métodos de propagação utilizados por eles. A letra x indica que o modelo não possui módulo de propagação próprio.

Modelos Hidrológicos	Propagação de Vazão
CLM	Reservatório Linear
E-HYPE	Reservatório Linear
G2G	Reservatório Linear
GWAVA	Muskingum
H08	x (TRIP)
H-TESEL	x (TRIP/CaMa-Flood)
JULES	x
LaD	x
LISFLOOD	Onda Cinemática / Difusão
LPJml	Reservatório Linear
Mac-PDM	x
MATSIRO	x (TRIP)
mHM	Muskingum
MPI-HM	Reservatório Linear
NOAH-MP	x
ORCHIDEE	Reservatório Linear
PCR-GLOBWB	Onda Cinemática com Planície
SWAT	Muskingum-Cunge
SWIM	Muskingum
TOPLATS	x
VIC	Relação entre Q e v
WASMOD-M	x
WaterGAP	Reservatório Linear
WBMplus	Muskingum-Cunge / Reservatório Linear
SIRIPLAN	Saint-Vernant e Inercial
MGB-IPH	Muskingum-Cunge / Saint-Vernant

2.6. Modelo MGB-IPH

O Modelo Hidrológico de Grandes Bacias, MGB-IPH, descrito por Collischonn (2001) e Collischonn et al. (2007) é um modelo distribuído, de base conceitual, baseado na estrutura dos modelos LARSIM e VIC (Liang et al., 1995). O modelo MGB-IPH é descrito detalhadamente no ANEXO A. A Figura 2.5 apresenta as bacias hidrográficas onde o modelo MGB-IPH foi aplicado.

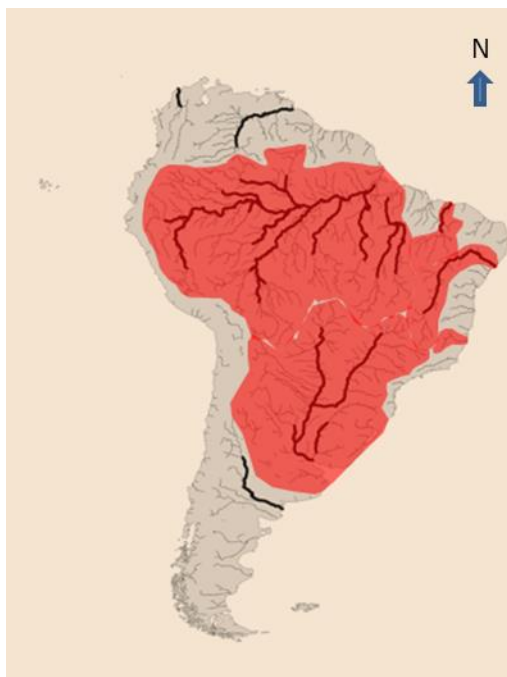


Figura 2.5: Bacias hidrográficas (região vermelha) onde o modelo MGB-IPH foi aplicado.

O modelo discretiza a bacia hidrográfica em unidades menores de simulação. Essas unidades, por sua vez, são divididas em Classes de Resposta Hidrológica (CRHs) para representar diferentes características de solo e vegetação. Em sua estrutura original (Collischonn et al., 2007) as unidades menores são células quadradas. Após o aperfeiçoamento de Paiva (2009), essas unidades passaram a ser representadas por minibacias, considerando a topografia mais detalhadamente. A combinação das minibacias com as classes de resposta hidrológica (CRH) origina as Unidades de Resposta Hidrológica (URH), que são as regiões em que determinada CRH existe no interior de uma minibacia.

Os processos hidrológicos verticais que são simulados incluem o balanço d'água no solo, balanço de energia e evapotranspiração através do modelo de Penman Monteith, interceptação, infiltração d'água no solo e escoamento superficial, além de geração de escoamentos subsuperficial e subterrâneo. Os volumes d'água gerados nas minibacias são propagados até a rede de drenagem utilizando modelos do tipo reservatório linear. O escoamento superficial e a infiltração são calculados usando o conceito de área de contribuição variável presente no modelo ARNO (Todini, 1996). Na versão original do modelo MGB-IPH, o escoamento na rede de rios é simulado através do método Muskingum-Cunge (Miller e Cunge, 1975).

Os cálculos de balanço de energia para a estimativa de evapotranspiração e de balanço hídrico no solo são realizados em cada CRH de cada minibacia. A propagação de vazão no interior de cada minibacia é realizada de forma simplificada utilizando reservatórios lineares simples, representando separadamente o escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo.

Além das minibacias, no modelo hidrológico também pode ser adotada uma divisão da bacia hidrográfica. Essa divisão é denominada de sub-bacias, que são macro áreas de drenagem que abrangem várias minibacias. Esta subdivisão é opcional, e pode ser utilizada para facilitar a calibração do modelo hidrológico.

Na sua estrutura original o modelo foi aplicado em um grande número de bacias brasileiras, como as bacias do Rio Taquari-Antas (RS), Rio Taquari (MS), a bacia do Uruguai (Collischonn et al., 2007), a bacia do rio Madeira (Neto et al., 2008). Paz et al. (2011) e Paz et al. (2014) utilizaram o modelo hidrológico MGB-IPH acoplado a um modelo hidrodinâmico para simular a bacia hidrográfica do Alto Paraguai e o Pantanal. Nóbrega et al. (2011) aplicaram o modelo MGB-IPH na bacia do Rio Grande, afluente do Rio Paraná, no contexto de mudanças climáticas.

Paiva (2009) modificou o modelo MGB-IPH substituindo o método Muskingum-Cunge por um modelo Hidrodinâmico, considerando também a planície de inundação de forma simplificada. Essa modificação foi realizada em alguns trechos de rio e aplicado na Bacia do Rio Solimões (AM). A avaliação de Paiva (2009) mostrou que os resultados obtidos a partir da nova versão do modelo são melhores do que os da versão original, no estudo de caso da pesquisa, devido à substituição do modelo de propagação de vazão. Entretanto, o tempo de processamento é cerca de 120 vezes maior, o que pode inviabilizar as aplicações que exigem um grande número de rodadas do modelo, como no caso da calibração automática do modelo (Paiva, 2009).

Especificamente na bacia hidrográfica do rio Amazonas, a partir de 2009 foram realizadas diversas pesquisas utilizando o modelo MGB-IPH que focam nos processos de propagação de vazão em rios e canais e propagação de ondas de cheia e estiagens. Paiva et al. (2011a) utilizaram o modelo MGB-IPH com um módulo de propagação hidrodinâmica unidimensional e planície de inundação para simular a bacia hidrográfica do rio Purus, na Amazônia. Os autores também desenvolveram um algoritmo de geoprocessamento para extração de parâmetros de seção transversal e geometria da planície de inundação. Os resultados mostram que a modelagem hidrodinâmica considerando planície de inundação alcançaram resultados mais satisfatórios do que a modelagem utilizando o modelo Muskingum-Cunge linear sem planície de inundação. Os resultados foram comparados com estações fluviométricas locais.

Paiva et al. (2013a) utilizaram dados fluviométricos e sensoriamento remoto para validar as vazões nos rios e nas planícies de inundação na bacia hidrográfica do rio Solimões. Os resultados indicaram que o modelo é melhor em rios maiores do que em rios menores, devido à incerteza associada a geometria da seção transversal. Paiva et al. (2013a) também avaliaram as principais fontes de incertezas na modelagem hidrológica e hidrodinâmica na bacia Amazônica. Além disso, os autores exploram o funcionamento da bacia através da simulação e variáveis como vazão e parcelas do escoamento superficial e subterrâneo. Esses trabalhos serviram como base técnica para estudos de assimilação de dados e previsão hidrológica na bacia Amazônica (Paiva et al., 2012; Paiva et al., 2013b).

3. BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DA PRATA

3.1. A bacia do rio da Prata

A Bacia Hidrográfica do Prata (BHP) é a segunda maior na América do Sul em vazão média e área de drenagem, perdendo apenas para a Bacia Amazônica. Também é a quinta maior bacia hidrográfica do mundo em termos de área de drenagem, drenando cerca de 3 milhões de quilômetros quadrados em cinco países na América do Sul: Argentina, Bolívia, Brasil, Paraguai e Uruguai (Figura 3.1). Dentre os cinco países que compartilham a área da bacia, o Brasil possui a maior porcentagem (46% da área total), seguido da Argentina (30%), Paraguai (13%), Bolívia (7%) e Uruguai (5%) (García e Vargas, 1996).

No âmbito social, a BHP abriga aproximadamente 100 milhões de pessoas e cidades importantes como Buenos Aires (Argentina), São Paulo (Brasil) e Assunção (Paraguai).

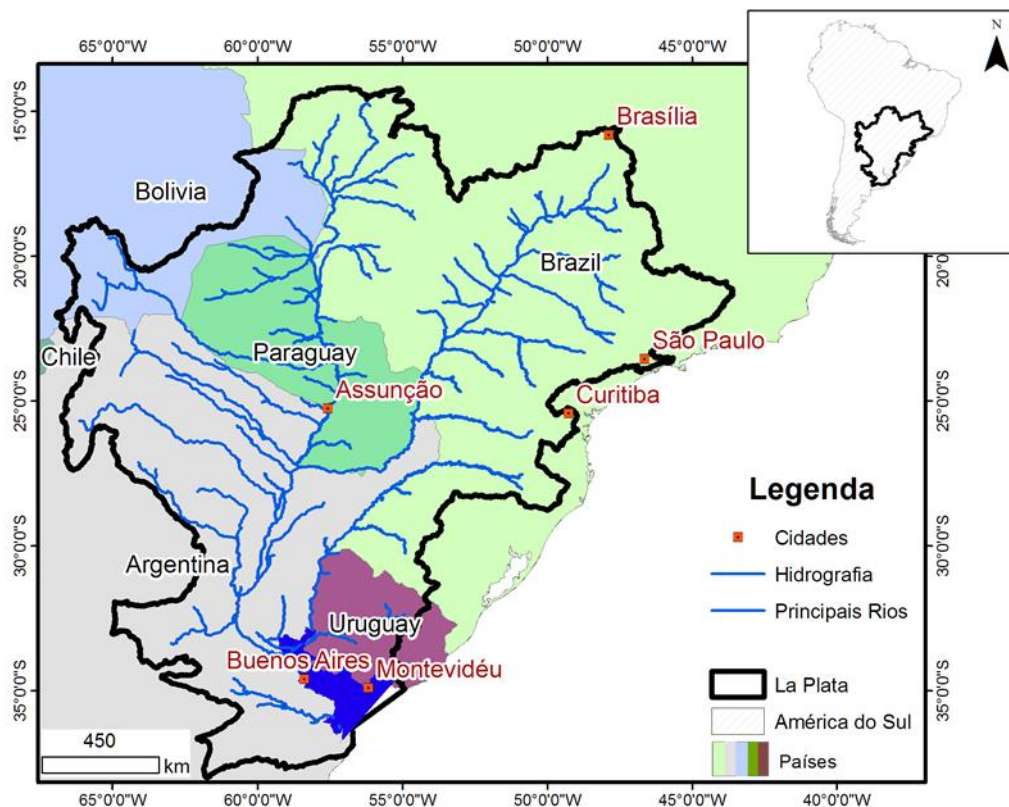


Figura 3.1: Bacia hidrográfica do rio da Prata (BHP).

3.2. Relevo

A BHP está situada entre as latitudes 14 e 35 graus (Sul) e longitudes 43 e 67 (Oeste), se estendendo por aproximadamente 2400 km de leste-oeste e norte-sul e é marcada por uma grande variabilidade das características fisiográficas e hidrológicas (Figura 3.2).

A BHP se estende de regiões montanhosas cobertas por neve nos Andes na região oeste, onde a altitude supera 5 mil metros, passando por regiões semiáridas e áridas no Chaco Paraguai e Argentino, onde a altitude é de aproximadamente 100 metros, pela região denominada Esteros del Iberá, onde a altitude é de aproximadamente 60 metros e alcançando florestas úmidas nas cabeceiras do rio Uruguai, a leste da bacia, onde a altitude sobe para aproximadamente 900 metros.

Na porção norte da bacia está localizada uma extensa área alagada denominada Pantanal, com altitudes em torno de 100 metros. Além do Pantanal, existe também uma extensa planície de inundação ao longo do Rio Paraná na parte sul da bacia, onde as altitudes variam de 30 metros até o nível do mar, no exutório do rio da Prata. A Figura 3.3 apresenta, de forma aproximada, algumas dessas áreas planas obtidas da fonte de dados "Global database of lakes, reservoirs and wetlands" (Lehner e Döll, 2004).

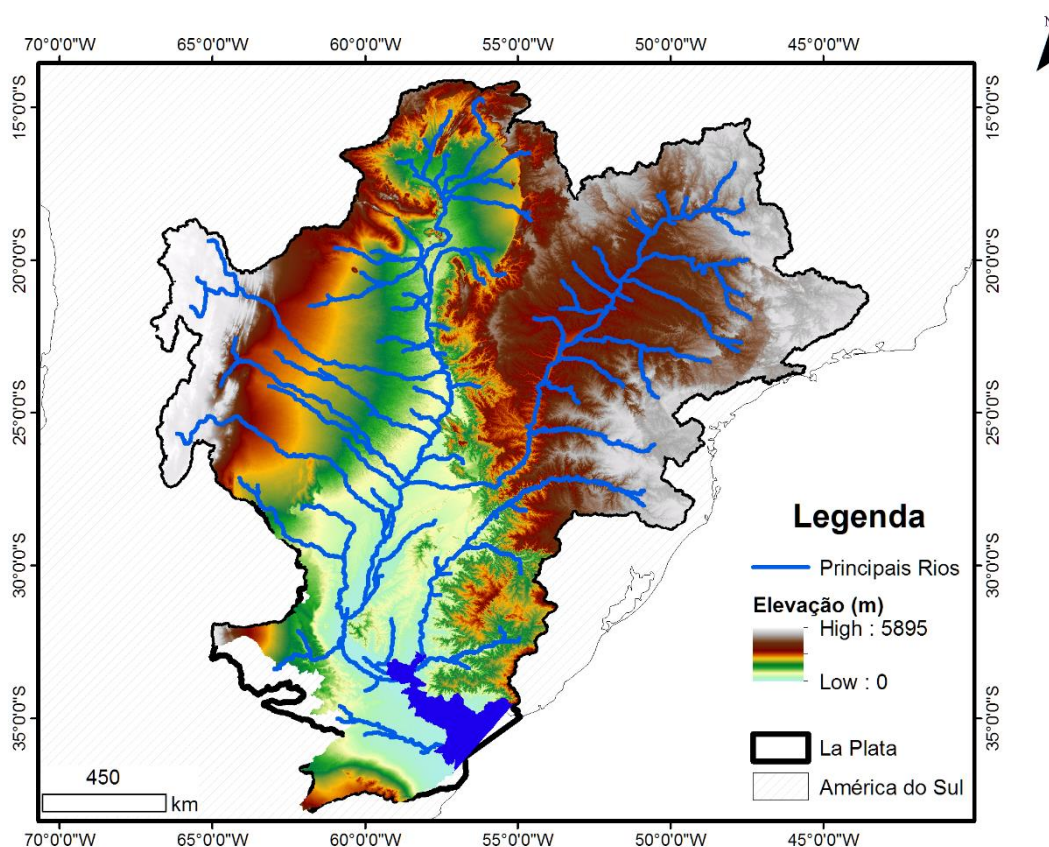


Figura 3.2: Relevo da bacia hidrográfica do Prata (BHP). Fonte: hydrosheds.cr.usgs.gov/hydro.php.

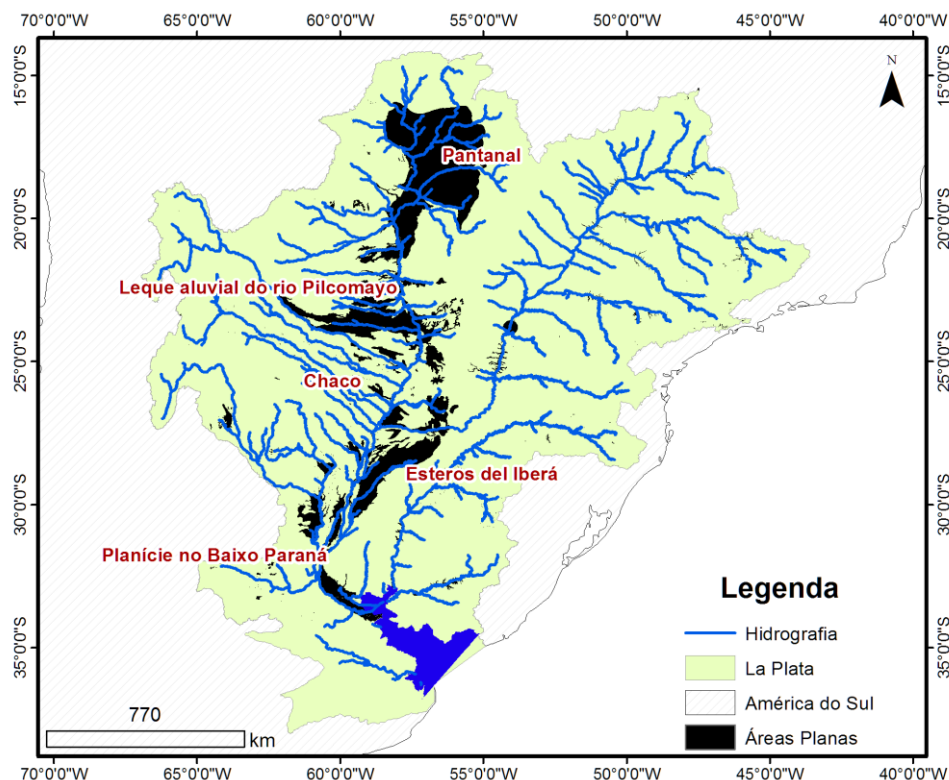


Figura 3.3: Algumas regiões inundáveis presentes na bacia do Prata. Fonte da base de dados de áreas inundáveis: Lehner e Döll, 2004.

3.3. Características fisiográficas e principais regiões

Neste estudo, a bacia foi delimitada até os exutórios do rio da Prata. Dessa forma, estão contempladas as regiões do Alto Paraná (até a confluência com o rio Paraguai), do Baixo Paraná (até a foz com o rio da Prata), do Alto Paraguai (até a estação fluviométrica de Porto Murtinho), do Baixo Paraguai (até a confluência com o rio Paraná na cidade de Corrientes) e o rio Uruguai. Essa delimitação, apresentada na Figura 3.4, abrange toda a área da bacia e os três principais rios formadores da BHP: Rio Paraná, Rio Paraguai e Rio Uruguai.

O Rio Paraná é o maior afluente da BHP. Sua área de drenagem é de aproximadamente 2.7 milhões de km² até a confluência com o rio da Prata. O rio Paraná possui suas cabeceiras no norte da BHP, localizado em altitudes de aproximadamente 1000 metros. Ao longo do seu percurso o rio Paraná recebe afluentes importantes no Brasil, como o rio Grande, Paranaíba, Tietê, Paranapanema e Iguçu. Até a confluência com o rio Paraguai, em uma altitude de aproximadamente 50 metros, o rio Paraná drena uma área de 955000 km², chamada de bacia do Alto Paraná e apresentada na Figura 3.5.

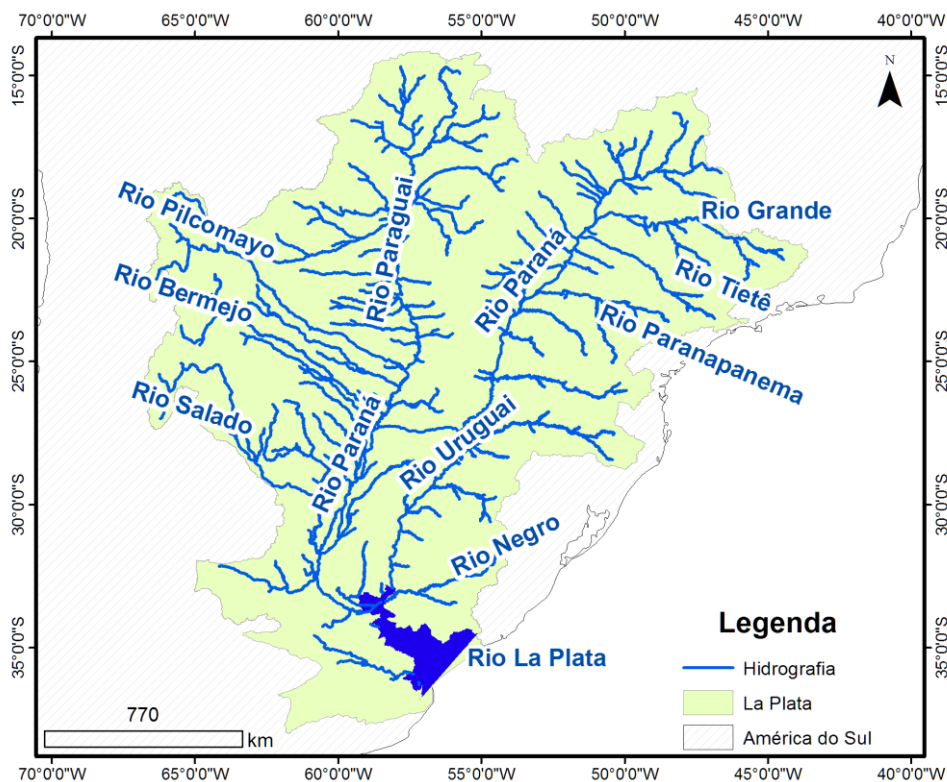


Figura 3.4: Hidrografia da BHP.

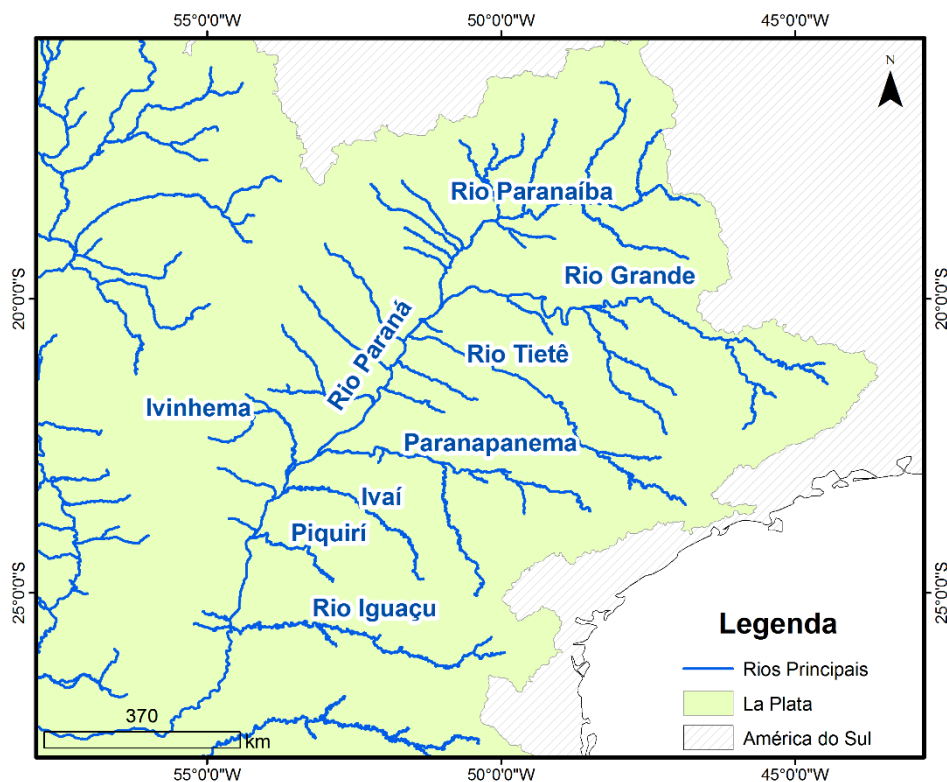


Figura 3.5: Bacia hidrográfica do Alto Paraná e alguns de seus afluentes.

O rio Paraguai drena uma área de aproximadamente 1 milhão de km² e tem uma extensão de 2400 km até a confluência com o rio Paraná (Figura 3.6). A bacia hidrográfica até a confluência do rio Paraguai com o rio Apa, localizado no limite do território brasileiro, é denominada Alto Paraguai. Nessa região está localizado o Pantanal, que é uma das maiores várzeas inundadas do mundo com aproximadamente 140000 km² (Hamilton et al., 2002) e abriga um ecossistema de rica biodiversidade, além de exercer um importante papel ecológico no contexto global (Paz et al., 2011; Harris et al., 2005; Pott and Pott, 2004; Junk et al., 2006).

A bacia do Alto Paraguai recebe rios importantes na margem esquerda do Paraguai: Cuiabá, São Lourenço e Piquiri na porção norte, Negro, Aquidauana, Miranda e o rio Apa na porção sul. Na margem direita do Alto Paraguai pode-se citar o rio Jauru, localizado na porção norte da bacia. A margem direita do rio Paraguai também é marcada por uma drenagem mal definida e sistemas endorréicos (Paz et al., 2014).

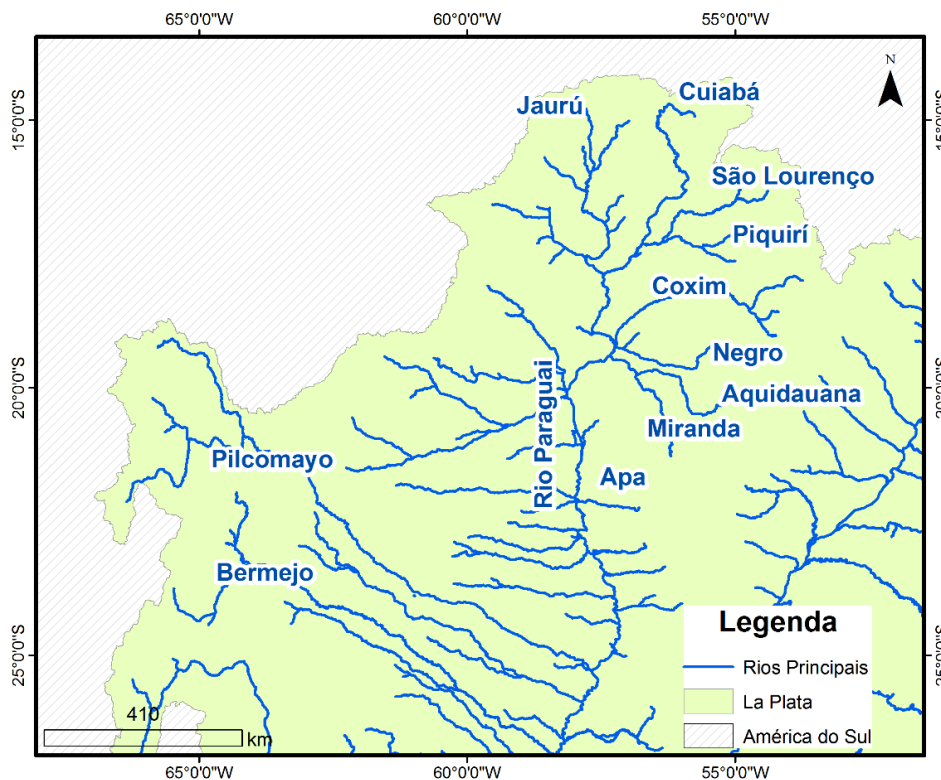


Figura 3.6: Bacia hidrográfica do rio Paraguai e alguns de seus afluentes.

A região localizada após a confluência dos rios Paraguai e Apa e antes da confluência do rio Paraguai e Paraná é denominada Baixo Paraguai. A oeste do Baixo Paraguai está localizada a região denominada Chaco (Iriondo, 1993) e os principais afluentes do Paraguai nessa região da bacia: Rio Pilcomayo (com área de 270 mil km²) e Rio Bermejo (com área de 130 mil km²). Esses dois rios nascem nos Andes e drenam para o sudeste até a confluência com o rio Paraguai. Os rios Pilcomayo e Bermejo possuem características geomorfológicas diferentes ao longo de seu percurso. Nas suas

cabeceiras, que corresponde a uma região montanhosa, os rios possuem largura que superam 300 metros em alguns trechos. Ao longo do seu percurso, ambos os rios entram no Chaco, caracterizado por declividades baixas, e sofrem perdas de água por evaporação, transpiração e infiltração (Martín-Vide et al., 2014).

O rio Pilcomayo é particularmente interessante para a Argentina e o Paraguai, pois parte do seu comprimento serve de limite internacional entre esses dois países. O rio Pilcomayo vem se modificando por processos sedimentológicos, diminuindo largura de montante para jusante. Próximo à confluência com o rio Paraguai, o rio Pilcomayo entra em dois banhados denominados Banhado La Estrella (território argentino) e Banhado Patiño (território paraguaio), ambos localizados na região do leque aluvial do rio Pilcomayo. Outra característica interessante desse rio são os canais construídos na parte baixa da bacia utilizados para manter o fluxo constante (CIC-Plata, 2015).

O rio Bermejo também é caracterizado por se modificar devido aos processos sedimentológicos da bacia. Nas cabeceiras desse rio há uma grande geração de sedimentos devido às características erosivas do mesmo, gerando aproximadamente 70% do material sólido transportado até a parte baixa da bacia do rio Bermejo (CIC-Plata, 2015).

Na região sudeste da BHP encontra-se o rio Uruguai, drenando uma área de aproximadamente 365 mil km² e tendo suas cabeceiras localizadas a elevações de 1800 metros. O rio Uruguai recebe seu nome após a confluência dos rios Pelotas e Canoas (Figura 3.7). Grande parte do território brasileiro da bacia do rio Uruguai possui solos argilosos rasos sobre uma camada de basalto de baixa permeabilidade (Collischonn et al., 2005). Ainda na região brasileira, o rio Uruguai recebe afluentes importantes, como os rios Passo Fundo, Ijuí, Ibicuí e o rio Quaraí, esse último marcado pela forte atividade de rizicultura (Collischonn et al., 2011). Em território uruguaio, recebe os rios Pepirí Guazu, Aguapié e Mocoretá. Antes do seu exutório no rio da Prata, o rio Uruguai recebe o rio Negro.

A região a jusante da confluência dos rios Paraná e Paraguai é denominada de Baixo Paraná, apresentado na Figura 3.8. Nessa região, o rio Paraná recebe afluentes de menor porte, sendo o maior deles o rio Salado, localizado na margem direita do rio Paraná. Outros afluentes da margem direita do rio Paraná são os rios Tercero e Cuarto (dão origem ao rio Carcaraña). Em alguns locais essa região também é marcada por drenagens endorréicas e drenagem mal definida. Na margem esquerda do Baixo Paraná existem outros rios de menor porte, importantes para a Argentina, como o rio Corriente, Guayquiraro, Feliciano e Gualaguay.

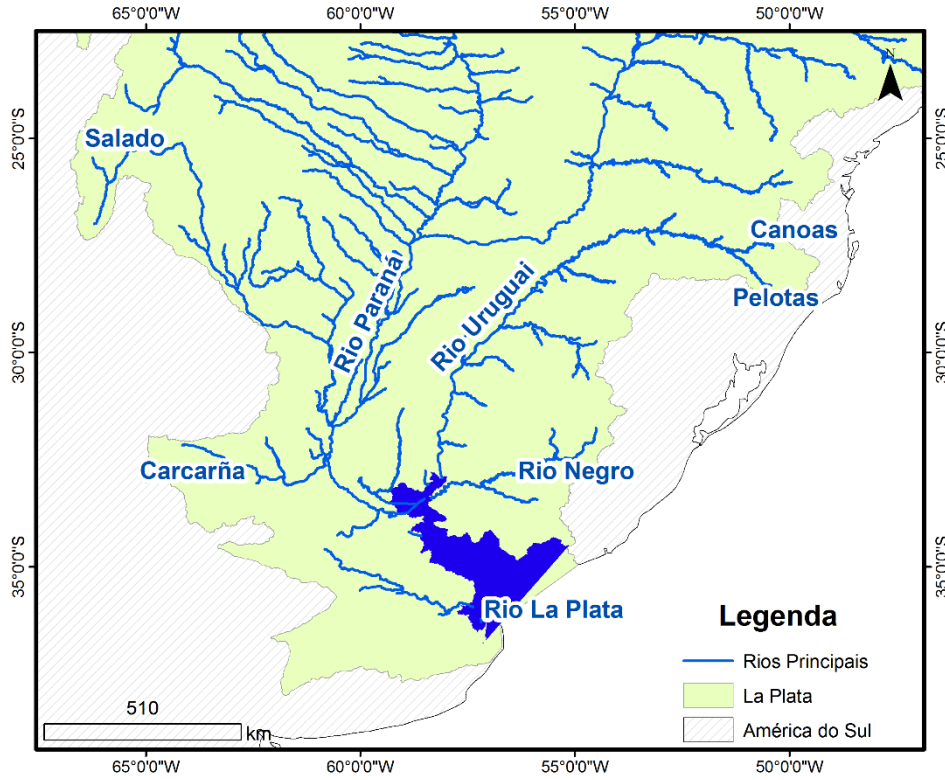


Figura 3.7: Bacia hidrográfica do Uruguai e alguns de seus afluentes.

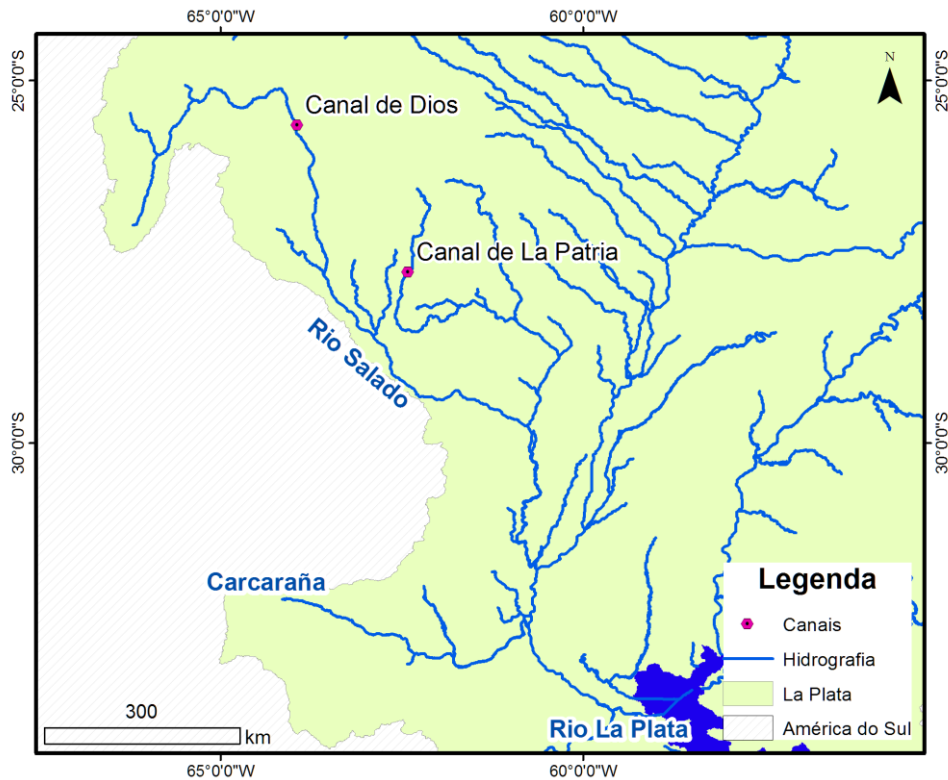


Figura 3.8: Bacia hidrográfica do Baixo Paraná, Uruguai e alguns de seus afluentes.

O rio Salado é caracterizado por possuir uma série de regiões pantanosas, denominadas “esteros”, as quais dificultam o estabelecimento de cidades. Além disso, o rio Salado também possui canais artificiais importantes como o Canal de Dios (leva água para as localidades Monte Quemado, Tintina e Sacháyoj) e Canal de La Patria (abastece a cidade de Quimilí). CIC-Plata (2015) cita que a vazão no rio Salado vem diminuindo com o tempo devido às perdas naturais e devido às derivações para os usos múltiplos, principalmente a pecuária na região.

Na bacia do Baixo Paraná se encontra também um ecossistema com características endorréicas e drenagem mal definida denominado Esteros del Iberá. Esse ecossistema possui aproximadamente 12 mil km² de área, parcialmente alagada. Grimson et al. (2013) sugerem que a região vem passando por aumentos significativos de precipitação, que em conjunto com os processos de evaporação e infiltração e características topográficas fazem com que o balanço vertical seja o principal processo para ganho de água nessa região.

3.4. Características Hidroclimatológicas

Os rios Paraná, Uruguai e Paraguai apresentam características hidroclimatológicas distintas. Vários fatores favorecem para diferenças nas vazões e precipitações: Relevo, erosão e sedimentação, agropecuária, alterações antrópicas (e.g. reservatórios e usinas hidroelétricas), desmatamento e desflorestamento, entre outros (Tucci e Clarke, 1998). A seguir será apresentado um resumo sobre as características hidroclimatológicas na BHP.

3.4.1. Precipitação e Clima

A região norte da bacia do Prata é caracterizada por um clima tropical, com verões úmidos e invernos secos. A região sul, entretanto, possui um clima temperado, caracterizado por precipitações relativamente bem distribuídas durante todo o ano. A umidade atmosférica que alcança a bacia do Prata é proveniente do Atlântico e da bacia Amazônica (Martinez e Dominguez, 2014).

A circulação de umidade causa uma grande sazonalidade das chuvas na região norte da bacia do Prata, ocasionando em um período úmido entre novembro e abril, e um período seco entre maio e outubro. Essa característica da precipitação é percebida principalmente nas bacias do Alto Paraná e Alto Paraguai. Na região sul da bacia, o regime pluviométrico é melhor distribuído, não sendo clara uma separação entre períodos secos e úmidos (Doyle e Barros, 2011).

A Figura 3.9 apresenta a precipitação média mensal espacialmente distribuída na BHP e a precipitação média mensal em dois pontos distintos da bacia. A estimativa da precipitação foi obtida através de dados de estações pluviométricas e satélite (Rozante et al., 2010). A precipitação aumenta de oeste para leste na bacia, onde os valores vão de aproximadamente 200 mm/ano até 2000 mm/ano. No eixo vertical, a precipitação

distribuída na bacia aumenta de norte a sul, passando de aproximadamente 1200 mm para 2000 mm no rio da Prata.

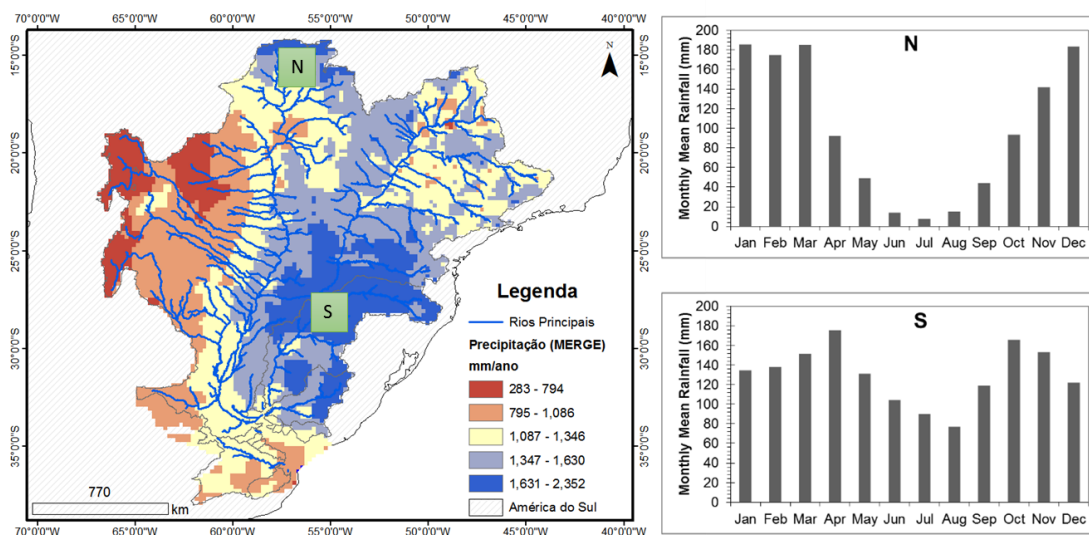


Figura 3.9: Variação espacial da precipitação na bacia hidrográfica do rio Prata. A variação é estimada por postos pluviômetros e pelos dados de satélite (Fonte: Rozante et al., 2010).

3.4.2. Vazão

A hidrologia nos rios que formam a bacia do Prata é influenciada por características do clima, relevo e geologia da bacia, além da alteração dos reservatórios na mesma. Na cidade de Corrientes, localizada a jusante da confluência entre os rios Paraná e Paraguai, a vazão média é de aproximadamente 18830 m³/s. Aproximadamente 75% da vazão em Corrientes é proveniente da bacia do Alto Paraná (13910 m³/s em Itatí) e apenas 25% é proveniente do rio Paraguai (4550 m³/s em Puerto Bemerjo). Apesar da grande diferença entre as vazões, as áreas de drenagem do Alto Paraná e do Paraguai são semelhantes. Ambas as bacias drenam aproximadamente 1 milhão de km². A localização desses pontos é apresentada na Figura 3.10.

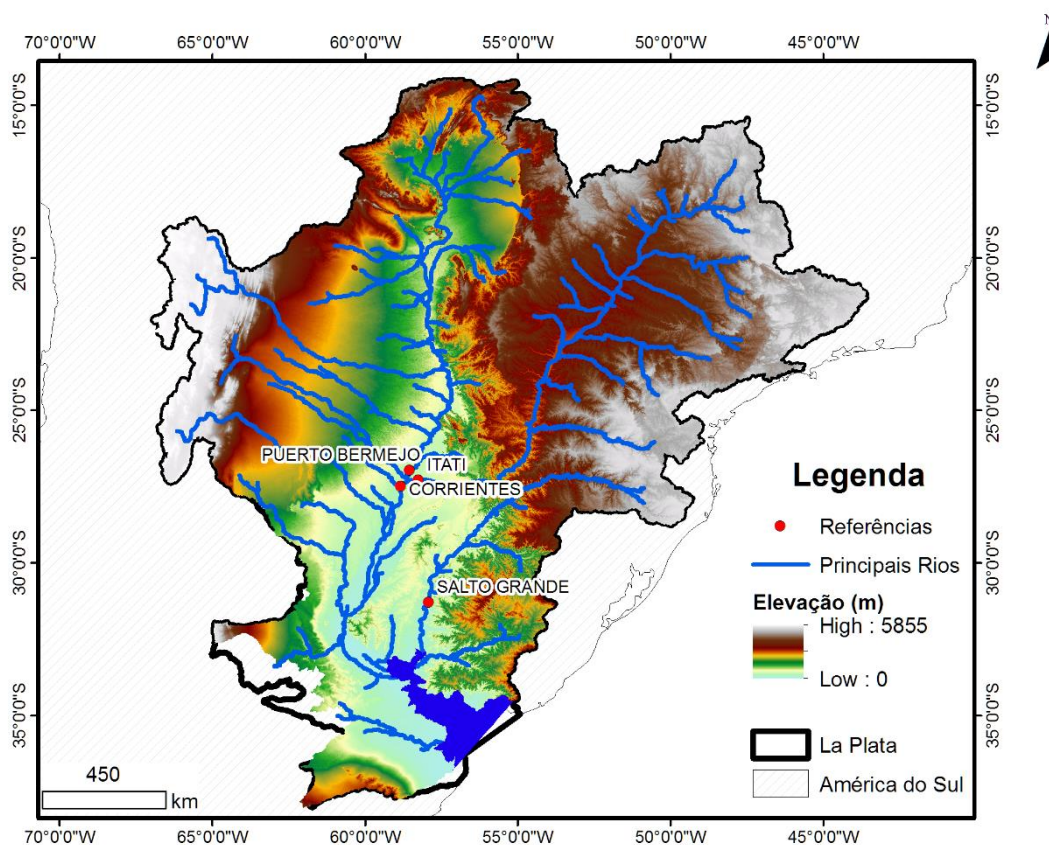


Figura 3.10: Estações fluviométricas de Corrientes (a jusante da confluência entre Paraná e Paraguai), Itatí (a montante da confluência entre Paraná e Paraguai), Puerto Bermejo (no rio Paraguai) e Salto Grande (no rio Uruguai).

Parte dessa diferença entre as vazões das bacias do Alto Paraná e Paraguai pode ser explicada devido a diferença de precipitação nas duas bacias. Outra razão da diferença é o relevo. O rio Paraguai possui uma das maiores áreas alagadas do mundo – o Pantanal – que possui cerca de 140000 km² de área inundada. A planície do Pantanal permanece inundada no período seco, ocasionando grandes perdas por evaporação (Paz et al., 2014, Bravo et al., 2012).

Além do Pantanal, alguns rios da bacia do Paraguai, como os rios Bermejo e Pilcomayo, apesar de possuírem áreas de drenagem relativamente grandes, sofrem com perdas de água em seu percurso. Essas perdas podem estar associadas às baixas precipitações na região dos Andes – que corresponde às cabeceiras desses rios - e também devido às características topográficas da região do Chaco, ocasionando perdas por evaporação, infiltração e transpiração (Martín-Vide et al., 2014).

A vazão média de longo período no rio Uruguai, na usina hidroelétrica de Salto Grande, é de 4708 m³/s. Finalmente, a vazão total no rio da Prata pode ser estimada pela soma da vazão do rio Uruguai (em Salto Grande) e do rio Paraná (em Corrientes). Sendo assim, o valor alcançado é de aproximadamente 23500 m³/s.

A Tabela 3.1 apresenta as áreas de drenagem, vazão média e vazão anual específica em estações localizadas no Alto Paraná (Itati), Paraguai (Puerto Bermejo), a jusante da confluência entre Paraná e Paraguai (Corrientes) e Uruguai (UHE Salto Grande). A Figura 3.11 apresenta a vazão média mensal nesses mesmos pontos. Pode ser observado na figura que as vazões máximas no rio Paraná (Itati e Corrientes) acontecem no verão austral. No rio Uruguai, as máximas acontecem durante o fim do inverno e primavera. No rio Paraguai as vazões são mais constantes devido ao fato do armazenamento no Pantanal. A inundação no Pantanal também causa uma defasagem no tempo de pico do Paraguai de aproximadamente 3 meses e perdas de água por evaporação, infiltração e transpiração.

Tabela 3.1: Vazão média de longo período e vazão específica em diferentes pontos da BHP. Os valores foram calculados com base em dados de 1911 até 2004.

Local	Rio	Área de Drenagem (km ²)	Vazão média (m ³ /s)	Vazão anual específica (mm)
Itatí	Paraná	953,950	13,910	436
Puerto Bermejo	Paraguai	1,135,624	4,550	126
Corrientes	Paraná	1,950,000	18,830	304
Salto Grande	Uruguai	243,404	4,708	610

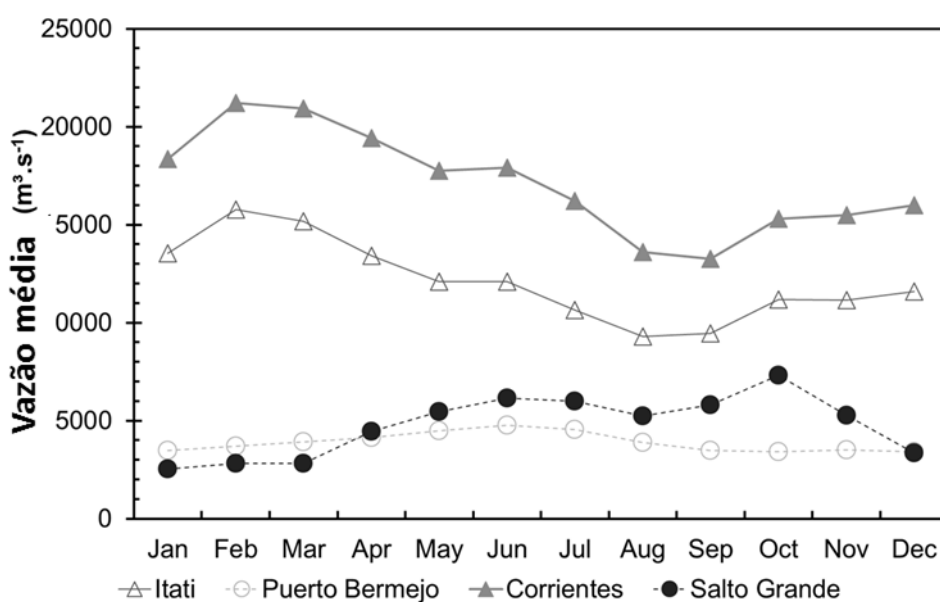


Figura 3.11: Vazão média em Corrientes (a jusante da confluência entre Paraná e Paraguai), Itatí (a montante da confluência entre Paraná e Paraguai), Puerto Bermejo (no rio Paraguai) e Salto Grande (no rio Uruguai).

A jusante de Corrientes, no Baixo Paraná, a vazão média de longo período não aumenta. Isso se deve provavelmente às perdas por evaporação e infiltração nas áreas planas,

além das regiões com drenagem endorréica do Baixo Paraná. Em Timbués, próximo ao exutório do rio Paraná, a vazão média é de aproximadamente 17,500 m³/s, cerca de 1,000 m³/s menor que a vazão média em Corrientes. A dificuldade de se medir vazão em um rio composto por uma grande planície de inundação como o rio Paraná pode fazer com que esse valor de vazão média esteja subestimado.

Além das características fisiográficas e climáticas que influenciam na vazão da BHP, o número de grandes reservatórios na bacia – quase 100 reservatórios – também é um fator que merece ser mencionado. Na bacia do Alto Paraná, por exemplo, apesar da quantidade significativa de reservatórios, o volume de armazenamento dos mesmos não é suficiente para alterar o armazenamento médio de longo período (Doyle e Barros, 2011). Isso se torna visível comparando-se as vazões afluente e defluente de Itaipu (Figura 3.12), por exemplo, que possui baixa capacidade de amortecimento. As médias das vazões defluente e afluente à Itaipu são 10029 m³/s e 10930 m³/s respectivamente, indicando uma pequena variação nessa vazão de referência (vazões médias obtidas em ONS – Operador Nacional do Sistema Elétrico Brasileiro).

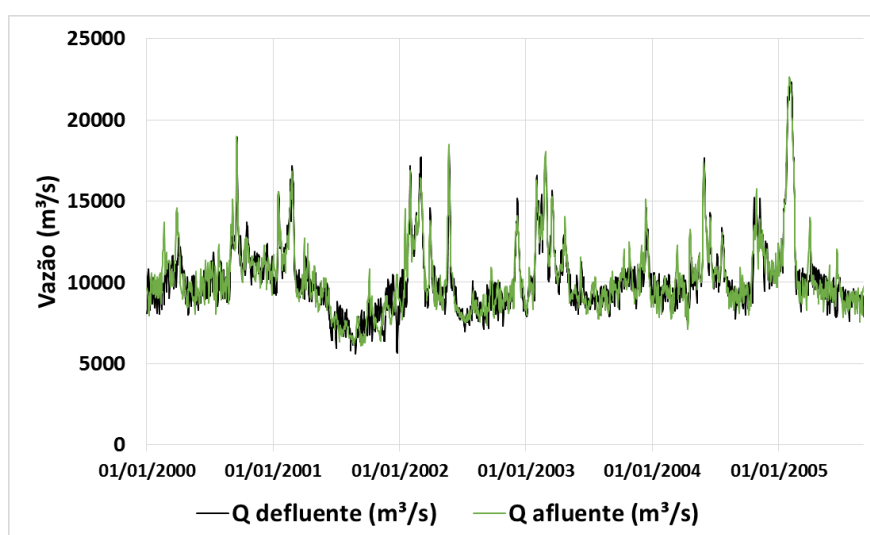


Figura 3.12: Vazão afluente e defluente em Itaipu (m³/s).

Entretanto, a operação dos reservatórios em conjunto na bacia, comparada a uma situação hipotética desconsiderando a existência dos reservatórios, altera significativamente vazões extremas. A Figura 3.13 apresenta dois hidrogramas em Itaipu: Um hidrograma das vazões sob a influência da operação dos reservatórios e outro que corresponde ao cenário sem reservatórios no Alto Paraná. Nesse caso, a diferença é visível nos hidrogramas. Como pode ser observado na figura, eventos extremos máximos e mínimos são amortecidos. Apesar disso, a média das vazões continua semelhante: 10930 m³/s, com influência dos reservatórios e 11450 m³/s, correspondente às vazões naturalizadas (vazões médias obtidas em ONS – Operador Nacional do Sistema Elétrico Brasileiro).

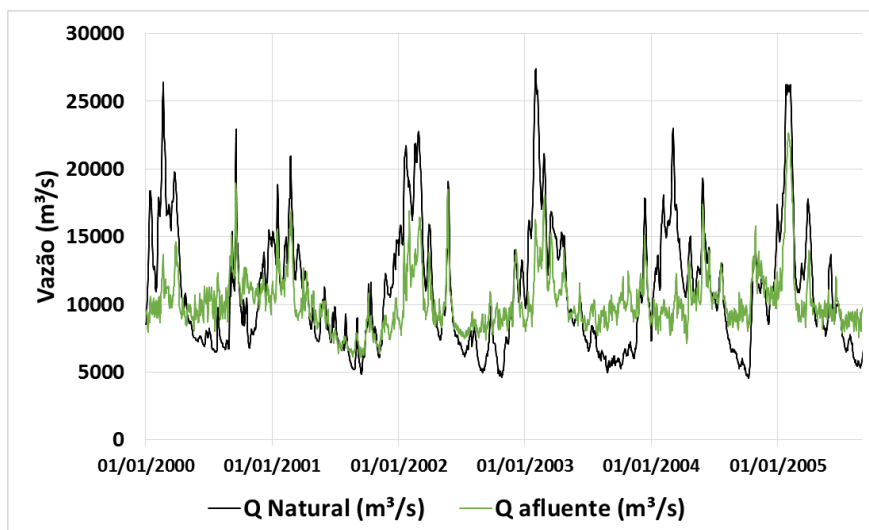


Figura 3.13: Vazão afluyente e naturalizada em Itaipu (m^3/s).

Existem poucas pesquisas que abordam a questão dos reservatórios na bacia do Prata. Stevaux et al. (2009), por exemplo, analisam o regime de vazões – vazões médias, máximas e mínimas de postos fluviométricos – ao longo de vários anos no trecho do rio Paraná entre a UHE Porto Primavera e Itaipu. As análises indicaram modificações no regime de vazão e nos processos sedimentológicos da região antes e após a construção de Porto Primavera. Os autores também citam que essas modificações influenciaram a ecologia da região, como a reprodução de espécies de peixes.

Com relação à vazão e velocidade, que são características hidrodinâmicas mais relacionadas com esse estudo, os autores mostram que a amplitude das vazões se tornou menor quando comparado os períodos pré-construção e pós-construção de Porto Primavera. Essa análise foi feita através do coeficiente $Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$, onde $Q_{\text{máx}}$ é a média das vazões máximas e $Q_{\text{mín}}$ é a média das vazões mínimas. No período pré-construção, o valor de $Q_{\text{máx}}$ era aproximadamente 3 vezes maior que $Q_{\text{mín}}$. Enquanto no período pós-construção, esse valor foi de 2,5 vezes maior. A velocidade, por sua vez, era de 0,88 m/s no período pré-construção, diminuindo para 0,56 m/s no período pós-construção. Segundo Stevaux et al. (2009), essas diferenças provavelmente foram causadas pela operação da UHE Porto Primavera.

Vale citar que as variações nas vazões na bacia também podem ser influenciadas pela variabilidade do clima entre décadas diferentes nessa bacia. Essa variabilidade é mostrada nas pesquisas de Stevaux et al. (2009) e CIC-Plata (2016).

3.4.3. Variabilidade nas vazões

Uma característica importante na BHP é o aumento de vazão ocorrido a partir de 1970. Alguns autores apontam como causa desse aumento as práticas agropecuárias e o aumento da precipitação (Tucci e Clarke, 1998; Krepper e Venturini, 2009; Genta et al., 1997). Esses autores indicam que essa mudança pode ser mais permanente se ela estiver

ligada a mudanças de uso do solo. A Figura 3.14 apresenta a média mensal dos volumes escoados em quatro rios da BHP (Paraná, Uruguai, Paraguai e Negro) em dois cenários: antes e depois da década de 1970.

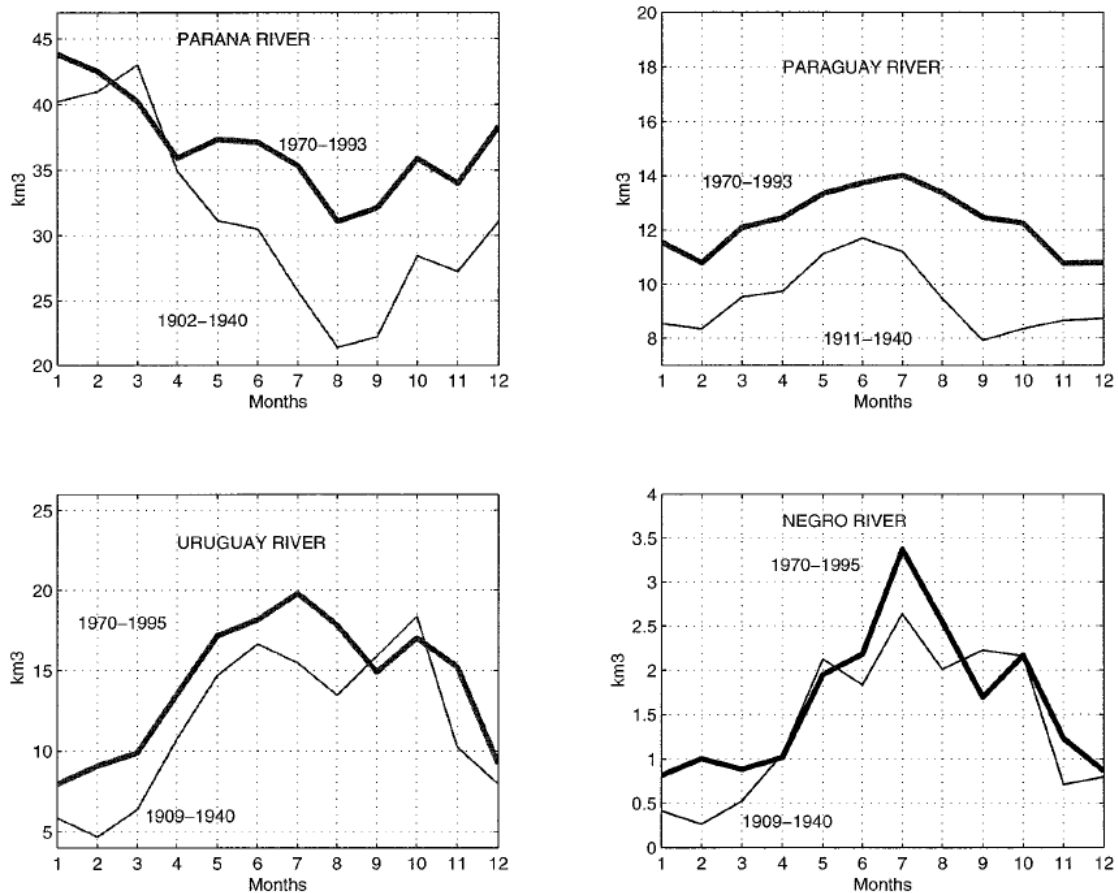


Figura 3.14: Média mensal dos volumes escoados nos rios Paraná, Paraguai, Uruguai e Negro em cenários divididos pela década de 1970 (Fonte: *Genta et al., 1997*).

Ao longo dos anos, a bacia do Prata apresentou uma tendência positiva, ou seja, de aumento, nas precipitações. Vários estudos atribuem o aumento da precipitação ao fenômeno climático ENSO (El Niño-Southern Oscillation) (Doyle e Barros, 2011; Boulanger et al., 2005). Outros autores citam que o aumento das precipitações, principalmente a partir da década de 1970 é parte de um processo de mudanças climáticas globais devido ao aumento da concentração de gases de efeito estufa (Berbery et al., 2006).

Na bacia do Alto Paraná, a montante de Itaipu, o coeficiente de escoamento, dado pela razão entre vazão média anual e precipitação média anual, aumenta em 86% após a década de 70. Nesse mesmo período, a precipitação média anual aumenta em 7% (Krepper, et al., 2008). Um comportamento semelhante também é visto em toda a BHP. O aumento da vazão é associado ao aumento da precipitação, diminuição da evapotranspiração devido ao desflorestamento e aos efeitos do fenômeno climático ENSO (El Niño-Southern Oscillation) (Doyle e Barros, 2011; Berbery et al., 2006; García e Mechoso, 2005). Müller et al. (1998) mostram um resultado semelhante. Os autores

indicam que a montante de Itaipu o aumento da precipitação pode explicar o aumento da vazão na bacia, entretanto, a jusante e na região de Itaipu o aumento da precipitação não é compatível com o aumento da vazão, sugerindo que outros fatores (e.g. desmatamento) interferem no processo.

3.5. Estudos antecedentes

Pesquisas sobre a hidrologia e climatologia da BHP aumentaram em número e complexidade ao longo dos anos. Inicialmente, as pesquisas diagnosticavam os recursos hídricos da bacia com base em estações de chuva e vazão dentro da bacia e sem o uso de modelagem. Com o passar dos anos e com os avanços na computação e sensoriamento remoto, as pesquisas se tornaram mais complexas, sendo auxiliadas por modelagem hidrológica, modelagem climática e dados obtidos de satélites.

Um estudo importante para a BHP foi feito pela Organização dos Estados Americanos (OEA). O trabalho de 1969, intitulado “Bacia do Rio da Prata. Estudo para sua planificação e desenvolvimento” caracterizava as sub-bacias principais da BHP, além de indicar a necessidade de investimento em dados hidroclimatológicos.

Posteriormente, outras pesquisas diagnosticaram os recursos hídricos da bacia. García e Vargas (1996), por exemplo, utilizaram dados *in situ* para avaliar a variabilidade espacial da vazão na BHP. Os resultados obtidos nessa pesquisa mostram a heterogeneidade das vazões na bacia do Prata. Citam-se, por exemplo, as vazões médias anuais de aproximadamente 12.000 m³/s em Posadas, no rio Paraná, contra apenas 4.000 m³/s no Paraguai, na confluência com o rio Paraná.

A variabilidade temporal das vazões na BHP também é de grande importância. A BHP passou por um aumento notável nas vazões a partir da década de 1970. García e Vargas (1998) e Tucci e Clarke (1998) mostraram um aumento das vazões em toda a bacia do Prata a partir dessa década. Como exemplo, calcula-se um aumento superior a 46% em Rosana, no rio Paranapanema, comparando as vazões médias nos períodos de 1930-1970 e 1970-1990. Em Corrientes, no rio Paraná, esse valor é de aproximadamente 30% nesse período. Outros trabalhos também mostram a variabilidade temporal da vazão e principalmente o aumento nas vazões a partir de 1970 (Krepper e Venturini, 2009; Genta et al., 1997; Muller et al., 1998; Conway e Mahé, 2009). Esse efeito é associado ao aumento da precipitação e práticas de desflorestamento na bacia, porém alguns trabalhos, como Muller et al. (1998) mostram que o aumento de vazão a partir de 1970 é principalmente devido ao desflorestamento na bacia e que o aumento de precipitação – cerca de 18% nas cabeceiras do Paraná e 6% na bacia incremental de Itaipu – não é o principal fator para o aumento das vazões médias.

Recentemente, Bayer (2014) utilizou o modelo hidrológico MGB-IPH no contexto de mudança de cobertura vegetal na bacia do rio Paraná até Itaipu, mostrando que o desmatamento causa um impacto significativo nas variáveis hidrológicas (e.g. interceptação, evapotranspiração e vazão).

Ainda no contexto de variabilidade temporal de vazões, Saurral et al., (2008) analisaram o impacto da mudança da cobertura vegetal na bacia do rio Uruguai. O resultado dessa pesquisa difere um pouco das outras nessa área, pois os autores atribuem a mudança das alterações nas vazões a partir da década de 1970 ao aumento na precipitação. Segundo os autores, no Uruguai a mudança da cobertura vegetal pode não ter sido tão significativa, visto que houve uma mudança de campo para agricultura e não um processo de desflorestamento.

No contexto de mudanças climáticas existem vários estudos em escala global que normalmente apresentam resultados sobre a América do Sul, mais precisamente nas bacias dos rios Amazonas, São Francisco e Paraná. Um dos principais estudos é o relatório do IPCC (Painel Intergovernamental das Mudanças Climáticas). Os relatórios do IPCC apresentam um resumo das vazões em escala global de acordo com as projeções de 12 modelos de circulação global (Bates et al., 2008). Os resultados indicam que há uma tendência de aumento na bacia do Prata. Além disso, a pesquisa sugere que, de acordo com os modelos climáticos, na parte sudeste da bacia do Prata, incluindo o Uruguai, 90% dos modelos concordam que haverá um aumento no escoamento. Esse resultado é semelhante ao estudo de Arnell e Gosling (2013), que utilizaram uma versão do modelo hidrológico PDM e as projeções de clima de 21 modelos climáticos cujos resultados foram utilizados na elaboração do Quarto relatório do IPCC. Nesse estudo, os resultados na bacia do Prata também mostram um aumento das vazões para os períodos futuros.

Além dos estudos relativos ao IPCC existem outras pesquisas que analisam o efeito das mudanças climáticas em rios que fazem parte da bacia. Essas pesquisas apresentam conclusões semelhantes. As pesquisas apontam um aumento no escoamento nos períodos futuros, assim como uma incerteza nos GCMs (*Global Circulation Models*) utilizados para estimar as variáveis climáticas para cenários futuros. Como exemplo, podem ser citadas as pesquisas de Saurral (2010), Nóbrega et al. (2011), Adam (2011), Adam et al. (2015), Paiva et al. (2011c), Bravo et al. (2014) e Grimson et al., (2013), que utilizaram GCMs e avaliaram o impacto nas vazões em diferentes locais da bacia, e a pesquisa de Pontes et al (2013), que analisaram a sensibilidade das vazões na bacia do rio Paraná, até Itaipu, devido a variação nas precipitações. Além dessas pesquisas cita-se também Lima et al. (2014), que analisaram o efeito das mudanças climáticas nas bacias hidrográficas do setor elétrico brasileiro, entre elas, as porções brasileiras das bacias do Paraná, Uruguai e parte do Paraguai.

Saurral (2010) é particularmente interessante, pois a análise foi feita em toda a BHP. O autor simulou o ciclo hidrológico na bacia do Prata utilizando o modelo VIC e cenários futuros de temperatura e precipitação de diferentes GCMs (*Global Circulation Models*). A pesquisa avalia os resultados em seis pontos ao longo dos três principais rios da bacia (Paraná, Paraguai e Uruguai): Salto Grande, Passo de los Libres, Jupιά, Posadas, Ladário e Salto Caxias. Na etapa de calibração do modelo VIC, os resultados mostram uma dificuldade em representar as vazões em rios com planície e baixas declividades. Isso pode ser atribuído ao fato do modelo não representar escoamento na planície de inundação. Em termos gerais, a pesquisa aponta um aumento das vazões médias de 10% até 30% nos cenários futuros na BHP. É importante citar que apesar das incertezas

associadas aos GCMs, existem simplificações no modelo hidrológico utilizado que podem contribuir para a dificuldade em representar o ciclo hidrológico.

Ainda no contexto de mudanças climáticas, CIC-Plata, (2016) avaliaram o impacto das mudanças climáticas estimadas pelo modelo regional ETA-CPTEC, com resolução espacial de 10 km, nas vazões da bacia do Prata. Nesse estudo foi utilizado o modelo MGB-IPH com propagação Inercial e representação da planície de inundação – o mesmo utilizado nessa tese – para simular a BHP. Em termos de calibração, os resultados apontam uma melhoria em relação aos estudos utilizando o modelo VIC na bacia do Prata. Isso se deve principalmente à melhoria do modelo de propagação. O estudo realizado por Collischonn et al (2015) foi inserido no projeto Modelagem Hidrológica e Hidrodinâmica da Bacia do Prata e efeitos das mudanças climáticas, financiado pelo CIC-Plata – Comitê Intergovernamental Coordenador da Bacia do Prata – e pelo Departamento de Desenvolvimento Sustentável da Secretaria Geral da Organização dos Estados Americanos (DDS/SG-OEA).

CIC-Plata (2016) mostrou que resultados das projeções de mudanças climáticas sobre as vazões dos rios da bacia do Prata indicam que pode haver aumento ou redução das vazões médias e mínimas, dependendo da região e do período analisado. Na bacia hidrográfica do rio Uruguai e na bacia hidrográfica do rio Iguaçu as projeções indicam aumento de vazões médias e mínimas. Na região Norte da bacia do Paraná, especialmente na bacia do rio Paranaíba, e na região do Alto Paraguai, as projeções sugerem que haverá uma redução inicial da vazão média seguida por um aumento posterior da vazão média. As projeções de vazões mínimas, por outro lado, indicam redução de vazão. Na região do Chaco, representada pelos rios Bermejo e Pilcomayo, há projeções mais consistentes de aumento de vazões médias e mínimas. Em Itaipu, no rio Paraná, as projeções indicam uma redução inicial da vazão média, seguida por um aumento, ao longo do século XXI. Já em Timbues, no rio Paraná, mais próximo à foz do rio da Prata, as projeções indicam que tanto as vazões médias e mínimas inicialmente diminuem, e depois aumentam ao longo do século XXI, relativamente ao período de 1960 a 1990.

O MGB-IPH também já foi aplicado com sucesso em estudos anteriores sobre impactos de mudanças climáticas em sub-bacias hidrográficas do Prata, incluindo o rio Grande (Nóbrega et al. 2011) o rio Ibicuí, importante afluente do rio Uruguai (Adam, 2011), o rio Quaraí, entre o Rio Grande do Sul e o Uruguai (Paiva et al., 2011c), e o rio Paraguai na região do Pantanal (Bravo et al., 2014).

Existem também pesquisas anteriores que visaram representar o regime hidrológico em diferentes partes da BHP. Algumas dessas pesquisas foram mais simplificadas (Collischonn et al., 2007; Pontes et al., 2012) e outras utilizaram modelos mais complexos para representação dos processos hidrológicos (Paz et al., 2014).

Collischonn et al. (2007) aplicaram o MGB-IPH (em sua forma original, ou seja, utilizando o método de Muskingum-Cunge para propagação e representando a bacia em células quadradas menores) para avaliar a hidrologia e questões relacionadas com a parametrização do modelo hidrológico nas bacias do rio Taquari-Antas, no Rio Grande do Sul, Alto Uruguai e Taquari, no Mato Grosso do Sul. O modelo foi calibrado na bacia

do Taquari-Antas e os parâmetros foram regionalizados para o Alto-Uruguai e Taquari, mostrando que a transferência de parâmetros é válida para essas regiões.

Pontes et al. (2012) utilizaram dados de vazões naturalizadas nas UHEs e vazões observadas em estações fluviométricas para calibrar o modelo MGB-IPH na bacia do Paraná, delimitada até Itaipu. Os resultados mostram que o modelo é capaz de representar satisfatoriamente bem as vazões na bacia. Fan et al. [2013] avaliaram o uso de dados de precipitação obtidas do produto MERGE na simulação hidrológica da bacia do Paraná utilizando o MGB-IPH. O MERGE é um produto que utiliza dados de precipitação por satélite do TRMM (*TRMM Multisatellite Precipitation Analysis*) complementados por dados de várias estações pluviométricas diárias na América do Sul. A avaliação foi realizada em escala de tempo mensal, comparando as vazões geradas pelo MGB-IPH utilizando dados de precipitação do MERGE e vazões naturalizadas nas UHEs. Os resultados mostram que para essa escala temporal o MERGE representa a hidrologia da bacia satisfatoriamente, apesar de algumas diferenças entre as vazões calculadas e naturalizadas.

Na bacia do Alto Paraguai, o Projeto EDIBAP (Brasil, 1979) foi um dos estudos pioneiros sobre modelagem dessa bacia. Nesse projeto foi utilizado o modelo Muskingum-Cunge de propagação de vazão e o modelo SSARR.

Ainda no Alto Paraguai, Bravo et al. (2012) acoplaram um modelo hidrológico (MGB-IPH) a um modelo hidrodinâmico (HEC-RAS) para avaliar a o regime hidrológico e hidrodinâmico no Alto Paraguai. Nessa pesquisa o modelo hidrológico foi utilizado para geração de escoamento e propagação em bacias de cabeceira, enquanto o modelo HEC-RAS foi utilizado para a propagação da vazão (gerada a partir do MGB-IPH) nos rios principais. A pesquisa mostra que apesar da escassez de dados e da complexidade do sistema hídrico do Pantanal, onde ocorrem transferências de fluxo entre rio e planície, o acoplamento entre os modelos possibilitou a representação do regime hidrológico do local. Allasia et al. (2007) utilizam a mesma abordagem com o objetivo de avaliar a previsibilidade hidroclimática de curto prazo do Alto Paraguai.

Para avaliar mais detalhadamente a transferência de fluxos entre rio e planície no Pantanal, Paz et al. (2014) utilizaram um modelo hidrodinâmico unidimensional para propagação de vazões no canal principal e o modelo Inercial bidimensional para escoamento na planície de inundação. Além disso, os autores também consideraram um balanço hídrico superficial na planície de inundação. Como conclusão, os autores mostram que a modelagem mais física no processo hídrico de propagação de vazão em rios e planícies, assim como a consideração do balanço hídrico na planície do Pantanal, é de grande importância. Miguez (1994) também utilizou um modelo hidrodinâmico de células para representar a bacia do Alto Paraguai, mais precisamente a região do Pantanal. Os resultados mostram que essa abordagem é adequada para simular uma região plana e com drenagem mal definida como a região do Pantanal.

Existem também alguns estudos em sub-bacias do Alto Paraná de forma isolada. Araújo (2011) avaliou o regime hidrológico do rio Paranapanema. Collischonn et al. (2007b) utilizaram o modelo MGB-IPH para realização de previsões de vazão na bacia hidrográfica do rio Paranaíba. Filho (2010) utilizou o modelo TOPMODEL para simular a

bacia do rio Pirajuçara, um afluente do rio Tietê. Nessa pesquisa, Filho (2010) utilizou dados de telemetria e radar meteorológico para calibrar e validar eventos ocorridos em 2008 e 2009 na bacia.

No Baixo Paraná, mais precisamente em território argentino, existem alguns estudos restritos a algumas regiões da bacia. Rodriguez et al. (2003) utilizaram o modelo hidrodinâmico unidimensional HEC-RAS e o modelo bidimensional RMA2 para avaliar o impacto da construção hipotética de uma usina hidrelétrica no Baixo Paraná. Prario et al. (2011) utilizaram o modelo hidrodinâmico bidimensional Water Quality Map (WQMap) para simular o estuário do rio da Prata.

Com relação ao processo de geração de sedimentos na bacia, Badano et al. (2012) desenvolveram um modelo hidrodinâmico e sedimentológico para avaliar e quantificar o processo de sedimentação do Delta do Paraná. Os autores citam que, devido ao processo sedimentológico da bacia hidrográfica, o delta vem crescendo dezenas de metros por ano e esse crescimento pode ser intensificado devido às possíveis mudanças climáticas na bacia. Ainda nesse contexto, Guerrero et al. (2013) investigaram qual seria o impacto das mudanças climáticas no custo da dragagem da hidrovia do Paraná para mantê-la em funcionamento. Os autores utilizaram o modelo hidrodinâmico HIDROBID II e o modelo AGRADA para estimativa do custo de dragagem. Os autores sugerem que o custo relativo à dragagem para manter o funcionamento atual da hidrovia seria em média 30 milhões de dólares anuais.

Apesar da existência de várias pesquisas relacionadas a sub-bacias ou regiões específicas da bacia, são poucas as aplicações de modelagem hidrológica para a análise da bacia do Prata na sua totalidade. Devem ser mencionadas duas aplicações do modelo VIC “Variable Infiltration Capacity model” na bacia do Prata. Su et al. (2008) e Su e Lettenmaier (2009), ambas inseridas no projeto CLARIS-LBP – A Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies in La Plata Basin. É importante citar o modelo de propagação considerado no modelo VIC é muito simplificado, considerando uma relação linear entre a vazão e a velocidade do rio. Além disso, o modelo não considera o efeito da planície de inundação, tornando os resultados limitados.

Su et al. (2008) avaliaram a aplicabilidade de dados de precipitação estimados por satélite (TRMM Multisatellite Precipitation Analysis) na bacia do Prata. A comparação foi feita de duas formas: comparação entre as precipitações obtidas pelo satélite TRMM e de estações *in situ*; e de vazões geradas a partir do modelo VIC usando dados de precipitação de satélite e estações *in situ*. Os resultados da comparação entre as fontes de precipitação mostram que, em escala de tempo diária, os resultados obtidos usando as duas fontes de precipitação tendem a concordar entre si nos locais analisados. Ainda assim, as precipitações estimadas usando o satélite TRMM são levemente maiores e superestimam a ocorrência de eventos chuvosos.

Os resultados de vazão simulada utilizando as duas fontes de precipitação corroboram as conclusões sobre a superestimativa da precipitação estimada pelo satélite TRMM. Em Paso de Los Libres (Uruguai), onde não há planície de inundação e a resposta do rio aos eventos de precipitação é mais rápida, o erro de volume das vazões simuladas pelo

modelo VIC usando estações pluviométricas e vazões observadas foi de apenas 2%. Já o erro de volume das vazões simuladas pelo modelo VIC usando precipitações do satélite e estações *in situ* superou 24%. Resultados semelhantes foram obtidos também nos pontos analisados na bacia do rio Paraná e Iguazu. No Rio Paraguai, especificamente em Ladário, os resultados da comparação das vazões simuladas utilizando precipitação por satélite e *in situ* foram bem piores, provavelmente devido ao fato de que nesses locais existirem menos postos pluviométricos para validar a informação do satélite e também devido ao fato dos erros de volume serem piorados ainda mais pela desconsideração dos efeitos relacionados à planície de inundação no modelo VIC. Nesse local, o coeficiente Nash-Sutcliffe das vazões simuladas pelas duas fontes de precipitação foi negativo, enquanto o erro de volume superou 48%.

Na segunda pesquisa de Su e Lettenmaier (2009), os autores calibraram o modelo VIC com dados de precipitação *in situ* e dados de vazão observada para quantificar o balanço hídrico na BHP. Essa pesquisa comparou os resultados de vazão obtidos pelo modelo com dados observados *in situ* e de reanálise do produto ERA-40 no período de 1979 até 1999. Em geral, os resultados da calibração mostraram que o modelo apresenta bons resultados de vazão simulada na bacia do Rio Uruguai. Entretanto, o modelo superestima as vazões principalmente nos rios com grandes planícies, como no rio Paraguai em Ladário e Puerto Bermejo e no Baixo Paraná. Nesses locais os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe das vazões simuladas e observadas é negativo. A superestimativa das vazões pode ser devido ao fato do modelo VIC não representar o escoamento na planície de inundação, fazendo com que os picos de vazão não sejam atenuados nas cheias.

Além disto, existem abordagens de simulação na escala global (e.g. Decharme et al., 2011; Yamazaki et al., 2011; Yamazaki et al., 2013) que combinam modelos de superfície (“Land surface Models”), que simulam o processos hidrológicos verticais como evapotranspiração e fluxo d’água no solo, combinados com modelos dedicados a simulação da propagação de vazões em rios e várzeas de inundação (“River-Flood Models”), incluindo a bacia do Prata mas com um detalhamento mais grosseiro do que poderia ser obtido com um modelo regional dedicado a esta região. Yamazaki et al. (2011) e Yamazaki et al. (2013), por exemplo, apresentam os resultados de vazão simulada no exutório do rio Uruguai. Nesse local, o coeficiente Nash-Sutcliffe das vazões simuladas e observadas foi de 0,29.

Diante disso, apesar das pesquisas realizadas na BHP no contexto de compreensão da hidrologia, existem poucas pesquisas que investigam de forma detalhada aspectos do regime hidrológico em toda bacia, como os grandes fluxos e áreas de armazenamento de água da região. Ainda assim, essas pesquisas utilizam um modelo que não considera o escoamento na planície de inundação, processo de grande importância em uma bacia como a BHP.

4. METODOLOGIA

4.1. Introdução

De acordo com o capítulo 1, os objetivos dessa tese são:

- Investigar as vazões, níveis e áreas inundadas na bacia hidrográfica do Prata através da modelagem hidrológica e hidrodinâmica.
- Analisar os impactos na hidrologia da bacia devido aos efeitos oriundos de reservatórios.

O primeiro objetivo motiva a investigação da hidrologia da BHP através da análise do funcionamento da mesma com o uso de modelagem hidrológica e hidráulica. Para isso, é proposto um aperfeiçoamento do modelo hidrológico MGB-IPH no módulo de propagação em rios. Os dados de entrada para a utilização do modelo hidrológico e hidráulico são de dois tipos: dados físicos e dados hidro-climatológicos. Os primeiros dados são utilizados nas etapas de pré-processamento da bacia. Os dados hidro-climatológicos são utilizados para geração de chuva e clima distribuídos no tempo e espaço sobre a bacia. Na etapa de discretização da bacia em minibacias são extraídas informações de comprimento e declividade de rios, assim como informações da planície de inundação em cada minibacia.

Após a etapa de preparação do modelo hidrológico e hidráulico é realizada a etapa de ajuste dos parâmetros hidrológicos do modelo MGB-IPH. Essa etapa visa verificar se as vazões simuladas representam razoavelmente os dados observados de vazão. Para isso são utilizadas medidas de desempenho que são explicadas posteriormente.

Ainda sobre a calibração, é utilizado inicialmente o modelo Muskingum-Cunge para a realização da mesma. Esse método foi escolhido devido ao tempo de simulação ser mais rápido que o modelo Inercial. A calibração do modelo hidrológico é possível de ser feita usando diferentes métodos de propagação de vazão nos rios porque os parâmetros calibráveis do modelo são referentes aos processos de transformação chuva-vazão. Não são calibrados parâmetros hidráulicos da propagação de vazões nos rios, com exceção da largura e profundidade em alguns rios.

Após a calibração do modelo, realiza-se uma verificação utilizando o modelo Inercial para o mesmo período de calibração. Essa verificação tem como objetivo analisar se a melhoria na representação do processo de propagação de vazão, advinda do modelo Inercial e da representação da planície de inundação, é capaz de gerar algum benefício em relação ao modelo simplificado.

Também foi analisado o modelo de propagação de vazão utilizado e do efeito da planície de inundação nas simulações. Além disso, também foi realizada uma etapa de verificação de níveis e áreas inundadas obtidos pelo modelo MGB-IPH. Nessa etapa foram utilizados dados de sensoriamento remoto.

A segunda questão motiva a investigação da BHP avaliando a possível alteração de variáveis hidrológicas, como vazões de referência, devido às alterações antrópicas. Para alcançar esse objetivo é realizado um processo de substituição das vazões simuladas por vazões afluentes do reservatório de Itaipu e análise do impacto da regularização ao longo do rio Paraná, de Itaipu até o exutório. A análise foi restrita a esse trecho devido à disponibilidade de dados de reservatórios.

Nas seções a seguir são descritos com detalhe os diferentes métodos e materiais usados nessa pesquisa. Além disso, na Figura 4.1 é apresentado o fluxograma com as etapas realizadas.

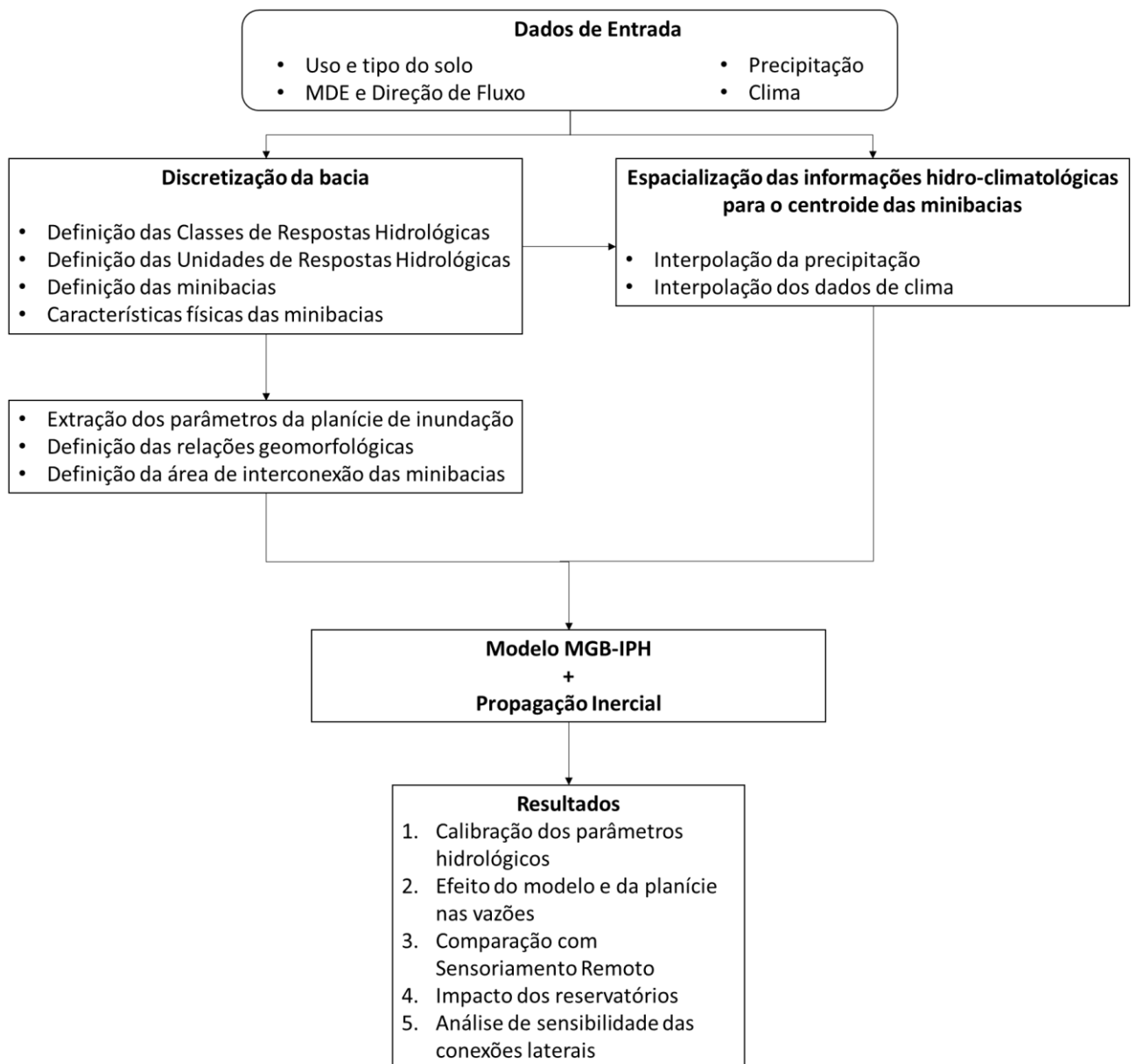


Figura 4.1: Fluxograma metodológico utilizado.

4.2. O modelo MGB-IPH

Para a simulação hidrológica da bacia do Prata foi selecionado o modelo hidrológico distribuído MGB-IPH, desenvolvido para representar os processos de transformação da chuva em vazão em bacias de grande escala (Collischonn e Tucci, 2001; Collischonn et al., 2007).

O modelo hidrológico MGB-IPH foi escolhido como a ferramenta para a modelagem da Bacia do Prata apresentada nessa tese por vários motivos. O primeiro motivo da escolha é o fato do modelo MGB-IPH ter sido desenvolvido no IPH e ser uma das principais ferramentas do grupo de pesquisa HGE – Hidrologia de Grande Escala – permitindo assim fácil acesso ao código fonte e possibilidade de modificação do mesmo. Dessa forma, foi possível o aperfeiçoamento do modelo, em relação ao módulo de propagação de vazões, assim como o aperfeiçoamento da metodologia de discretização da bacia hidrográfica, ambos os aperfeiçoamentos úteis para considerar propagação em áreas planas com planícies de inundação, como algumas regiões da Bacia do Prata.

A importância de aperfeiçoamentos no contexto de propagação em planícies foi observada em várias pesquisas já citadas anteriormente onde o modelo MGB-IPH foi aplicado em bacias da América do Sul (Collischonn et al., 2007; Paiva, 2009; Collischonn et al., 2011; Paiva et al., 2011a; Paiva et al., 2011b; Paiva et al., 2011c; Paiva et al., 2012; Bravo et al., 2012; Pereira et al., 2012; Paiva et al., 2013a; Sorribas et al., 2016 e Pontes et al. 2015).

Apesar do modelo MGB-IPH possuir uma versão com propagação hidrodinâmica nos rios (Paiva, 2009), fazendo com que o mesmo já tenha vantagens na representação de bacias mais complexas em relação a maioria dos modelos hidrológicos mais utilizados em termos internacionais (Tabela 2.1), optou-se em aperfeiçoar o módulo de propagação de vazão com o modelo Inercial, por se tratar de um modelo de fácil implementação e estar sendo amplamente utilizado atualmente na literatura internacional.

Recentemente a integração do modelo MGB-IPH com Sistemas de Informação Geográfica (SIG) permitiu melhorar as etapas de pré e pós-processamento. Técnicas específicas de pré-processamento a partir de dados do relevo de Modelos Digitais de Elevação (MDE) foram desenvolvidas e testadas em pesquisas como a de Buarque et al. (2009) e Siqueira et al. (2016). Além disso, o modelo foi integrado a um software livre de SIG, facilitando a interpretação de resultados e as etapas de pós-processamento (Fan e Collischonn, 2014).

O modelo MGB-IPH também foi aplicado em todas as bacias hidrográficas que contribuem para as mais importantes usinas hidrelétricas do Brasil, num estudo para avaliar o impacto das mudanças climáticas sobre a geração de energia hidrelétrica (Lima et al., 2014).

Na versão do modelo descrita no presente trabalho, o método de propagação de vazões na rede de drenagem foi modificado, tendo sido substituído o método de propagação Muskingum-Cunge pelo método Inercial, conforme descrito nos capítulos anteriores. A adoção do método inercial exigiu também uma alteração na metodologia de

discretização espacial da bacia e, por este motivo, esta metodologia é descrita mais detalhadamente, juntamente com o método de propagação de vazão Inercial. Essa metodologia foi aplicada com sucesso na bacia do rio Araguaia (Pontes et al., 2015). Nesse capítulo será detalhado o modelo Inercial acoplado ao modelo hidrológico MGB-IPH e a metodologia de discretização de bacias. Mais detalhes sobre o módulo vertical do modelo MGB-IPH podem ser vistos em Collischonn (2001) e Paiva (2009).

4.3. Propagação de vazões com modelo inercial no modelo MGB-IPH

As equações de Saint-Venant são a equação da continuidade (equação 26) e a equação dinâmica (equação 27):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad \text{Equação. 26}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gAS_0 - gAS_f \quad \text{Equação. 27}$$

em que Q é a vazão; A é a área da seção transversal ao escoamento; x é a distância no sentido longitudinal; t é o tempo; h é a profundidade do rio, S_0 é a declividade do fundo do rio; S_f representa a perda de energia por atrito com o fundo e as margens; g é aceleração da gravidade.

Na aproximação inercial, a equação 27 é simplificada, desprezando o segundo termo, que representa a inércia advectiva. Esse termo normalmente tem valores muito pequenos frente aos outros termos na maior parte das situações (Moussa e Bocquillon, 1996). Assim, a equação 27 é reescrita como:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial h}{\partial x} - gAS_0 + gAS_f = 0 \quad \text{Equação. 28}$$

A equação 28, por sua vez, é reescrita considerando que o valor de S_f pode ser estimado pela equação empírica de Manning, como mostra a equação 29:

$$S_f = \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{A^2 \cdot R^{4/3}} \quad \text{Equação. 29}$$

em que S_f é a declividade da linha de atrito adimensional (Tucci, 2005); Q é a vazão em m^3/s ; A é a área em m^2 ; R é o raio hidráulico em metros; e n o coeficiente de rugosidade de Manning ($m^{-1/3} \cdot s$). O resultado é a equação 30:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + g(B \cdot h) \frac{\partial y}{\partial x} + g(B \cdot h) \frac{|Q| \cdot Q \cdot n^2}{(B \cdot h)^2 \cdot R^{4/3}} = 0 \quad \text{Equação 30}$$

em que o termo $|Q|$ representa o módulo da vazão, e a adoção do produto $|Q| \cdot Q$ permite representar a magnitude e o sinal da perda de energia devida ao atrito de forma correta na equação 30. A variável B é a largura da seção transversal do trecho de rio.

Além dessa consideração, rios naturais normalmente possuem sua largura muito maior que a profundidade da sua calha. Essa constatação permite aproximar o raio hidráulico

R pela profundidade h . Logo, a equação 5 pode ser modificada e escrita como a equação 31:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gBh \frac{\partial y}{\partial x} + g \frac{|Q|Q.n^2}{h^{7/3}} = 0 \quad \text{Equação. 31}$$

A equação da continuidade também pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \frac{\partial V}{\partial t} = \sum F_{in} - \sum F_{out} \quad \text{Equação. 32}$$

onde V é o volume de água em um pequeno sub-trecho do rio; F_{in} são os fluxos que entram nesse trecho de rio, incluindo a vazão de todas as minibacias localizadas imediatamente a montante e a vazão gerada na própria minibacia, e F_{out} são fluxos que saem desse trecho de rio, o que inclui a vazão que segue para jusante e eventuais perdas por evaporação.

As equações 31 e 32 são utilizadas no modelo MGB-IPH considerando uma discretização do rio em sub-trechos, de tal forma que cada minibacia possui um único sub-trecho de rio, como mostra a Figura 4.2. Cada minibacia pode receber água de várias minibacias a montante e drenar para diferentes minibacias adjacentes, como exemplo a minibacia 4, que drena tanto para a minibacia a jusante 6, como também para a minibacia adjacente 8.

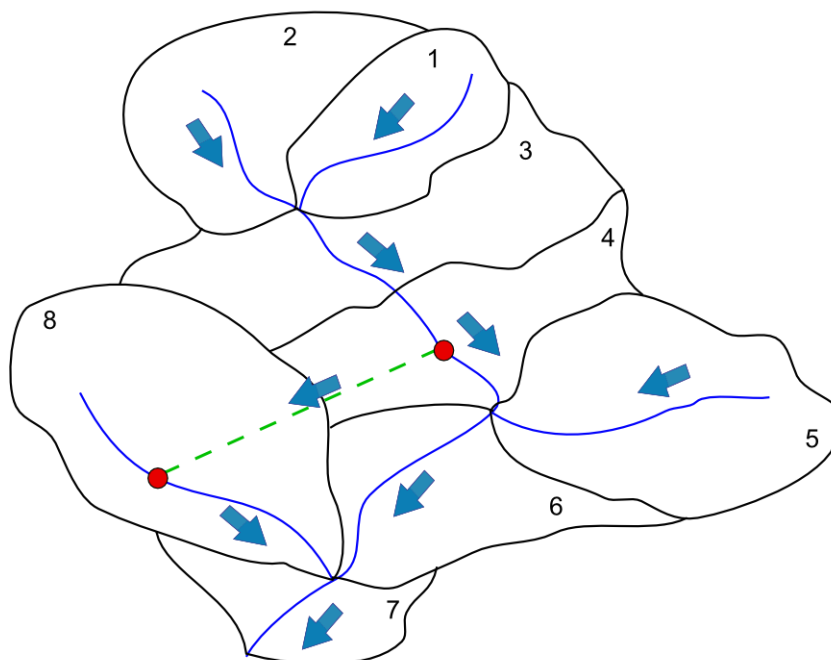


Figura 4.2: Esquema hipotético da discretização das minibacias e possibilidade de fluxo entre minibacias adjacentes, representado pela linha tracejada em verde, ligando as minibacias 4 e 8.

Essa interconexão entre minibacias vizinhas permite a representação de sistemas mais complexos que os sistemas dendríticos. Esses sistemas mais complexos, geralmente formados por laços, são típicos de regiões muito planas, com drenagem mal definida e com planícies de inundação.

Para representar a estrutura mostrada na Figura 4.2 no modelo MGB-IPH, foi necessário adaptar o esquema numérico proposto por Bates et al. (2010), considerando que as variáveis h (profundidade), y (cota do nível da água), Z (cota do fundo) e perda por evaporação da água são definidas nos centros dos sub-trechos e a variável Q (vazão) é definida nos exutórios de cada sub-trecho.

Utilizando aproximações numéricas do tipo “Forward” ou aproximação de Euler, para representar as variáveis nível e vazão no espaço e no tempo, e reorganizando a equação dinâmica, obtém-se a equação 33:

$$Q_i^{t+\Delta t} = \left(\frac{((Q_i^t) - g.B.\Delta t.(hflow_i - Sflow_i))}{\left(1 + \frac{g.\Delta t.hflow_i.(Q_i^t).n^2}{B.(hflow_i)^{10/3}}\right)} \right) \quad \text{Equação. 33}$$

Onde o sobrescrito t ou $t+\Delta t$ se refere ao tempo e o subscrito i ou $i+1$ se refere ao espaço; n é o coeficiente de Manning ($m^{-1/3}.s$); a variável $hflow_i$ (metros) refere-se à profundidade na seção transversal localizada entre a minibacia i e a minibacia $i+1$, e é estimada pela seguinte equação:

$$hflow_i = \max[y_i^t; y_{i+1}^t] - \max[Ztab_{i,1}; Ztab_{i+1,1}] \quad \text{Equação. 34}$$

onde $Ztab_{i,1}$, $Ztab_{i+1,1}$, y_{i+1}^t e y_i^t são, respectivamente, a cota de fundo nas minibacias i e $i+1$, e os níveis de água nas minibacias i e $i+1$.

Na equação 33 o termo $Sflow_i$ é a declividade da linha de água e é estimado por:

$$Sflow_i = \frac{(y_{i+1}^t - y_i^t)}{\Delta x_i} \quad \text{Equação. 35}$$

A equação 32 também pode ser reescrita, obtendo-se a equação 36:

$$\frac{V_i^{t+\Delta t} - V_i^t}{\Delta t} = \sum Q_{in}^{t+\Delta t} - \sum Q_{out}^{t+\Delta t} - Evq_i \quad \text{Equação. 36}$$

onde $\sum Q_{in}^{t+\Delta t}$ é o somatório das vazões de entrada na minibacia i no tempo $t+\Delta t$; $\sum Q_{out}^{t+\Delta t}$ é o somatório das vazões de saída da minibacia i (incluindo as saídas de água para as minibacias adjacentes); Evq_i é a evaporação da área inundada na minibacia i e $\frac{V_i^{t+\Delta t} - V_i^t}{\Delta t}$ é a variação do volume no tempo e na minibacia i .

Esse equacionamento permite a representação do sistema hipotético apresentado na Figura 4.2 de forma numérica no modelo MGB-IPH e Inercial, como apresentado na Figura 4.3, onde a variável Q_i representa a entrada na minibacia analisada, vinda do

somatório das minibacias a montante; Q_{i+1} , Evq_{i+1} e $Qviz_{i+1}$ são as saídas de água da minibacia analisada. As variáveis h e Z são as profundidades e cotas em cada minibacia.

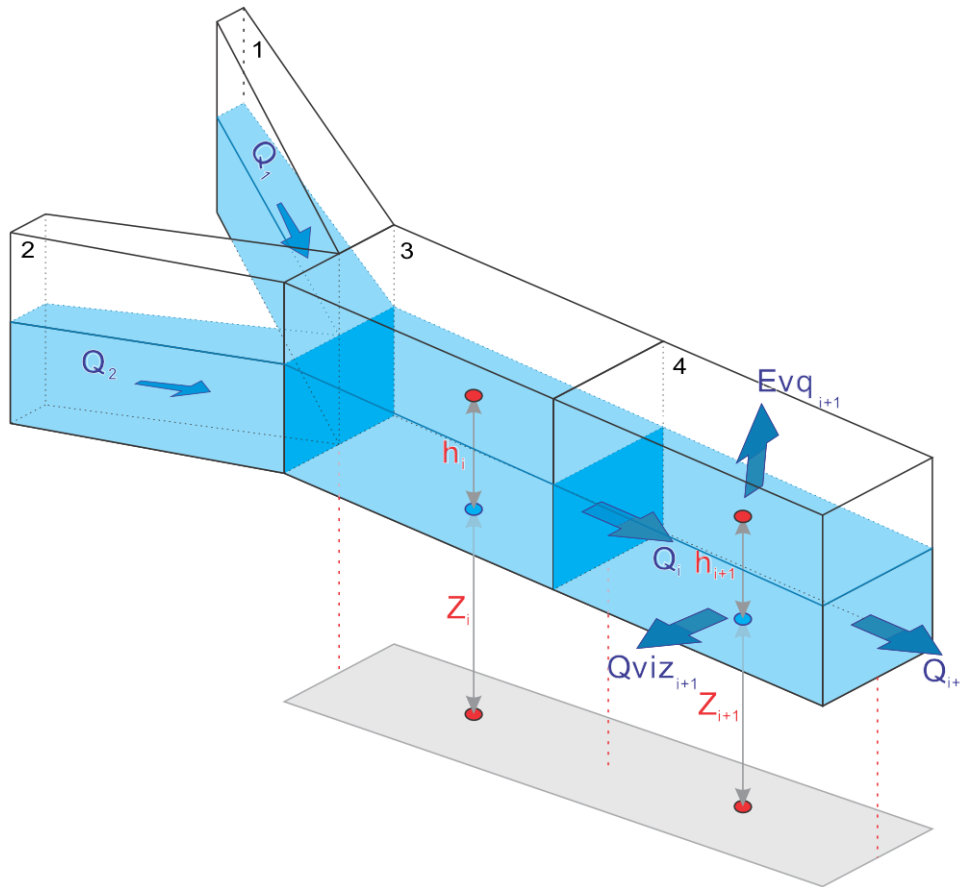


Figura 4.3: Esquema numérico de discretização das minibacias de comprimento Δx e das variáveis de vazão, profundidade (h), nível (z) e evaporação da água do modelo Inercial implementado no modelo hidrológico MGB-IPH.

A partir de uma condição inicial em que são conhecidos todos os valores de y_i^t para qualquer minibacia i , a solução das cotas e vazões ao final do intervalo de tempo pode ser encontrada aplicando inicialmente a equação 33 em todas as minibacias e, posteriormente, a equação 36 em todas as minibacias. Nessa tese foi utilizada como condição inicial, o nível referente à calha principal cheia do rio, obtida através da equação de Manning.

Depois da aplicação da equação 36 o valor de $V^{t+\Delta t}$ é conhecido em todas as minibacias. Este valor é utilizado para obter o nível da água, via interpolação da tabela cota – volume de cada minibacia, descrita adiante no capítulo 4.5.2. Assim, ao final do intervalo de tempo são conhecidos também os valores de $y^{t+\Delta t}$. Finalmente, os valores de profundidade de água nas minibacias são atualizados pela equação abaixo.

$$h_i^{t+1} = y_i^{t+1} - Ztab_{i,1} \quad \text{Equação. 37}$$

onde $Z_{tab_{i,1}}$, y_i^{t+1} e h_i^{t+1} são, respectivamente, a cota de fundo, o nível e a profundidade de água na minibacia analisada.

Em todos os pontos de saída (exutórios) da bacia devem ser definidas condições de contorno. A condição de contorno mais simples que pode ser adotada é a definição de um nível da água constante ou variável no tempo, conforme exemplos apresentados em Fan et al. (2014). Nesse estudo, foram considerados como exutórios do sistema, os rios que desaguam no oceano e foi considerado o nível igual a zero nesses pontos.

O esquema numérico adotado é explícito, e, por isso, está sujeito a uma restrição do tamanho do intervalo de tempo adotado, para evitar instabilidade numérica. Na escolha do valor de Δt , deve ser respeitada a condição de Courant-Friedrichs-Levy (CFL), dada pela equação 38:

$$(\sqrt{gh}) \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad \text{Equação. 38}$$

em que g é a aceleração da gravidade ($m.s^{-2}$); h é a profundidade (m); Δx é o comprimento do subtrecho de rio (m); e Δt é o passo de tempo de cálculo em segundos.

Isto significa que o intervalo de tempo de cálculo deve ser escolhido de forma a satisfazer a equação 39:

$$\Delta t = \alpha \frac{\Delta x}{\sqrt{gh}} \quad \text{Equação. 39}$$

em que α é um valor menor ou igual a 1 (Bates et al., 2010; Yamazaki et al., 2013). Nessa tese foi utilizado o valor de 0,9. O cálculo do intervalo de tempo é realizado para todas as minibacias, entretanto, escolhe-se o menor Δt calculado. O intervalo de tempo do modelo Inercial, aplicado na BHP, foi de aproximadamente 200 segundos.

Uma importante vantagem do método inercial, na forma apresentada aqui, é que não é necessário que a rede de drenagem a ser simulada seja do tipo dendrítica. Casos em que a rede de drenagem é mais complexa, com ilhas ou laços, também podem ser representados adequadamente com o conjunto de equações citadas acima. Para representar adequadamente redes mais complexas, entretanto, foi necessário também uma melhoria na metodologia de discretização de bacias hidrográficas que é explicada a seguir. Os atributos adicionais das minibacias, necessários para a aplicação do modelo Inercial, como largura e profundidade da seção transversal e curva cota-volume para a representação da área inundada são explicados também nos próximos capítulos.

4.4. Discretização da bacia hidrográfica

Na versão original do modelo hidrológico, apresentada por Collischonn et al. (2007), adotava-se uma técnica de subdivisão da bacia hidrográfica em um grande número de

células quadradas, com dimensões de 5 x 5 a 20 x 20 km. A técnica de subdivisão da bacia hidrográfica em células quadradas foi adotada em trabalhos como Neto et al. (2008). Esta técnica de subdivisão da bacia foi, posteriormente, substituída por uma técnica de subdivisão da bacia em pequenas sub-bacias hidrográficas incrementais, que foram denominadas minibacias. Inicialmente, esse tipo de discretização era realizado com o software ArcMap e ArcHydro Tools.

As principais diferenças entre esses dois métodos de discretização são discutidas no trabalho de Paz et al. (2011). Os autores citam que a principal vantagem da discretização por grade regular, por exemplo, é a integração com outras bases de dados (e.g. dados meteorológicos que são fornecidos em grades regulares) e com Sistemas de Informações Geográficas. Já a vantagem do segundo tipo de discretização, é a representação topológica mais correta das minibacias, respeitando o conceito de delimitação de bacias. A Figura 4.4a representa uma bacia hidrográfica hipotética e as Figuras 4.4b e 4.4c apresentam a divisão da bacia hidrográfica em células quadradas e em minibacias delimitadas a partir de confluências de rios.

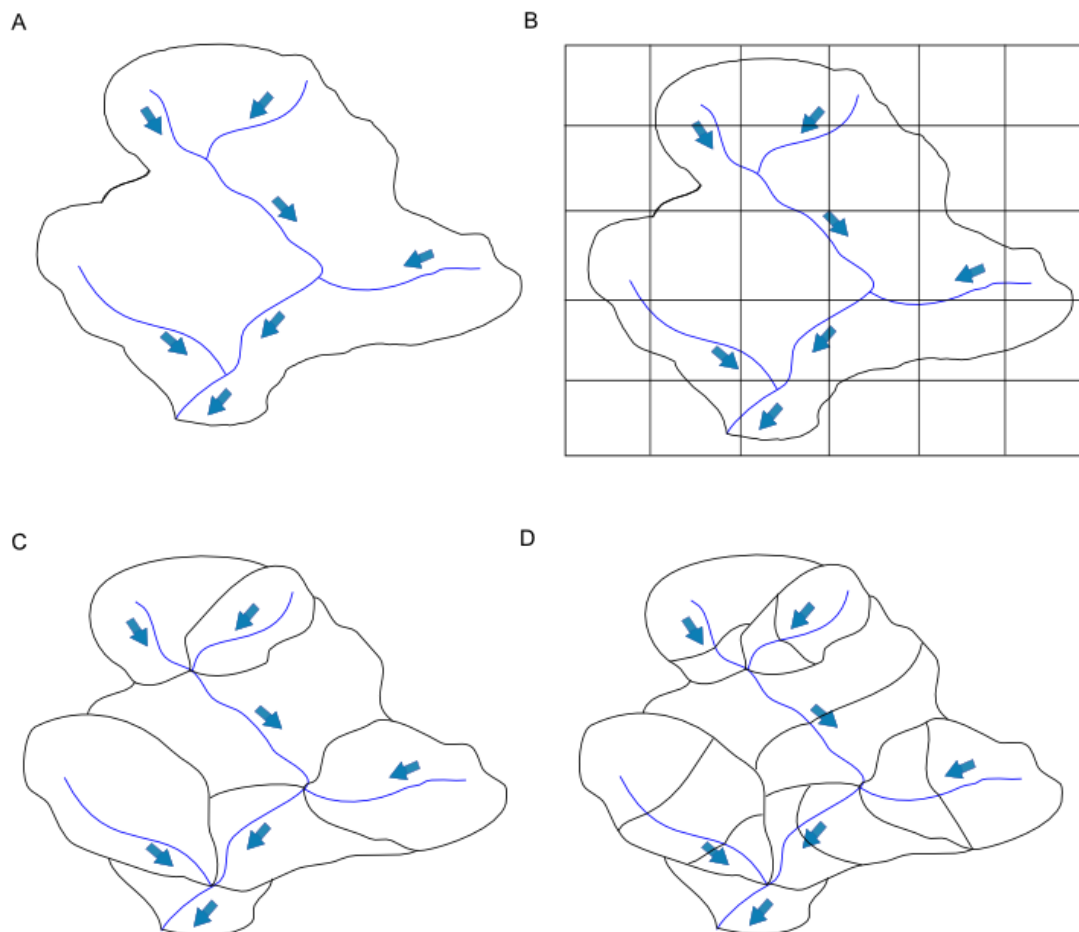


Figura 4.4: A) Bacia Hidrográfica hipotética; B) Bacia hidrográfica delimitada em células quadradas; C) Bacia Hidrográfica delimitada em minibacias delimitadas por confluências de rios e D) Bacia Hidrográfica delimitada por distâncias entre confluências. As linhas vermelhas representam as minibacias intermediárias geradas pelo critério da distância.

As aplicações do modelo MGB-IPH utilizando uma discretização em minibacias iniciaram em 2007, quando foram adotadas as ferramentas de análise do modelo digital de elevação do módulo Arc-Hydro, desenvolvido para o software ArcGIS. Desde então, a maior parte das aplicações do modelo MGB-IPH tem utilizado a técnica de discretização da bacia em minibacias, incluindo os trabalhos de Paiva (2009), Pereira et al. (2012), Meller et al. (2014), e Fan e Collischonn (2014).

Na metodologia de discretização em minibacias adotada atualmente no modelo MGB-IPH, a definição das bacias hidrográficas e das minibacias é realizada com base em um modelo digital de elevação (MDE). Os dados de topografia normalmente usados para geração de informações necessárias para o uso do modelo MGB-IPH são provenientes do MDE da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - Farr et al., 2007).

No processo de discretização a partir do MDE são realizadas as etapas de remoção de depressões, geração de direções de fluxo, área de drenagem acumulada, definição da rede de drenagem e, finalmente, a subdivisão em sub-bacias ou minibacias (Jenson e Domingue, 1988; Paiva et al., 2011a).

A etapa de processamento em que o mapa raster de área de drenagem acumulada é reclassificado, gerando o mapa raster da rede de drenagem, é fundamental neste processo, pois controla o número de minibacias resultante (Jenson e Domingue, 1988; Buarque et al., 2009; Sorribas et al., 2011; Fan et al., 2013). A reclassificação é realizada considerando um valor limite de área de drenagem (AL) a partir do qual considera-se que existe um curso de água.

A escolha do valor de AL influencia fortemente na rede de drenagem gerada, conforme discutido por Fan et al. (2013). Quando AL tem um valor relativamente baixo, o processamento gera uma rede com maior densidade de drenagem, e vice-versa.

A etapa seguinte, após a definição da rede de drenagem, é a segmentação da rede de drenagem em trechos de rio individuais. No processo tradicional, utilizado o pacote ArcHydro Tools (conforme Fan e Collischonn, 2014), um trecho de rio é definido como um segmento da rede de drenagem localizado entre duas confluências sucessivas (Figura 4.4c). Além disso, os segmentos da rede de drenagem localizados a montante da primeira confluência também são considerados trechos de rio. Uma minibacia é definida, então, como a bacia incremental que contribui diretamente para um trecho de rio.

Apesar do método de discretização por confluências ser amplamente utilizado por modelos hidrológicos, incluindo a versão do MGB-IPH, percebeu-se que pelo fato de gerar minibacias com tamanhos de trecho de rio muito longos, pode afetar a estabilidade do modelo Inercial. Os problemas de instabilidade numérica em modelos simplificados de propagação e modelos hidrodinâmicos já foi abordado na literatura em trabalhos como Pontes e Collischonn (2015), que mostram que mesmo o modelo hidrodinâmico HEC-RAS apresenta problemas quando a discretização do trecho de rio é grosseira. Apesar disso, os SIGs que realizam o processo de discretização de bacias não possuem uma metodologia alternativa para discretizar a minibacia em trechos menores, ignorando os limites das confluências.

Sendo assim, percebeu-se a necessidade de propor uma metodologia que considera ainda um critério adicional de segmentação relacionado ao comprimento dos trechos de rio (Figura 4.4d). O processo consiste em realizar uma discretização preliminar usando o método do Arc-Hydro e posteriormente verificar se o comprimento do trecho de rio supera um limite – L_{lim} – definido pelo usuário. Em caso positivo, o trecho de rio é subdividido em um número de sub-trechos adequado para que o problema não ocorra mais. O valor de L_{lim} é subjetivo e visa manter a estabilidade dos modelos de propagação. Um exemplo da ordem de grandeza desses valores pode ser vista em Pontes e Collischonn (2015). A Figura 4.5 mostra um exemplo hipotético da discretização das minibacias por sub-trechos de rio.

No capítulo a seguir são apresentados os dados obtidos da discretização da bacia do Prata e os atributos extraídos das minibacias no processo de discretização e que são necessários para a simulação com o modelo Inercial.

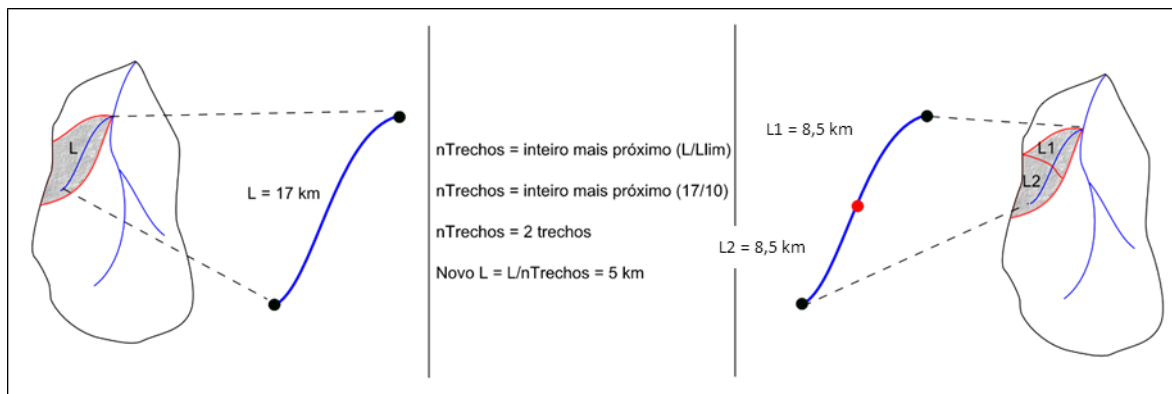


Figura 4.5: Exemplo hipotético da sub-divisão dos trechos de rio entre confluência em trechos menores delimitados a partir de um comprimento limite L_{lim} fornecido.

4.5. Aplicação do MGB-IPH na bacia hidrográfica do Prata

4.5.1. Discretização da bacia hidrográfica do Prata

A discretização da bacia do Prata foi baseada no Modelo Digital de Elevação (MDE) do SRTM com resolução de 500 m e do mapa de direções de fluxos com resolução de 500 m (disponível em hydrosheds.cr.usgs.gov). A partir do MDE e da direção de fluxo foram realizados os processos de definição da rede de drenagem até a delimitação das minibacias.

Os parâmetros utilizados no processo de discretização são apresentados na Tabela 4.1. O parâmetro AL corresponde ao limite de área de drenagem a partir do qual considera-se que existe um curso de água (Fan et al., 2013).

O parâmetro *Llim* corresponde máximo comprimento de um trecho de rio. A discretização é refinada até que este limite não seja superado. Esse valor foi escolhido visando manter o modelo estável. O valor foi escolhido de acordo com testes realizados por Pontes e Collischonn (2012) e Pontes e Collischonn (2015).

Tabela 4.1: Parâmetros utilizados na discretização da bacia hidrográfica.

Parâmetro	Valor
AL	200 km ²
Llim	10 km

Como resultado deste processo de discretização a bacia do Prata foi dividida em 16607 minibacias. A Figura 4.6 apresenta um “zoom” do mapa de minibacias na região da confluência entre os rios Paraguai e Paraná. A Figura 4.7 e Figura 4.8 apresentam o histograma de classes das áreas de cada minibacia e do comprimento do trecho de rio de cada minibacia.

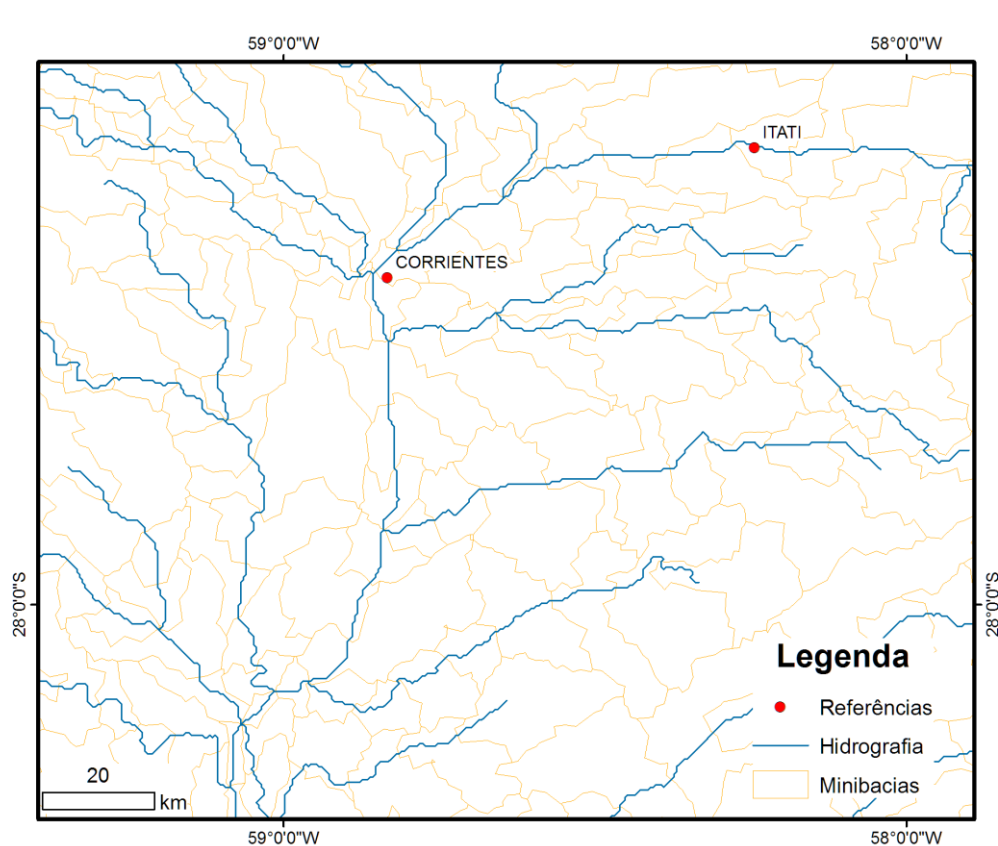


Figura 4.6: Mapa com o “zoom” das minibacias geradas no processo de discretização da Bacia Hidrográfica do Prata.

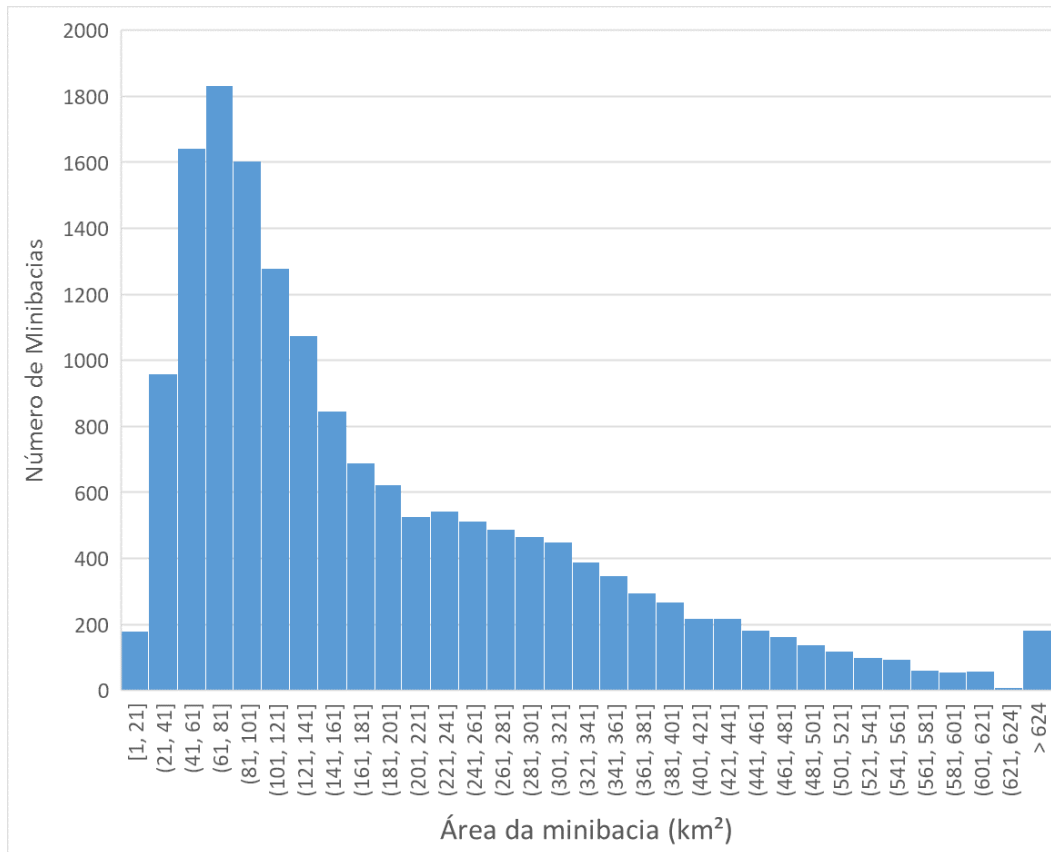


Figura 4.7: Histograma de classes de área das 16607 minibacias.

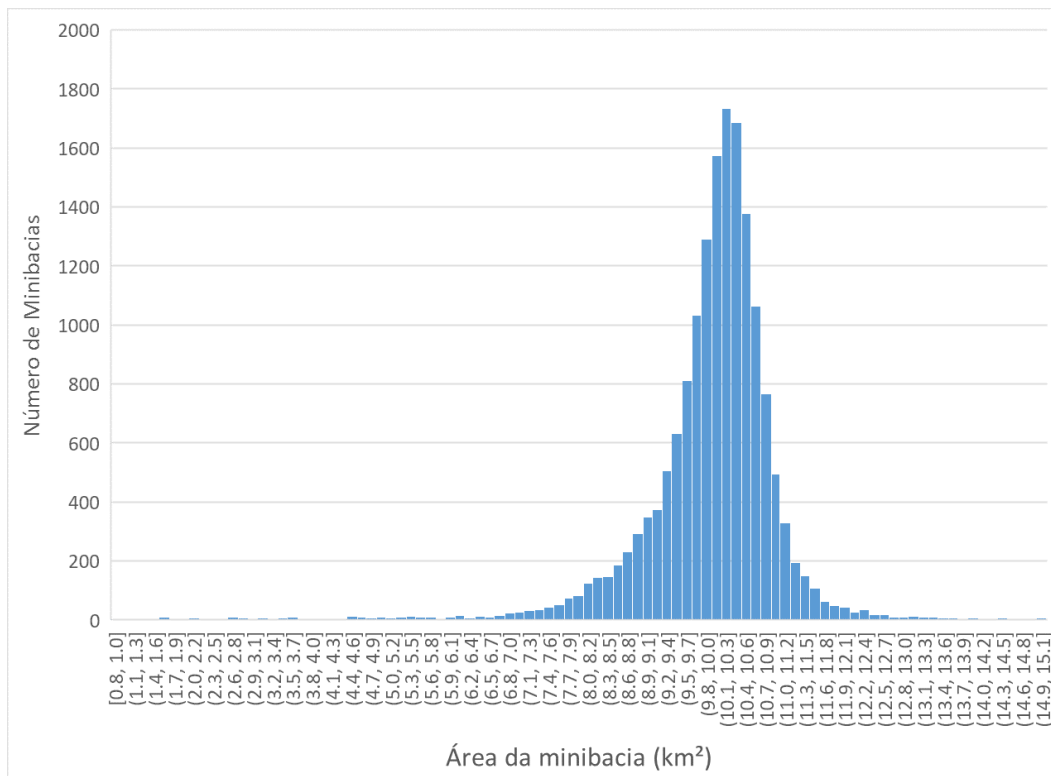


Figura 4.8: Histograma de classes de comprimentos das 16607 minibacias.

4.5.2. Atributo das minibacias

Para cada minibacia da rede de drenagem são obtidos atributos adicionais relevantes para a simulação hidrológica. Entre estes atributos estão a área de drenagem local da minibacia; área de drenagem total acumulada; comprimento do trecho de rio; declividade do trecho de rio, código do trecho de rio localizado a jusante de uma minibacia analisada, interconexão entre duas ou mais minibacias, largura e profundidade da calha principal do rio e curva hipsométrica entre os níveis acima da calha do rio e área alagada. Estes atributos podem ser obtidos diretamente a partir de pré-processamento do MDE. Nos próximos capítulos serão mostrados os atributos mais importantes para a simulação com o modelo Inercial.

- Largura e Profundidade da Calha Principal do rio:

Por simplicidade, considera-se que as seções transversais são retangulares, e que a largura e profundidade podem ser estimadas por curvas empíricas que relacionam estas variáveis com a área de drenagem (Mejia e Reed, 2011). O procedimento para obtenção dessas curvas, ou relações geomorfológicas, consiste em utilizar dados medidos de largura e profundidade de rio em diversos pontos com diferentes valores de área de drenagem (Ad). Nesse estudo foram utilizados os dados de estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas, obtidos em pesquisas anteriores (Fan et al., 2012).

$$H_{rio_i} = \alpha Ad_i^\beta \quad \text{Equação. 40}$$

$$B_{rio_i} = \gamma Ad_i^\theta \quad \text{Equação. 41}$$

onde H_{rio_i} é a profundidade da calha (m) na minibacia i , B_{rio_i} é a largura da calha (m) na minibacia i , Ad_i é a área de drenagem (m^2) na minibacia i e os parâmetros α , β , γ e θ são os parâmetros do ajuste da equação potencial. Os valores adotados destes parâmetros α , β , γ e θ das equações de relação geomorfológica foram 0,9; 0,19; 1,04 e 0,48 respectivamente.

Após a obtenção da largura dos rios nas minibacias é realizado um processo manual de melhoria dessas larguras com base em imagens de satélite e seções transversais de postos fluviométricos. A modificação das larguras manualmente é especialmente importante em bacias com características aluviais, onde a relação geomorfológica potencial em função da área de drenagem não representa satisfatoriamente as larguras dos rios.

Esse processo consistiu em comparar, através de imagens de satélite disponíveis no *Google Earth*, a largura “real” do rio com a largura estimada pela relação geomorfológica em áreas com grandes planícies, como rios da bacia do Paraguai e Baixo Paraná. Dessa forma, foram substituídas as larguras obtidas pela equação 41, pela largura estimada via imagem de satélite. Considerou-se nesse estudo que a equação 41 é válida para regiões como a bacia do rio Uruguai e a bacia do Alto Paraná.

- Curva hipsométrica das minibacias:

Além desses atributos, também é extraída, em cada minibacia, uma curva hipsométrica, relacionando o nível do terreno acima da calha principal do rio e a área alagada (Figura 4.9a) para uma seção transversal hipotética (Figura 4.9c). A curva hipsométrica obtida desta forma (linha azul na Figura 4.9a) não contempla a parte submersa da topografia. Por este motivo, é necessário incluir ainda a parte submersa em rios (linha verde na Figura 4.9a), correspondente a calha principal do rio (estimada com as equações 40 e 41). Essa metodologia é realizada considerando que o pixel com menor elevação do MDE corresponde ao nível da água, e que abaixo desse nível está a calha do rio com a largura e a profundidade obtida da relação geomorfológica.

Dessa forma, tem-se que variável Y_{fl} é o nível do terreno no pixel de exutório da minibacia analisada, Y_{rio} é o nível de fundo do rio na minibacia analisada, calculado pela diferença entre Y_{fl} e H_{rio} da minibacia. Até o limiar entre a calha cheia do rio e a planície, as áreas alagadas são consideradas nulas. A partir do nível de calha cheia do rio, existe área alagada A_{fl} . Os valores de nível acima da calha do rio vão aumentando em uma unidade até o valor NP , escolhido pelo usuário do modelo. Esse valor representa o número de pontos acima da calha que serão computadas as áreas alagadas. Nesse estudo foram escolhidos 100 pontos (aumentando de metro a metro).

Para relacionar a informação de nível ou cota e área alagada com o volume, que é a variável utilizada na equação da continuidade no modelo Inercial, calcula-se o volume de água na calha do rio para diferentes níveis. Esse cálculo é obtido integrando a área da curva Cota x Área, originando o gráfico de linha laranja que representa o volume de água para diferentes níveis (Figura 4.9b). Essa integral é obtida considerando áreas incrementais na forma de trapézios.

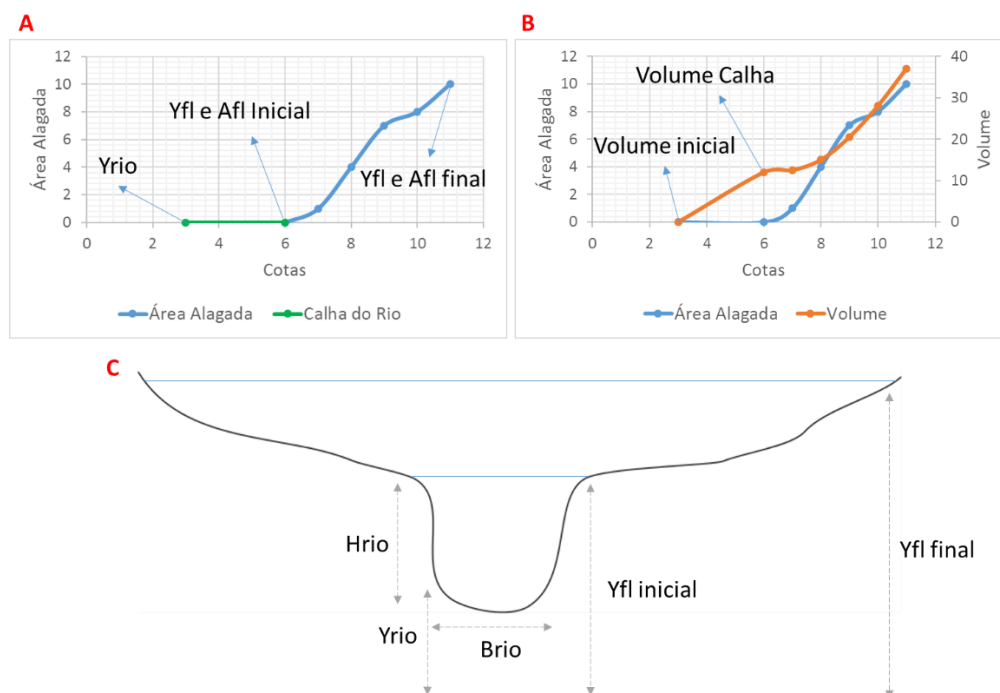


Figura 4.9: Exemplo de curva hipsométrica relacionando cota e área alagada.

4.5.3. Rede de drenagem parametrizada em grandes planícies inundáveis

Um aspecto único da discretização da bacia do Prata foi a inclusão de conectividade lateral entre minibacias localizadas em regiões de planície. O objetivo desta modificação, em relação a uma aplicação convencional do modelo MGB-IPH, é permitir uma melhor representação dos processos hidrológicos em regiões de planícies. Um exemplo hipotético das conexões laterais entre as minibacias foi apresentado na Figura 4.2.

Essa característica de conectividade lateral entre os rios é relativamente comum em grandes planícies aluviais inundáveis. Há muitos casos em que a água que inunda a planície se movimenta de forma difusa, através de um grande número de canais efêmeros. Vários destes canais podem ser remanescentes do leito antigo do rio, ou meandros abandonados, e sua posição e conectividade em geral não é representada em mapas de hidrografia, nem em modelos digitais de elevação normalmente disponíveis.

Uma análise realizada previamente no Pantanal, por exemplo, mostra que a água oriunda do transbordamento de alguns rios durante a cheia flui sobre a planície e através de pequenos canais secundários com uma orientação divergente em relação aos rios principais, como ilustrado na Figura 4.10 (Paz et al., 2014).

A complexidade deste tipo de fluxo lateral e a variabilidade temporal de canais secundários em planícies da bacia do Prata são relatadas em trabalhos como Iriondo (1993), Assine (2005), Makaske et al. (2012), Latrubesse et al. (2012), Paz et al. (2014) e Assine et al. (2014). Além do Pantanal, esse tipo de sistema ocorre nas outras regiões com características de leques de deposição fluvial dentro da bacia do Prata, como os leques dos rios Parapeti (na Bolívia), Pilcomayo, Bermejo e Salado (Iriondo, 1993).

O rio Parapeti é particularmente interessante pois ele não faz parte da bacia do Prata, drenando originalmente para a bacia do rio Amazonas. Entretanto, eventualmente ele drena para a bacia do Prata, mais precisamente para a região do rio Pilcomayo e rio Paraguai. Latrubesse et al. (2012) atribuem esse comportamento ao fato de que, nos períodos secos, o rio Parapeti não possui vazão suficiente para ultrapassar uma região chamada Pântano Izozog, localizada no Chaco Boliviano, e acaba drenando em direção para a bacia do Prata. A Figura 4.11 mostra um exemplo hipotético da fuga de água do rio Parapeti para a bacia do Prata através do Leque do Parapeti.

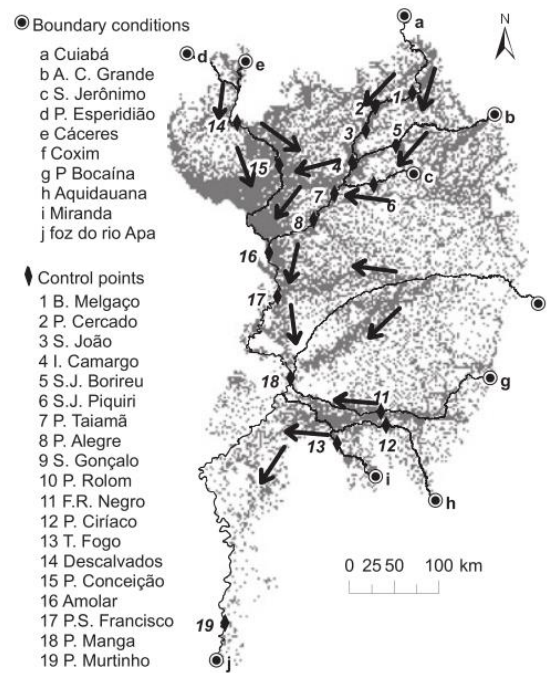


Figura 4.10: Esquema de fluxo de água na planície do Pantanal, de acordo com Paz et al. (2014) – as setas indicam fluxo preferencial em canais secundários da planície.

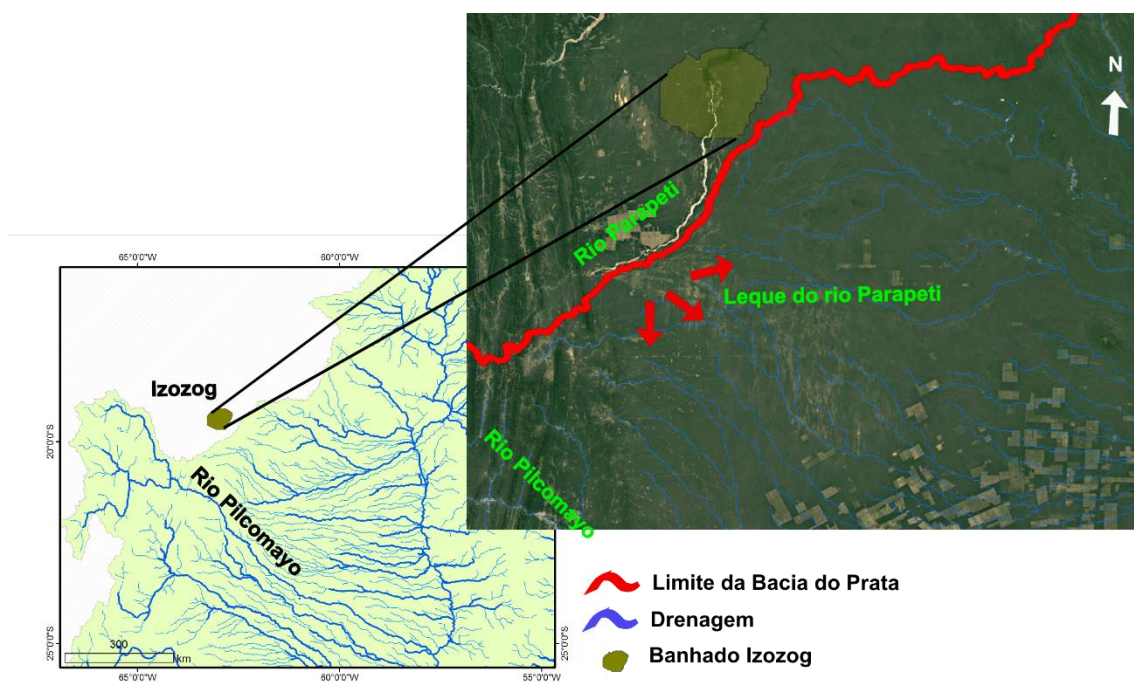


Figura 4.11: Localização do rio Parapeti, banhado Izozog e exemplo da fuga de água para a bacia do Prata através do Leque do rio Parapeti.

Para representar os processos hidrológicos neste tipo de sistema a estrutura de rede de drenagem dendrítica (em forma dos ramos de uma árvore) é inadequada. Isto ocorre porque em planícies de inundação complexas a rede de drenagem (especialmente durante as cheias) é mais complexa, e apresenta bifurcações e laços fechados (loops). Em redes de drenagem dendrítica cada trecho de rio tem apenas um trecho de rio a jusante. Em redes de drenagem bifurcadas e com laços, características de leques aluviais, um trecho de rio pode ter mais do que um trecho de rio a jusante.

A importância da boa representação da drenagem, principalmente as interações entre os rios nessas regiões com drenagem complexa, é reforçada por Latrubesse e Leninger (2016). Os autores citam que na Ilha do Bananal, na bacia do rio Araguaia, que também possui uma drenagem complexa, aproximadamente 30% da atenuação do pico de vazão é decorrente das perdas de água da calha do rio para a planície através de canais efêmeros. Apples et al. (2016) mostraram que a consideração numérica das conectividades entre os trechos de drenagem em pequenas lavouras agrícolas – localizadas na Holanda – são importantes para a representação do escoamento superficial e a representação dessas conectividades é fundamental para simulações na escala de bacia hidrográfica.

Para permitir a representação das áreas com rede de drenagem complexa no modelo MGB-IPH aplicado na bacia do Prata, a rede de drenagem definida a partir da análise tradicional do MDE foi complementada, inserindo canais de ligação entre todas as minibacias adjacentes localizadas na área de planície. Para isso foi adotada a hipótese que a bacia hidrográfica pode ser dividida em duas regiões distintas: uma região de relevo variável e outra região de relevo plano. A seguir, considerou-se que a rede de drenagem é exclusivamente dendrítica na região de relevo variável e que a rede de drenagem pode ser bifurcada na região de relevo plano.

Para identificar a região de planície foi adotado um procedimento baseado na variabilidade da topografia interna de cada minibacia, através do desvio padrão das altitudes do MDE. Minibacias com grande variabilidade do nível dos pixels que a compõe apresentam alto desvio padrão dos níveis, enquanto minibacias planas apresentam baixo valor do desvio padrão dos níveis. Considerou-se que minibacias com desvio padrão dos níveis inferior a 10 metros são parte de uma região plana. Por outro lado, minibacias com desvio padrão de altitudes igual ou superior a 10 metros são parte da região de relevo variável.

A Figura 4.12 apresenta um mapa da BHP em que cada uma das minibacias é colorida de acordo com o valor do desvio padrão da altitude interna a cada minibacia. Observa-se que uma extensa região no noroeste e sudoeste da bacia tem o valor de desvio padrão inferior a 10 metros. Essas regiões correspondem ao Pantanal, Chaco e parte do Baixo Paraná, na Argentina.

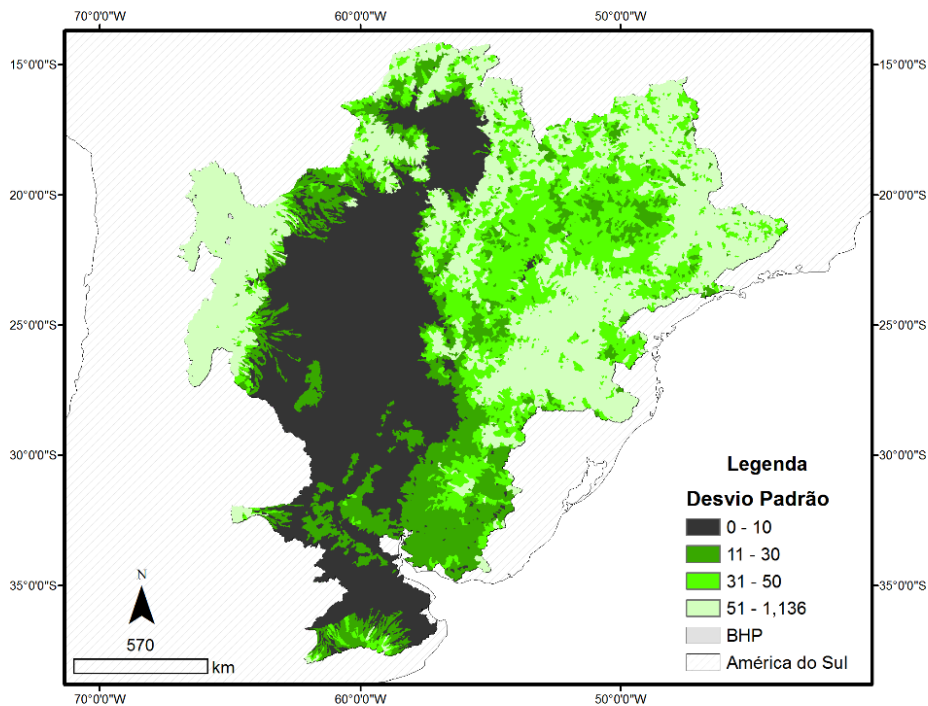


Figura 4.12: Mapa do desvio padrão dos níveis na BHP.

Admitiu-se que uma minibacia na região de relevo variável conecta-se a jusante com uma única minibacia, através do rio principal definido na etapa de pré-processamento.

Já na região de relevo plano, admitiu-se que uma minibacia está conectada a uma minibacia de jusante através de um rio principal, e a todas as outras minibacias planas adjacentes através de canais secundários. A vazão entre uma minibacia e sua vizinha através destes canais secundários é calculada, a cada passo de tempo, com base na diferença de nível da água entre as minibacias e com base nas características geométricas dos canais secundários.

As características geométricas (largura, comprimento, e cota de fundo) dos canais secundários não são conhecidas, em geral. Em caráter preliminar adotou-se no modelo uma largura constante de 1 metro para todos os canais de ligação lateral entre minibacias. Foi considerado o nível mais baixo de cada minibacia para o cálculo da diferença de níveis entre elas. Finalmente, como comprimento do canal de ligação lateral foi adotado um valor estimado pela equação:

$$L = \sqrt{\frac{A_1}{\pi}} + \sqrt{\frac{A_2}{\pi}} \quad \text{Equação. 42}$$

Essa equação considera que duas minibacias adjacentes são aproximadas por um círculo de mesma área de área das minibacias, como mostrado na Figura 4.13, para o caso hipotético das minibacias 4 e 8, conectadas lateralmente.

Na equação 42, L é o comprimento do canal em km; A_1 e A_2 são os valores de área das minibacias conectadas pelo canal. A cota de fundo do canal de ligação entre minibacias

é estimada com base no menor valor do MDE na região da fronteira entre as duas minibacias.

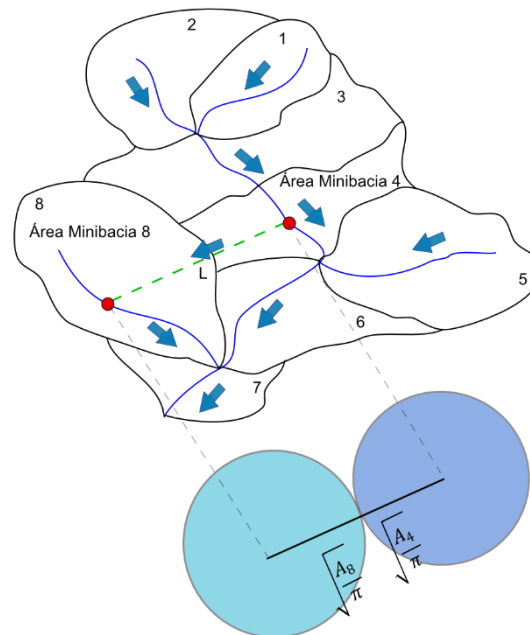


Figura 4.13: Esquema hipotético da estimativa da distância entre minibacias adjacentes através do raio da circunferência de área igual a minibacia analisada.

O cálculo da vazão entre as minibacias adjacentes é realizado utilizando a equação 33, onde a declividade é calculada pelo nível mais baixo de cada minibacia e o comprimento L mostrado na equação 42.

A metodologia de conectividade lateral descrita aqui foi utilizada com sucesso em testes realizados na bacia do rio Araguaia, localizada no Brasil (Pontes et al., 2015). O valor da largura dos canais de ligação entre minibacias na planície, inicialmente estimado em 1 m, pode ser modificado de acordo com informações locais, ou por calibração. Esse valor foi atribuído em função de valores encontrados na literatura, que estimam as conexões entre os rios na região do Chaco como sendo entre 2 e 5 metros de largura (Iriondo, 1993).

4.5.4. Uso e tipo do solo

Para a determinação das Classes de Resposta Hidrológica da Bacia do Prata foram utilizados mapas e uso do solo do GLOBCOVER (2009) e dados de tipo do solo da FAO (2003). O resultado da combinação desses dois mapas gerou as Classes de Respostas Hidrológicas (Figura 4.14). Cada minibacia gerada na discretização possui uma porcentagem dos tipos de CRH. São nessas porcentagens que são realizados os processos hidrológicos verticais e a geração de escoamento no modelo MGB-IPH. As porcentagens, por sub-bacias da BHP, são apresentadas no ANEXO D.

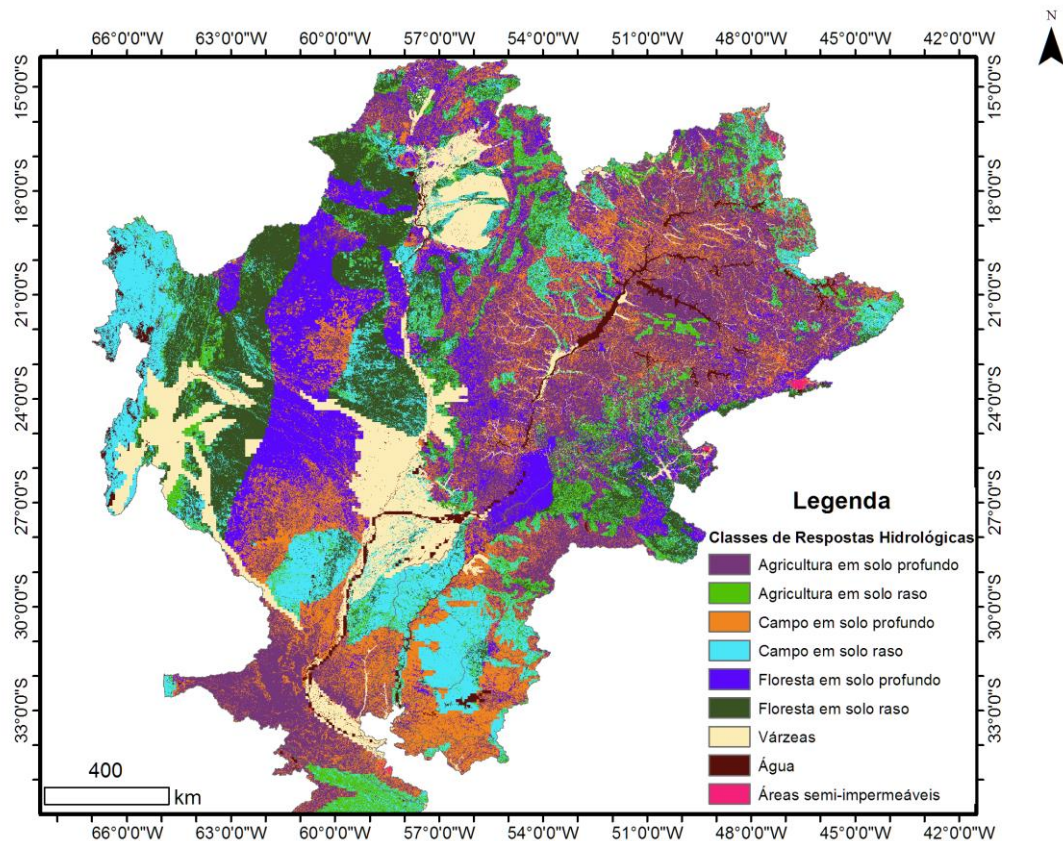


Figura 4.14: Combinação dos mapas de uso do solo e tipo do solo, resultando nas Classes de Respostas Hidrológicas – CRH.

4.5.5. Dados hidro-climatológicos

Dados de Precipitação

O principal dado de entrada ao modelo MGB-IPH são séries temporais de precipitação em postos pluviométricos ou em pontos de grade (no caso de estimativas de precipitação por radar ou satélite).

O MERGE consiste em uma base de dados pluviométricos diários apresentada por Rozante et al. (2010). Ela é gerada a partir da combinação entre dados observados em pluviômetros e o produto de estimativa de precipitação de satélite proveniente do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM – 3B42RT).

Os dados pluviométricos pontuais de estações utilizados no MERGE provêm de aproximadamente 1500 postos de medição espalhadas irregularmente pela América do Sul, onde a maior concentração destas estações está na faixa leste do continente, sobre o Brasil. No interior do continente a densidade de postos é menor (Rosante et al., 2010).

O produto 3B42RT de estimativa de chuva do TRMM utilizado no MERGE usa estimativas de precipitação por micro-ondas, corrigidas através de informações sobre a estrutura vertical de nuvens. Este produto é disponibilizado com resolução espacial de 0,25°.

O MERGE foi testado anteriormente por Fan et al. (2012) na bacia do rio Paraná. Os autores utilizaram o modelo hidrológico MGB-IPH com dados de precipitação do produto MERGE. A avaliação foi realizada em escala de tempo mensal, comparando as vazões geradas pelo MGB-IPH utilizando dados de precipitação do MERGE e vazões naturalizadas nas UHes. Os resultados mostram que para essa escala temporal o MERGE representa a hidrologia da bacia satisfatoriamente, apesar de algumas diferenças entre as vazões calculadas e naturalizadas.

A principal vantagem da utilização da base de dados do MERGE é que este conjunto de dados está disponível para toda a América do Sul, permitindo assim a simulação hidrológica de toda a bacia do Prata.

A principal desvantagem da utilização do MERGE é que em regiões com baixa densidade de postos pluviométricos da base da OMM, utilizados para a correção, prevalece a estimativa de chuva por satélite, que apresenta erros consideráveis, especialmente em bacias montanhosas.

Dados necessários para estimativa da evapotranspiração

Os demais dados meteorológicos (temperatura, pressão atmosférica, velocidade do vento, umidade relativa e número de horas de sol) foram obtidos de uma base de dados global, mantida pela Universidade de East Anglia, no Reino Unido. Esta base de dados é conhecida pelo nome Climatic Research Unit (CRU), e está disponível em www.cru.uea.ac.uk.

Os dados meteorológicos da base CRU estão disponíveis para todo o mundo em uma grade com resolução espacial de 10'. A série temporal de dados inicia em 1901 e se estende até 2014, em intervalo de tempo mensal, mas para a aplicação na Bacia do Prata foram utilizadas as normais climatológicas desses dados. A origem dos dados da base CRU são as estações que reportam à base de dados da Organização Meteorológica Mundial (OMM). Uma descrição dessa base de dados é apresentada por New et al. (2002).

Dados de vazão utilizados na calibração

Além da divisão em minibacias, a bacia do rio Prata foi dividida em sub-bacias, que são unidades maiores do que as minibacias, utilizadas principalmente para a calibração do modelo hidrológico. Para definição das sub-bacias foram considerados os dados de localização das estações fluviométricas obtidas por diferentes fontes de dados: Agência Nacional de Águas (ANA), disponíveis em hidroweb.ana.gov.br; Vazões Naturalizadas dos aproveitamentos hidroelétricos situados na parte brasileira da BHP (disponíveis em ons.org.br); dados de vazão de estações fluviométricas fora do território brasileiro (disponíveis em hidricosargentina.gov.ar). Foram utilizadas 53 estações, apresentadas na Tabela 4.2.

No final do processo de discretização, a bacia do Prata foi dividida em 109 sub-bacias, porém foram utilizadas apenas 53 sub-bacias no processo de calibração, devido à disponibilidade de dados. As sub-bacias e os postos fluviométricos utilizados no processo de calibração estão apresentados na Figura 4.15.

Tabela 4.2: Informações das estações utilizadas na calibração.

Sub-bacia	Nome do local	Rio	Área (km ²)	Tipo
Alto Paraná				
1	Furnas	Grande	53400	Naturalizada
2	Água Vermelha	Grande	139926	Naturalizada
8	Ponte Meia Ponte	Meia Ponte	11478	Observada
10	Itaguaçu	Rio Claro	13580	Observada
12	Ilha Solteira	Paraná	379280	Naturalizada
13	Barra Bonita	Tietê	33140	Naturalizada
17	Jupia	Paraná	480000	Naturalizada
20	Porto Primavera	Paraná	574379	Naturalizada
21	Ourinhos	Paranapanema	28227	Naturalizada
22	Canoas01	Paranapanema	41450	Naturalizada
24	Rosana	Paranapanema	101205	Naturalizada
25	Ivinhema	Ivinhema	32430	Observada
27	Novo Porto Taquara	Ivaí	35107	Observada
28	Naviraí	Amambaí	9580	Observada
30	Balsa Santa Maria	Piquiri	21050	Observada
32	Itaipu	Paraná	830000	Naturalizada
35	Salto Caxias	Iguaçu	57330	Naturalizada
39	Itati	Paraná	953950	Observada
Alto Paraguai				
40	Cáceres	Paraguai	32625	Observada
41	Descalvados	Paraguai	47578	Observada
42	Porto Conceição	Paraguai	65200	Observada
47	São Jeronimo	Piquiri	24400	Observada
48	Acima Córrego Grande	São Lourenço	23400	Observada
49	São José do Borireu	São Lourenço	25000	Observada
50	São José do Piquiri	Piquiri	54670	Observada
51	Cuiabá	Cuiabá	23760	Observada
52	Barão de Melgaço	Cuiabá	29582	Observada
53	Porto Cercado	Cuiabá	37150	Observada
54	São João	Cuiabá	39050	Observada
55	Pousada Taiamã	Piquiri	96340	Observada
57	Amolar	Paraguai	236000	Observada
58	Porto São Francisco	Paraguai	242680	Observada
60	Coxim	Taquari	28130	Observada
62	Porto da Manga	Paraguai	297000	Observada

Sub-bacia	Nome do local	Rio	Área (km²)	Tipo
63	Aquidauana	Aquidauana	13520	Observada
64	Porto Ciriaco	Aquidauana	19500	Observada
65	Miranda	Miranda	15340	Observada
73	Porto Murtinho	Paraguai	581130	Observada
Baixo Paraguai				
75	La Paz	Pilcomayo	88305	Observada
77	Puerto Pilcomayo	Pilcomayo	905940	Observada
78	El Colorado	Bermejo	105615	Observada
79	Puerto Bermejo	Paraguai	1135420	Observada
Baixo Paraná				
80	Corrientes	Paraná	2095506	Observada
82	Ruta 70	Salado	209850	Observada
83	Timbues	Paraná	2535242	Observada
Uruguai				
96	El Soberbo	Uruguai	83950	Observada
97	San Javier	Uruguai	97225	Observada
98	Santo Tomé	Uruguai	120262	Observada
99	Passo Mariano Pinto	Uruguai	42975	Observada
100	Passo de los Libres	Uruguai	191241	Observada
101	Salto Grande	Uruguai	244020	Observada

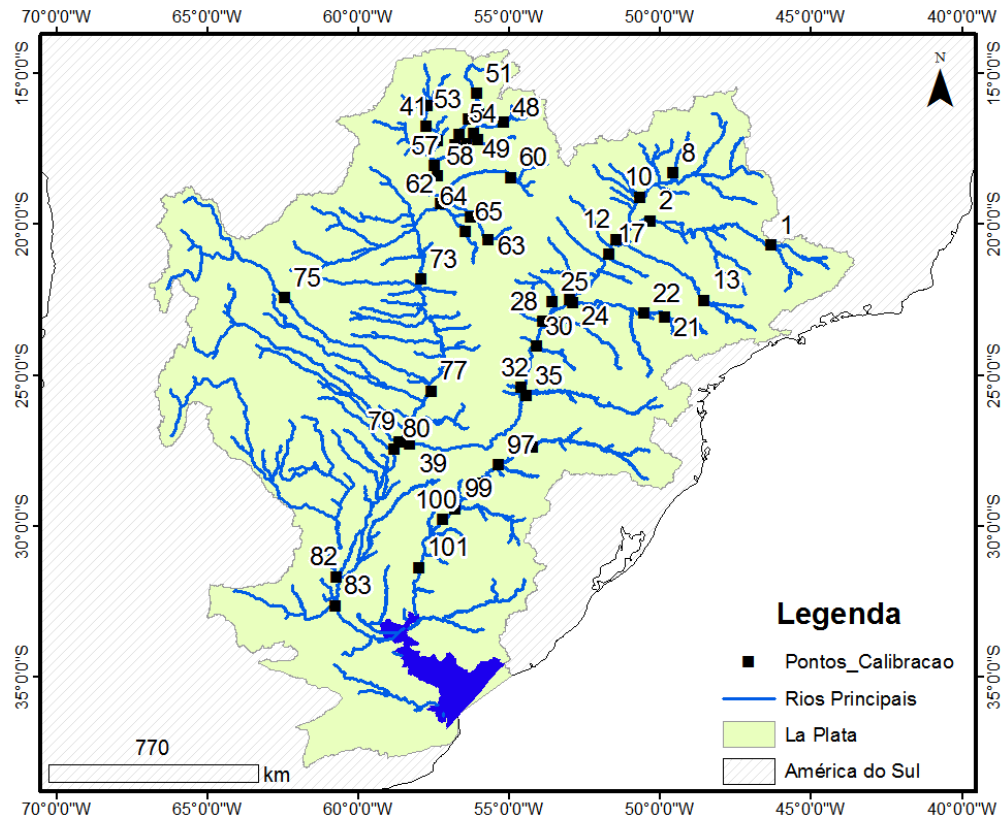


Figura 4.15: Localização das estações com dados fluviométricos utilizadas na calibração.

4.6. Avaliação e apresentação dos resultados

A avaliação e apresentação dos resultados foi dividida em três etapas: 1) calibração e avaliação do modelo MGB-IPH com base em dados de vazão; 2) Impacto do modelo de propagação e da consideração da planície nas simulações; 3) Verificação dos níveis simulados com níveis obtidos por sensoriamento remoto; 4) Verificação da extensão da área inundada simulada com dados de sensoriamento remoto; 5) Avaliação do impacto das alterações antrópicas (i.e. hidroelétricas) nas vazões de referência da BHP e 6) Análise de sensibilidade da largura das conexões laterais entre minibacias.

4.6.1. Calibração e verificação do modelo Inercial

De acordo com a disponibilidade dos dados de precipitação do MERGE, escolheu-se o período entre 01/02/1998 até 31/12/2010 para a simulação com o modelo MGB-IPH. O processo inicial de calibração foi realizado com o método Muskingum-Cunge linear, devido ao tempo de processamento do modelo simplificado ser aproximadamente 10 vezes mais rápido que o modelo Inercial. Após a obtenção dos parâmetros, utilizou-se o modelo Inercial para verificar possíveis melhorias nos resultados e realizar possíveis

melhorias nos parâmetros. O período citado acima foi dividido em duas partes para o cálculo das medidas de desempenho da calibração e verificação. O período de calibração foi de 01/01/1998 até 31/12/2004. O período de verificação foi de 01/01/2006 até 31/12/2010. O período entre 2002 e 2006 foi descartado para o cálculo das estatísticas por não apresentar uma boa disponibilidade dos dados. A calibração do modelo foi feita de forma manual.

A calibração foi realizada de montante para jusante e foram calibrados os parâmetros do modelo hidrológico: W_m (Capacidade de volume do solo), b (relação entre a capacidade do solo e o grau de saturação), K_{int} (parâmetro de drenagem sub-superficial), K_{bas} (parâmetro de drenagem subterrânea), C_s , C_i e C_b (parâmetro de retardo dos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo). Os parâmetros calibráveis do modelo hidrológico estão descritos com mais detalhes em Collischonn (2001). A calibração desses parâmetros foi realizada de forma a manter a menor variação possível dos mesmos de uma sub-bacia para outra em regiões hidrologicamente semelhantes. Essa escolha permitiu avaliar melhor o efeito do aperfeiçoamento do método de propagação implementado. Além dos parâmetros calibráveis, existem também os parâmetros chamados de fixos, pois são constantes para todas as CRH: Albedo, índice de área foliar, altura das árvores e resistência superficial.

As vazões simuladas foram comparadas com dados de vazões observadas oriundas das estações fluviométricas da Agencia Nacional de Águas (ANA) em rios sem a influência de reservatórios. Nos rios com influência de reservatórios foram utilizados dados de vazão naturalizada. Para a calibração do modelo na bacia do Baixo Paraná utilizou-se dados de vazão oriundos da Secretaria de Recursos Hídricos da Argentina. Além disso, a vazão defluente da UHE Itaipu foi utilizada como condição de contorno para calibrar a bacia do Baixo Paraná. As localizações dessas estações são apresentadas na Figura 4.15.

As medidas de desempenho consideradas para comparação das vazões simuladas e observadas foram: o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe das vazões simuladas e observadas (ENS); o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões simuladas e observadas (ENSLog); o erro relativo de volume total dos hidrogramas (ΔV) e o coeficiente Índice de Atraso.

$$ENS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (QC_i - QO_i)^2}{\sum_{i=1}^N (QO_i - QOm)^2} \quad \text{Equação. 43}$$

$$ENSLog = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\text{Log}(QC_i) - \text{Log}(QO_i))^2}{\sum_{i=1}^N (\text{Log}(QO_i) - QOmLog)^2} \quad \text{Equação. 44}$$

$$\Delta V = \frac{\sum_{i=1}^N QC_i - \sum_{i=1}^N QO_i}{\sum_{i=1}^N QO_i} \quad \text{Equação. 45}$$

Onde QC_i é a vazão calculada num intervalo de tempo i ; QO_i é a vazão observada neste mesmo intervalo de tempo; N é o número de intervalos de tempo; e QOm é a média das vazões observadas no período de N intervalos de tempo e $QOmLog$ é a média dos logaritmos das vazões observadas no período de N intervalos de tempo.

O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe é uma forma quantitativa de avaliar o desempenho de um modelo hidrológico. Ele mede o quanto o modelo hidrológico é superior a um modelo alternativo, que é a média de longo prazo das vazões. Quando o modelo hidrológico é perfeito, o coeficiente de Nash-Sutcliffe tem um valor igual a 1. Quando o modelo hidrológico é pior do que o modelo alternativo ele tem valores negativos.

O coeficiente de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões é semelhante ao original, porém utiliza o operador logaritmo antes dos cálculos estatísticos. O resultado é um coeficiente que é menos sensível aos erros nas vazões máximas.

Além das três medidas de desempenho citadas, também foi calculado o coeficiente Índice de Atraso (DI) em cada ponto (Paiva et al., 2011b; Pontes et al., 2016). O DI é um índice que mede, em número de dias, a defasagem entre os hidrogramas. O DI é o número de dias de defasagem entre os hidrogramas para o qual a correlação entre a série observada e calculada é máxima. Um valor de DI igual a -3 significa que os hidrogramas calculados tendem a estar 3 dias adiantados em relação aos hidrogramas observados, especialmente na região dos picos das vazões. Um valor de DI igual a +2 significa que os hidrogramas calculados estão atrasados em dois dias em relação aos observados. Quanto mais próximo de zero o valor de DI, menor é a diferença temporal entre os hidrogramas (Paiva et al., 2011b).

Para auxiliar no processo de calibração e verificação os níveis simulados pelo modelo MGB-IPH com propagação Inercial foram comparados com dados de altimetria do satélite ENVISAT em 3 estações virtuais (Rio Paraguai e Paraná). Foi realizado também um ajuste do referencial para que os níveis simulados e de estações virtuais fossem comparados.

O satélite ENVISAT possui uma resolução temporal de 35 dias – duração do ciclo orbital – e uma resolução espacial de 80 km entre as faixas de passagem. Os dados foram obtidos da página do laboratório LEGOS (Laboratório de Estudos em Geofísica e Oceanografia Espacial), localizado em Toulouse, na França. Esse sistema disponibiliza dados de altimetria para aproximadamente 150 lagos e reservatórios, além de dados de altimetria para vários rios com grandes planícies de inundação (Crétau et al., 2011). O intervalo temporal dos dados de altimetria iniciam em 2002.

4.6.2. Efeito do modelo de propagação e da planície de inundação na BHP

Nessa análise foi avaliado o impacto de considerar ou não a planície de inundação nos modelos de propagação de vazão utilizado na simulação da bacia do Prata. A consideração da planície, como citado na metodologia, foi realizada de duas formas: Integração da curva hipsométrica cota-área alagada e relações geomorfológicas do rio (modelo do tipo armazenamento); e através das interconexões entre as minibacias. Os resultados do modelo Inercial, que representa rios com planície de inundação, foram comparados nesse capítulo com os resultados obtidos pelo modelo de propagação

Muskingum-Cunge, que não representa rios com planície de inundação. Também foi abordado o efeito de fluxos verticais, como infiltração e evaporação da água na planície e o efeito dos mesmos nos hidrogramas.

Além disso, também foi realizado um teste somando-se à evaporação na planície um valor de 2 mm/dia para representar mais uma perda de água correspondente ao processo de infiltração. Esse teste visou mostrar que o modelo pode representar melhor a realidade se for considerado o processo de perda por infiltração na planície de inundação.

4.6.3. Verificação das áreas inundadas simuladas

Com base no nível da água simulado foi possível estimar a área inundada a cada intervalo de tempo, comparando o nível com as cotas do MDE, em cada minibacia. Os resultados da área inundada simulada foram comparados com imagens do satélite Landsat 5 TM disponibilizadas pela Divisão de Geração de Imagens – DGI – do INPE (http://www.dgi.inpe.br/siteDgi/ATUS_LandSat.php). Segundo Garcia et al., (2011), o comprimento de onda do sensor LANDSAT/TM varia de 0,45 até 2,35 micrometros, ideal para o fornecimento informações sobre a característica físico-química dos alvos.

O cálculo da área inundada pelo modelo consiste na seguinte metodologia: os pixels do MDE com cotas inferiores à elevação do nível de água calculado, dentro de uma mesma minibacia, são consideradas inundadas. A profundidade da inundação em cada pixel do MDE pode ser calculada pela equação 46:

$$H_i = \max(Y_i - Z_{p,i}; 0.0) \quad \text{Equação. 46}$$

em que H_i é a profundidade em cada pixel (m); Y_i é a elevação do nível de água calculado pelo modelo em cada minibacia (m); e $Z_{p,i}$ é a cota do pixel p pertencente à minibacia i (m).

A Figura 4.16 apresenta as áreas onde foram realizadas as comparações de área inundada do modelo com dados de sensoriamento remoto e a Tabela 4.3 apresenta as informações sobre cada uma dessas áreas. As áreas foram escolhidas de acordo com a disponibilidade e qualidade das imagens Landsat e também de acordo com a existência de características hidrológicas e hidráulicas interessantes para o estudo, como regiões muito planas, por exemplo. Em cada uma das áreas foram realizadas comparações visuais em um período úmido e um período seco em pontos específicos marcados nas figuras referentes às áreas analisadas.

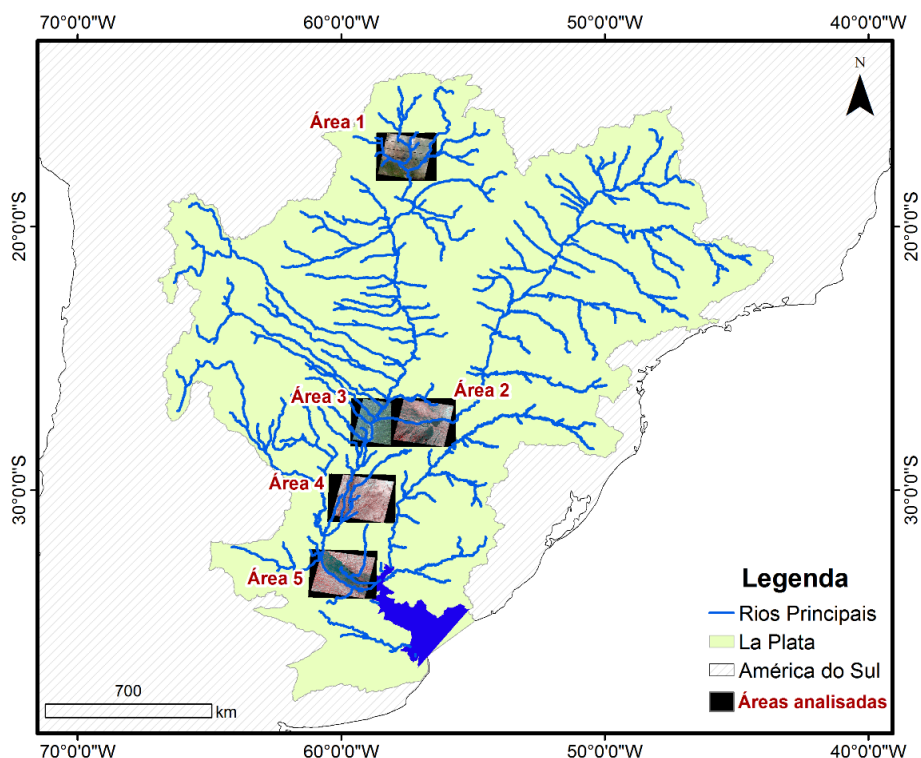


Figura 4.16: Localização das áreas utilizadas para comparação entre os resultados de área inundada do modelo e de imagens Landsat.

Tabela 4.3: Informações sobre as imagens Landsat utilizadas para a comparação.

ID	Local Aproximado	Orbita/Ponto	Data	Período Hidrológico
Área 1	Pantanal	227-72	06/05/2008	Úmido
			13/10/2008	Seco
Área 2	Esteros del Iberá	225-79	05/12/2009	Úmido
			27/05/2009	Seco
Área 3	Corrientes	226-79	29/01/2010	Úmido
			02/05/2009	Seco
Área 4	Baixo Paraná	226-81	10/03/2007	Úmido
			02/05/2009	Seco
Área 5	Timbués	226-83	13/01/2010	Úmido
			02/05/2009	Seco

4.6.4. Avaliação do impacto das alterações antrópicas nas vazões da BHP

Os reservatórios podem causar distúrbios no regime fluvial de um rio capaz de modificar características morfológicas, como largura e profundidade, capacidade de transporte de

sedimentos e alteração na biodiversidade do rio (Stevaux et al., 2009). Essa modificação também pode alterar questões relacionadas aos usos múltiplos dos recursos hídricos, pois uma vez que o regime de vazões é alterado, as vazões de referência utilizadas para processos de outorga, como a vazão com probabilidade de ser igualada ou superada em 90% do tempo no rio – Q90 – também são.

Nessa etapa foi quantificado o impacto da operação de Itaipu no Baixo Paraná. A quantificação foi realizada para as vazões Q90, Q5 e vazão média. O procedimento consistiu em calcular diferença relativa entre as vazões de referência Q5 (vazão com probabilidade de ser igualada ou superada em 5% do tempo no rio), Q90 (vazão com probabilidade de ser igualada ou superada em 90% do tempo no rio) e a vazão média ao longo do rio Paraná, a jusante de Itaipu, para duas situações: Considerando a operação dos reservatórios; sem considerar a operação dos reservatórios. A operação dos reservatórios foi considerada na simulação substituindo a vazão simulada em Itaipu pela vazão defluente de Itaipu, obtida pelo ONS (Operador Nacional do Sistema Elétrico Brasileiro).

4.6.5. Análise de sensibilidade da largura das conexões laterais entre minibacias

A possibilidade do modelo MGB-IPH com propagação Inercial representar o fluxo lateralmente entre minibacias é muito útil em bacias com características planas, como a bacia do Paraguai e Baixo Paraná, onde o fluxo pode acontecer de forma difusa sobre a planície de inundação.

Apesar disso, a compreensão das características hidrodinâmicas sobre as áreas planas – como a largura das conexões entre as minibacias – é muito limitada. Diante disso é importante o entendimento das variáveis que representam essas características com o objetivo de melhorar a simulação hidrodinâmica. Nesse item, foi analisada a sensibilidade do modelo MGB-IPH com propagação Inercial ao parâmetro largura das conexões laterais.

Vale citar que a sensibilidade do modelo MGB-IPH a outros parâmetros hidrodinâmicos como rugosidade e largura do rio já foram avaliados em outras pesquisas (Paiva et al., 2013a). Além disso, Collischonn (2001) analisou a sensibilidade do modelo aos parâmetros calibráveis (relacionados com o balanço vertical).

Para analisar a sensibilidade do modelo, a largura das conexões laterais foi alterada para quatro situações: 1) Largura zero (sem conexões); 2) Largura 1 metro (valor adotado para calibração e análises); 3) Largura 20 metros e 4) Largura 40 metros. Para cada valor de largura foram gerados mapas de inundação e avaliada a vazão em Timbués (Rio Paraná), Amolar (Rio Paraguai) e Salto (Rio Uruguai).

5. RESULTADOS

5.1. Calibração e Verificação

Os períodos de calibração e verificação do modelo MGB-IPH aplicado na bacia hidrográfica do Prata foram 01/01/1998 até 31/12/2004 e 01/01/2006 até 31/12/2010. Os parâmetros calibrados na BHP e os parâmetros fixos escolhidos são apresentados no ANEXO B e C por sub-bacia.

Na Tabela 5.1 e Tabela 5.2 são apresentadas as medidas de desempenho da etapa de calibração calculadas com os dados de vazão simulada e dados de vazão observada. A localização dos pontos da Tabela 5.1 é apresentada no mapa da Figura 5.1.

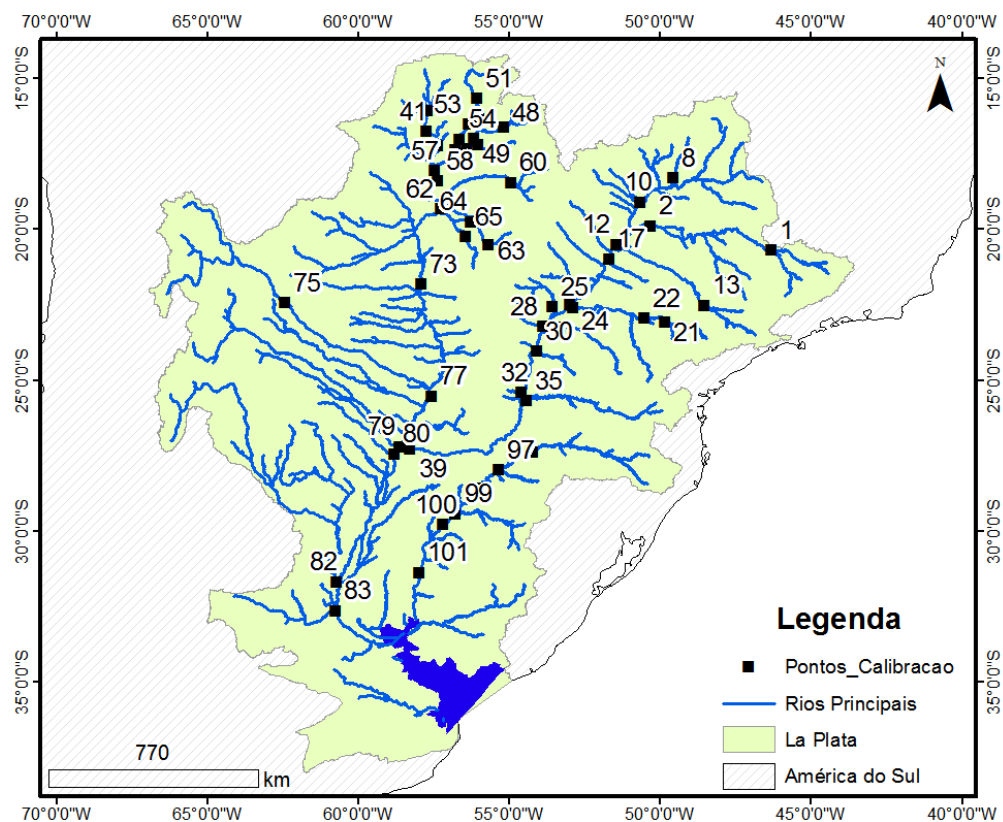


Figura 5.1: Localização das estações com dados fluviométricos utilizadas na calibração.

Durante o processo de calibração foi adotado, inicialmente, o método de propagação Muskingum-Cunge (sem consideração da planície de inundação), em função da velocidade de processamento. Posteriormente, o modelo MGB-IPH foi utilizado com o método de propagação inercial em toda a bacia, e foram realizados ajustes finais nos parâmetros.

Os resultados apresentados abaixo mostram as vazões simuladas nos períodos de calibração e verificação utilizando o modelo Inercial com consideração da planície de inundação. Além das vazões observadas, também foram utilizados dados de altimetria espacial do satélite ENVISAT para verificação de níveis simulados em alguns locais.

Na seção posterior é mostrado o benefício da consideração de um modelo de propagação com base física e representação da planície de inundação sobre a modelagem tradicional realizada no MGB-IPH.

Na região do Alto Paraná, a montante de Itaipu, destacam-se os resultados da calibração nos locais com grandes áreas de drenagem, como as Usinas Hidrelétricas de Água Vermelha (Figura 5.2), localizada no rio Grande, um dos formadores do rio Paraná, onde o coeficiente de Nash-Sutcliffe de vazões diárias é igual a 0,71, o coeficiente do Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões diárias é 0,74 e o erro de volume é de 15 %. O coeficiente DI é considerado muito bom para essa bacia. Nos pontos analisados no Rio Grande, o índice DI varia de -1 até -2, significando que o hidrograma simulado tende a estar de 1 a 2 dias atrasado em relação ao hidrograma observado. As estatísticas calculadas utilizando o período de calibração também mostram que o modelo simula bem o Rio Grande. Os coeficientes Nash-Sutcliffe das vazões e Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões é da ordem de 0,8 e o erro de volume é da ordem de -10%, significando que o modelo subestima um pouco as vazões. Em contrapartida, o índice DI apresenta resultados muito bons: 0 (em Furnas) e -1 (em Água Vermelha).

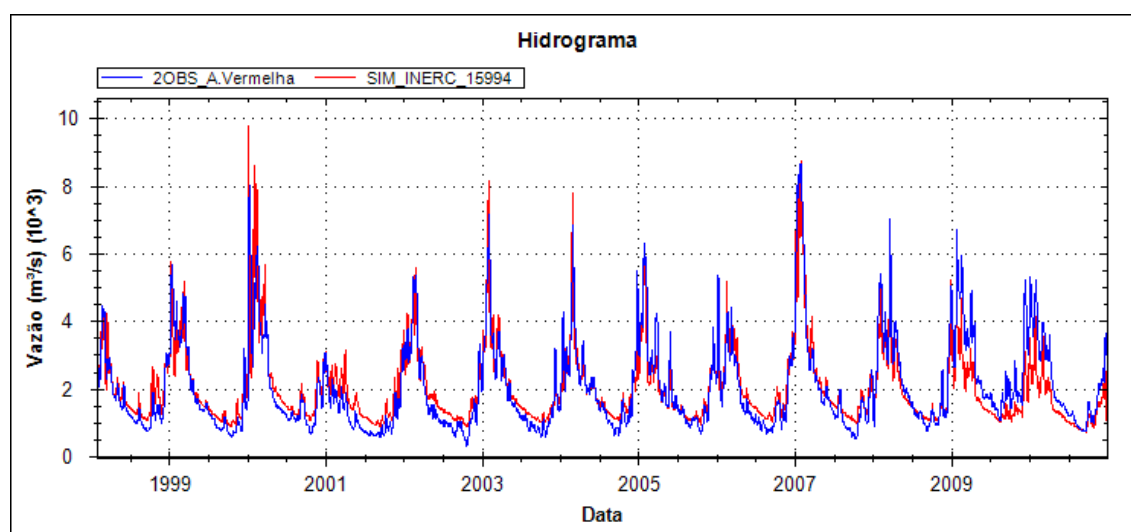


Figura 5.2: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em UHE Água Vermelha, no Rio Grande.

No Rio Paranaíba, foram apresentados resultados nas estações Ponte Meia Ponte e Itaguaçu. Os valores do coeficiente Nash-Sutcliffe são 0,44 e 0,36 respectivamente. O erro de volume nessas duas estações é baixo, 6,36% e 3,88% respectivamente. O índice DI, assim como no Rio Grande, indica que os hidrogramas simulados estão entre 1 e 2 dias atrasados em relação aos hidrogramas observados. Esse resultado também é considerado bom, considerando que a simulação considera um intervalo de tempo

diário dos dados de entrada. Na verificação os resultados são piores. Em Ponte Meia Ponte o coeficiente Nash-Sutcliffe é 0,17 e o erro de volume -45%. Em Itaguaçu o índice DI se destaca negativamente, apresentando um valor de 21, significando que o hidrograma simulado está 21 dias adiantado em relação ao hidrograma observado.

Na região central do Alto Paraná, após a confluência dos rios Paranaíba e Rio Grande, os resultados da calibração são considerados bons. O coeficiente Nash-Sutcliffe das vazões diárias afluentes às usinas hidrelétricas Ilha Solteira e Jupuí (Figura 5.3) é de aproximadamente 0,75 nas duas usinas. As vazões mínimas também estão bem representadas, com coeficiente Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões de aproximadamente 0,8 nas duas localidades. O erro de volume, apesar de um pouco alto, também é bom, principalmente quando se considera as incertezas devido às vazões naturalizadas utilizadas para o cálculo das medidas de desempenho. O valor do erro de volume é de 18% na UHE Ilha Solteira e 15% na UHE Jupuí. Os resultados calculados no período de verificação são ainda melhores nessa região. O coeficiente Nash-Sutcliffe em Ilha Solteira e Jupuí são da ordem de 0,9. Destaca-se também o índice DI nesses locais, que indica que o hidrograma simulado está em fase com o hidrograma observado.

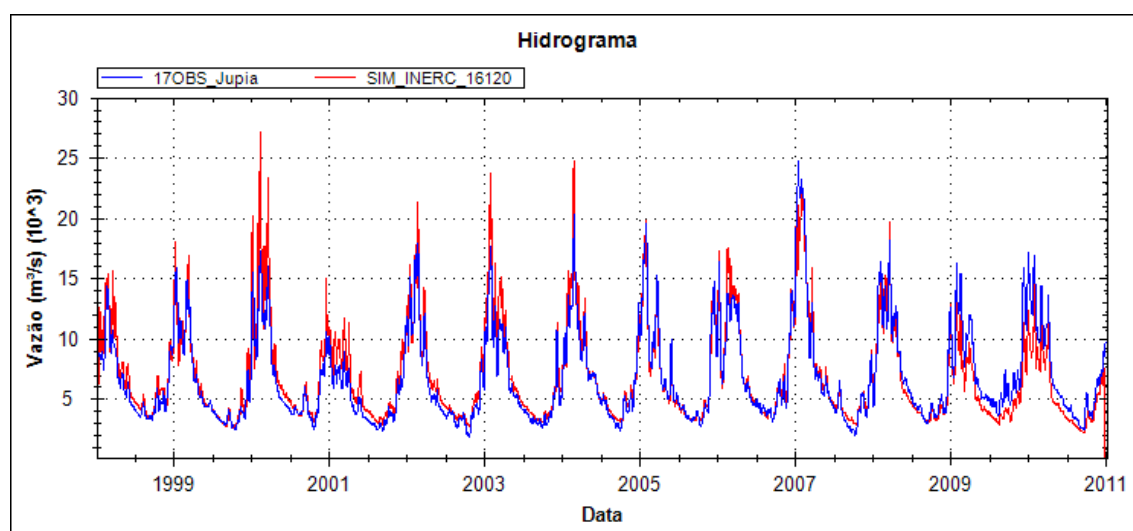


Figura 5.3: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em UHE Jupuí, no rio Paraná.

O Rio Paranapanema, importante afluente do rio Paraná devido ao número de usinas hidrelétricas existentes, também está bem representado na calibração. No último ponto analisado nessa bacia, a UHE de Rosana (Figura 5.4), o coeficiente Nash-Sutcliffe é de 0,78, mostrando que as vazões máximas estão bem representadas. O coeficiente Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões é 0,78, indicando que as vazões mínimas também estão bem representadas. O erro de volume calculado é da ordem de 8%. O índice DI tem valor 1, indicando que o hidrograma simulado está adiantado um dia em relação ao hidrograma observado. Os resultados das medidas de desempenho calculadas no período de verificação são igualmente bons, com exceção do coeficiente Nash-Sutcliffe das vazões, 0,18, indicando que as vazões máximas não estão bem representadas.

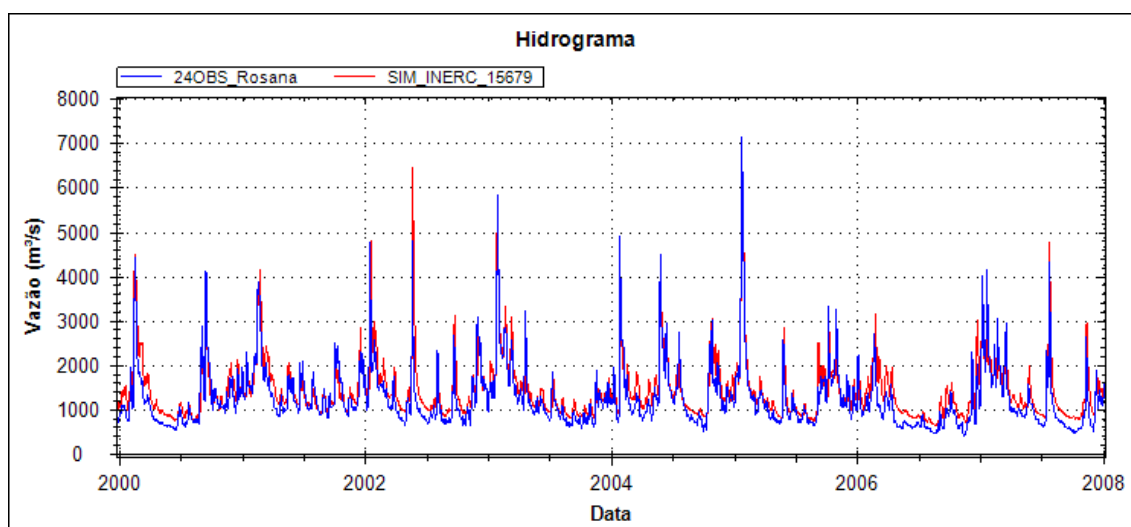


Figura 5.4: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em UHE Rosana, no rio Paranapanema.

Em Itaipu o coeficiente de Nash-Sutcliffe é igual a 0,77 e o erro de volume é da ordem de 7%. Nas demais usinas hidrelétricas do rio Paraná, como Porto Primavera e Barra Bonita os resultados também são muito bons. A Figura 5.5 mostra os hidrogramas das vazões diárias observadas e simuladas em Itaipu, indicando que o modelo consegue representar as vazões observadas tanto nos períodos úmidos quanto nos períodos mais secos. Neste caso as vazões correspondem às vazões naturais.

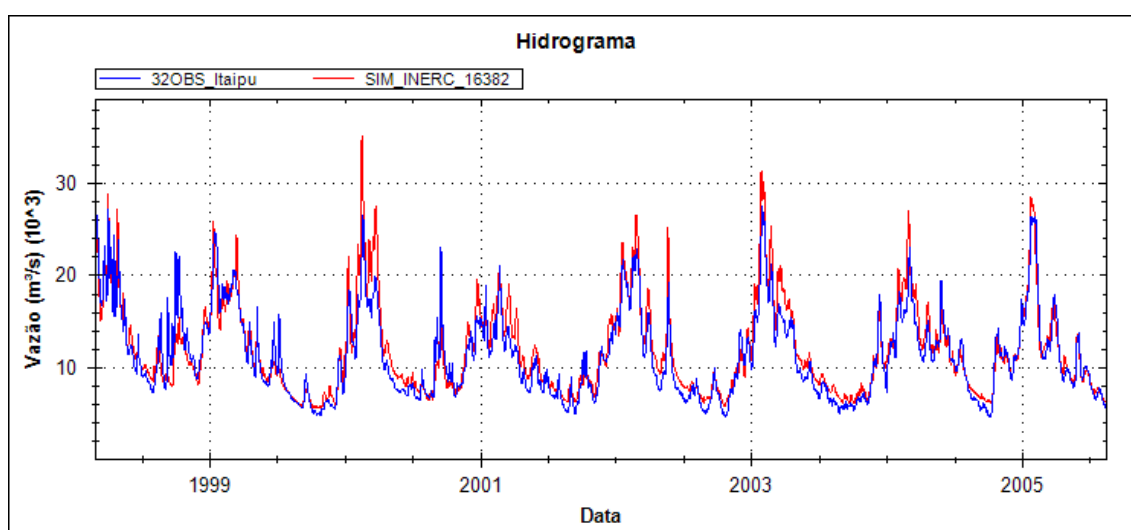


Figura 5.5: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Itaipu, no rio Paraná.

Por outro lado, em bacias menores os resultados de calibração com dados diários apresentam medidas de desempenho piores. Isso pode ser causado devido às incertezas

na obtenção de largura e profundidade dos rios e características da planície de inundação. O rio Ivinhema, afluente da margem direita do Paraná, é um exemplo (Figura 5.6). O valor do coeficiente Nash-Sutcliffe na estação mais a jusante no rio Ivinhema é 0,13 e o índice DI é -4, indicando que o hidrograma simulado está atrasado 4 dias em relação ao hidrograma observado.

No rio Ivaí e Piquiri, o erro de volume é considerado pior em relação aos pontos analisados acima. Na estação Novo Porto Taquara o erro de volume é de -31%, e na estação de Balsa Santa Maria o erro de volume é de -23%. Acredita-se que este resultado ruim no posto fluviométrico Novo Porto Taquara tenha relação com a dificuldade de estimar as características do canal (largura e profundidade) e as características da planície de inundação do rio Ivaí no seu trecho inferior, onde ocorrem expressivas inundações nas áreas planas adjacentes ao rio.

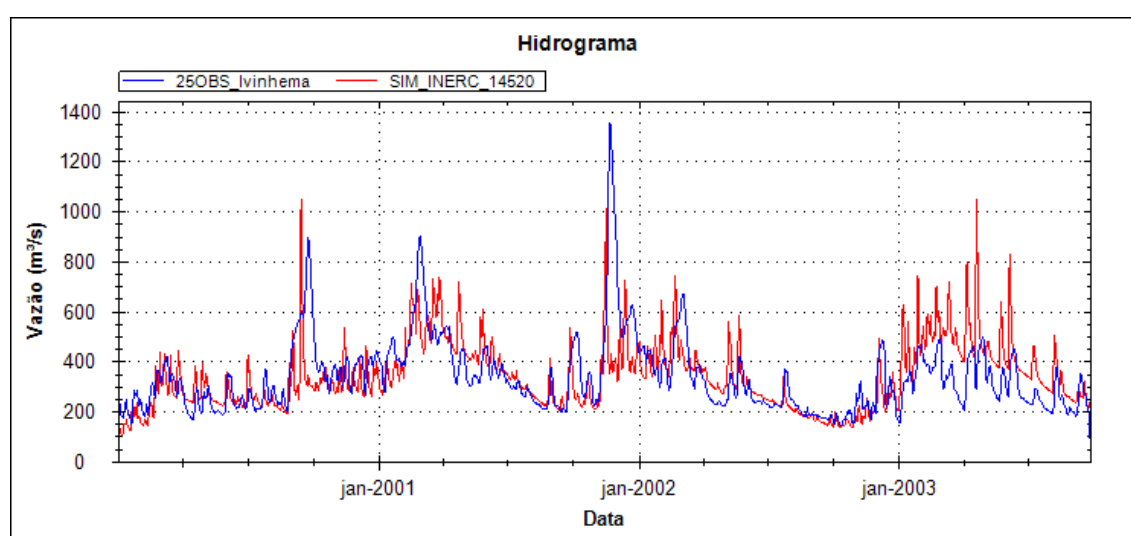


Figura 5.6: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) na estação fluviométrica 64617000 (Ivinhema), no rio Ivinhema.

Na UHE Salto Caxias, no rio Iguaçu, o coeficiente Nash-Sutcliffe é de 0,39, enquanto o erro de volume é -15%. Esses resultados podem ser atribuídos a erros na estimativa das relações geomorfológicas no rio Iguaçu.

Em Itati, a jusante da confluência dos rios Paraná e Iguaçu, o resultado também é considerado muito bom. Para calibrar Itati, a vazão a jusante de Itaipu foi substituída pela vazão defluente de Itaipu. Dessa forma, a operação do sistema hidrelétrico da bacia do Alto Paraná foi considerada. O coeficiente Nash-Sutcliffe das vazões diárias é 0,77, o coeficiente Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões diárias é 0,73, o erro de volume 6% e o índice DI indica que os hidrogramas simulados e observados estão em fase.

Na região do Alto Paraguai os resultados são razoáveis nos principais pontos de entrada para o Pantanal, como Cáceres e Descalvados (no rio Paraguai), Cuiabá (no rio Cuiabá), Acima do Córrego Grande (no rio São Lourenço), Coxim (no rio Taquari) e Aquidauana (no rio Aquidauana). Os resultados das medidas de desempenho Nash-Sutcliffe das

vazões diárias, Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões diárias, erro de volume e índice DI calculadas no período de calibração são respectivamente 0,7; 0,71; -0,9%; -5 (Cáceres); 0,34; 0,65; 8,7%; -2 (Descalvados); 0,6; 0,65; 6%; -1 (Cuiabá); 0,55; 0,65; -15%; -2 (Acima Córrego Grande); 0,42; 0,47; 0,28%; 0 (Coxim); 0,59; 0,62; -15%; -1 (Aquidauana). Para exemplificar as vazões dos pontos de entrada do Pantanal, a Figura 5.7 ilustra o resultado em Cáceres.

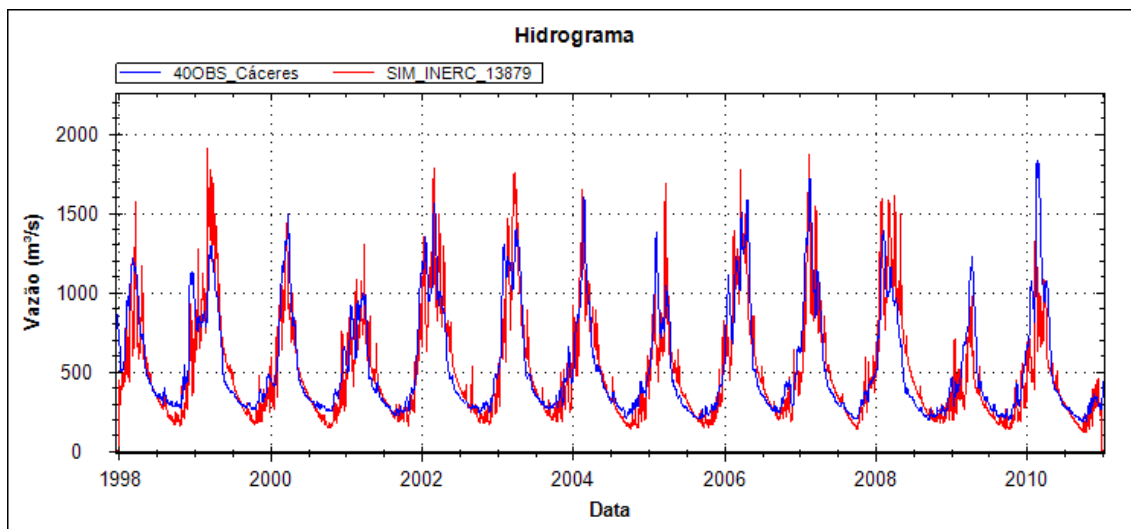


Figura 5.7: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Cáceres, no rio Paraguai.

Entretanto, em postos fluviométricos localizados no interior do Pantanal, há pontos com resultados ruins, como Porto Conceição (no rio Paraguai), São José do Piquiri (no rio Piquiri). Em Porto Conceição por exemplo, o coeficiente Nash-Sutcliffe das vazões é -0,57, o coeficiente Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões é -0,23, o erro de volume é de 29% e o índice DI é de 18. A Figura 5.8a ilustra o hidrograma desse posto. Apesar do resultado das medidas de desempenho ser ruim, o hidrograma simulado está representando de forma satisfatória a sazonalidade observada na região.

Acredita-se que essa superestimativa nas vazões simuladas em Porto Conceição seja causada principalmente devido a um processo de avulsão do rio Paraguai a partir da estação fluviométrica Descalvados, onde parte da vazão escoar por canais adjacentes ao rio principal. A Figura 5.8b apresenta uma imagem Landsat no período úmido na região, assim como a inundação simulada pelo modelo (mancha de cor azul). É possível notar que a região entre Descalvados, Porto Conceição e Perto de Bela Vista do Norte é inundada no período úmido, favorecendo o escoamento por regiões adjacentes ao rio Paraguai (indicadas pelas setas de cor laranja). Esse processo de avulsão do rio Paraguai, a partir de Descalvados, pode não estar sendo considerado pelo modelo, mesmo com as interconexões entre as minibacias. Essa suspeita é corroborada pela imagem que representa a inundação simulada, onde há uma região não inundada entre as estações Descalvados e Porto Conceição.

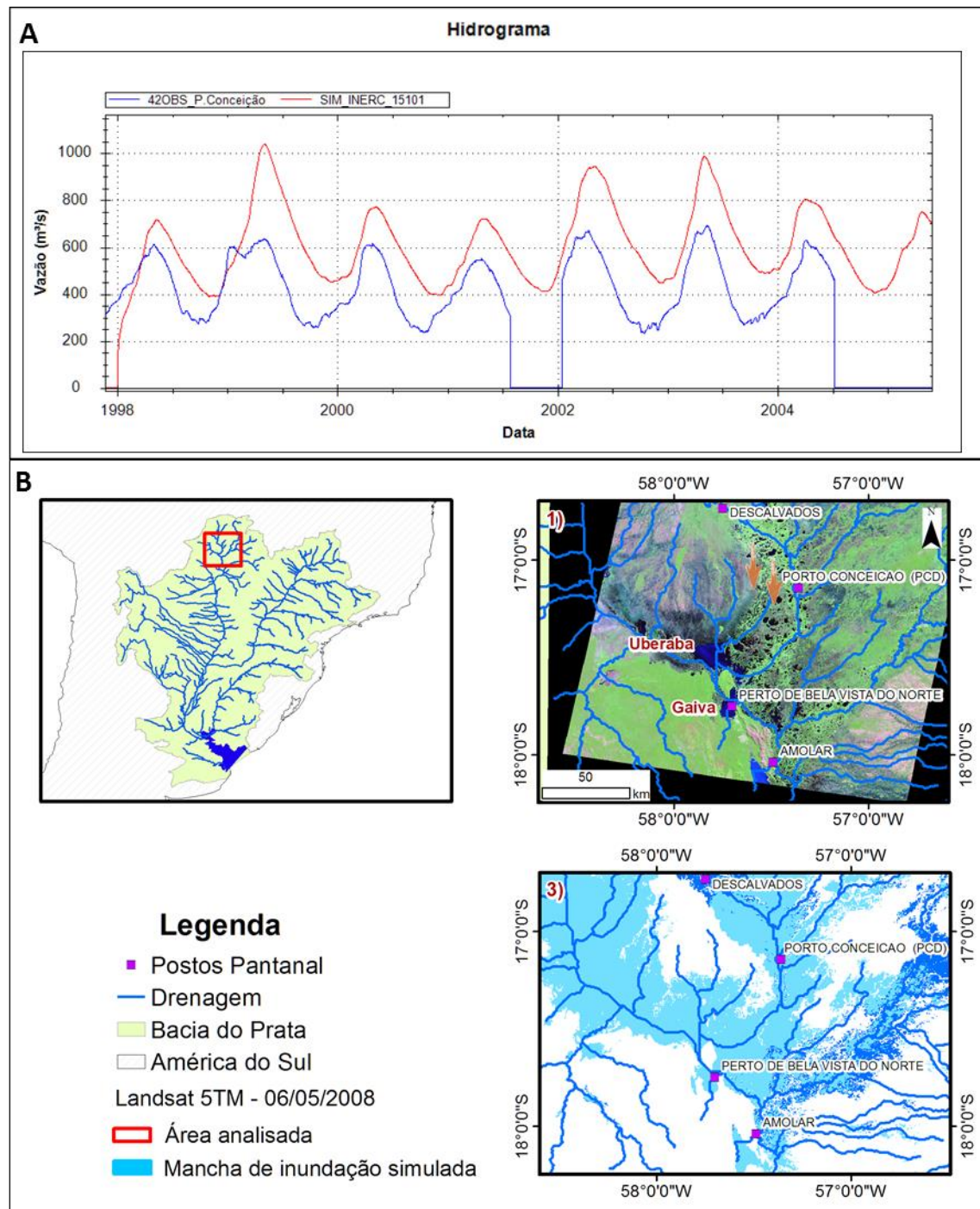


Figura 5.8: A) Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Porto Conceição, no rio Paraguai. B) Imagem Landsat de um período úmido no Pantanal e inundação simulada pelo modelo no mesmo período. As setas de cor laranja representam um processo de avulsão da vazão a jusante de Descalvados, levando água desse ponto até a jusante de Porto Conceição.

Apesar da existência de resultados ruins no interior do Pantanal, em outros locais os resultados são surpreendentemente bons no período de calibração, como em Porto Cercado (no rio Cuiabá), Pousada Taiamã (no rio Cuiabá) e na estação fluviométrica Amolar (no rio Paraguai).

Para exemplificar os resultados do modelo MGB-IPH na região do Alto Paraguai são apresentados os resultados no posto fluviométrico Amolar (Figura 5.9), localizado no interior do Pantanal, a jusante da confluência dos rios Paraguai e Cuiabá; e em Pousada Taiamã (Figura 5.10), localizado no rio Cuiabá após a confluência com os rios São Lourenço e Piquiri. Neste local o modelo está superestimando a vazão média, porém tem resultados coerentes em termos de sazonalidade.

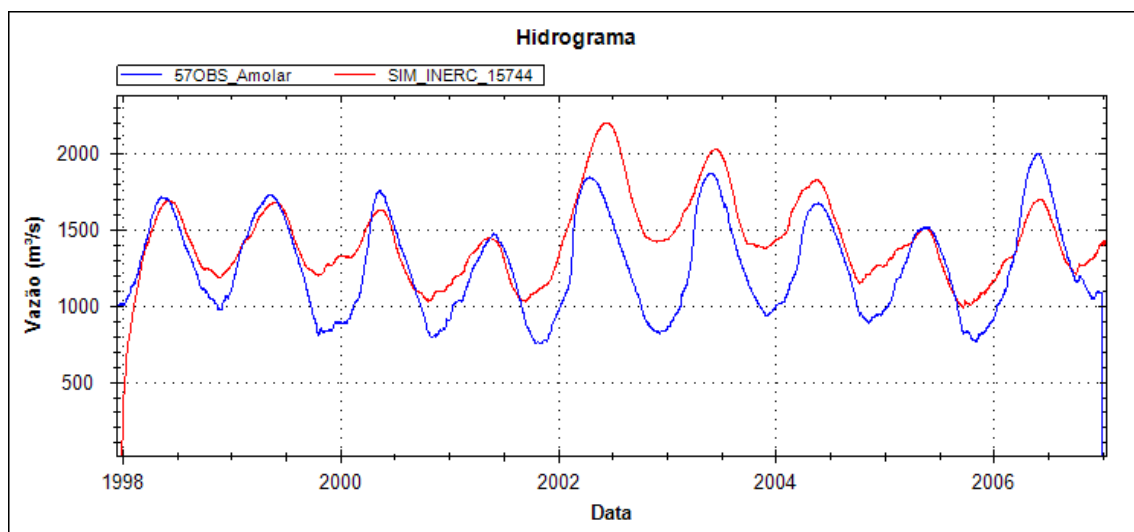


Figura 5.9: Hidrograma observado (linha azul) e simulado (linha vermelha) em Amolar, no rio Paraguai.

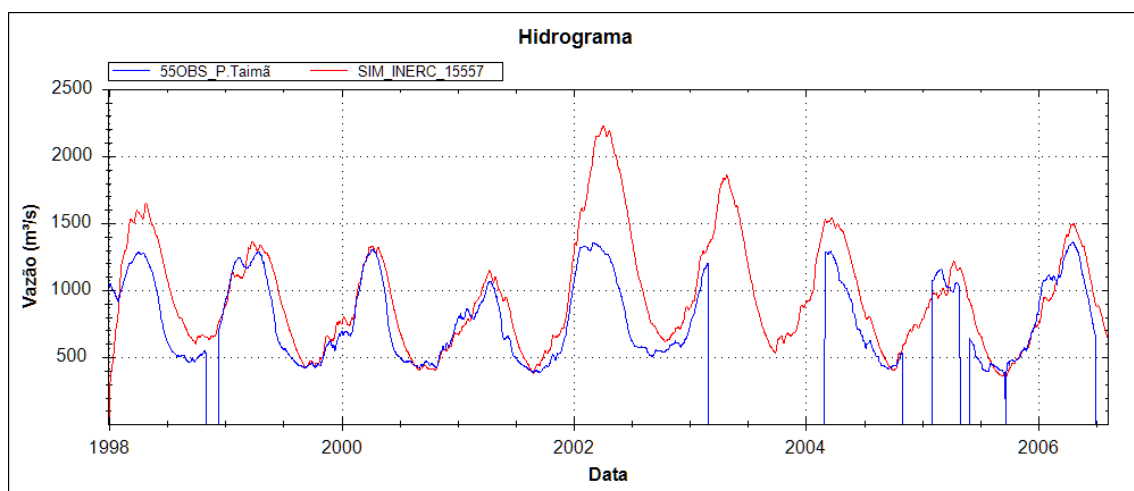


Figura 5.10: Hidrograma observado (linha azul) e simulado (linha vermelha) em Pousada Taiamã, no rio Cuiabá.

Em Porto São Francisco e em Porto da Manga, que são dois postos fluviométricos localizados no rio Paraguai no interior do Pantanal, os resultados das medidas de desempenho na calibração são bons, com erros de volume muito baixos, mas com diferenças muito significativas nos hidrogramas. Apesar das diferenças entre o hidrograma simulado e observado nesses postos, percebe-se que existe uma representatividade razoável da sazonalidade. A Figura 5.11 ilustra os resultados em Porto da Manga.

Por outro lado, em Porto Murtinho, que é o último posto fluviométrico do rio Paraguai em território do Brasil, o coeficiente de Nash-Sutcliffe é ruim. Essas diferenças são principalmente devido à erros na estimativa da largura e profundidade do rio e da curva hipsométrica da região. Dessa forma, a interação entre calha principal do rio e planície no modelo hidráulico não são bem representadas, comprometendo os resultados.

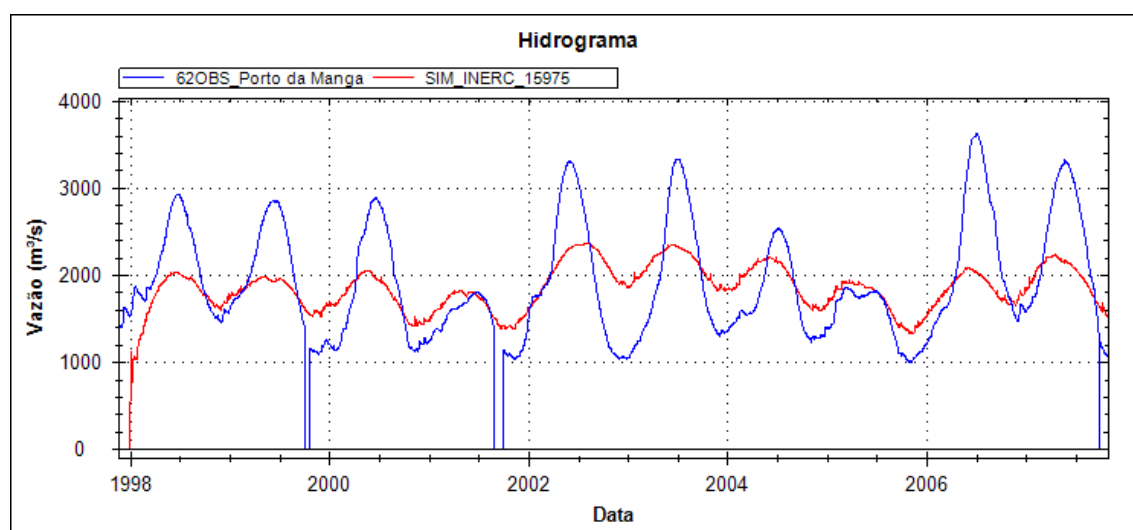


Figura 5.11: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Porto da Manga, no rio Paraguai.

Os resultados no rio Paraguai em Puerto Pilcomayo, estação localizada no rio Paraguai a jusante da confluência com o rio Pilcomayo apresentam um erro de volume relativamente baixo, porém as outras medidas de desempenho não são boas. Já em Puerto Bermejo, estação localizada no rio Paraguai a jusante da confluência com o rio Bermejo, os valores dos coeficientes de Nash-Sutcliffe são um pouco melhores, porém os erros de volume indicam que o MGB-IPH está superestimando a vazão neste ponto.

Em Puerto Pilcomayo, no rio Paraguai (Figura 5.12) a correlação entre os níveis simulados e os níveis de altimetria é de 0.52. Nessa estação, apesar da pouca quantidade de dados de altimetria, percebe-se que o modelo representa a sazonalidade dos níveis, chegando a representar de forma satisfatória alguns picos de nível, como as cheias entre janeiro e agosto de 2007 e entre janeiro e agosto de 2008. Entretanto, percebe-se que

algumas cheias não são alcançadas pelo modelo, o que pode ser atribuído às incertezas na representação de larguras e profundidades das seções transversais.

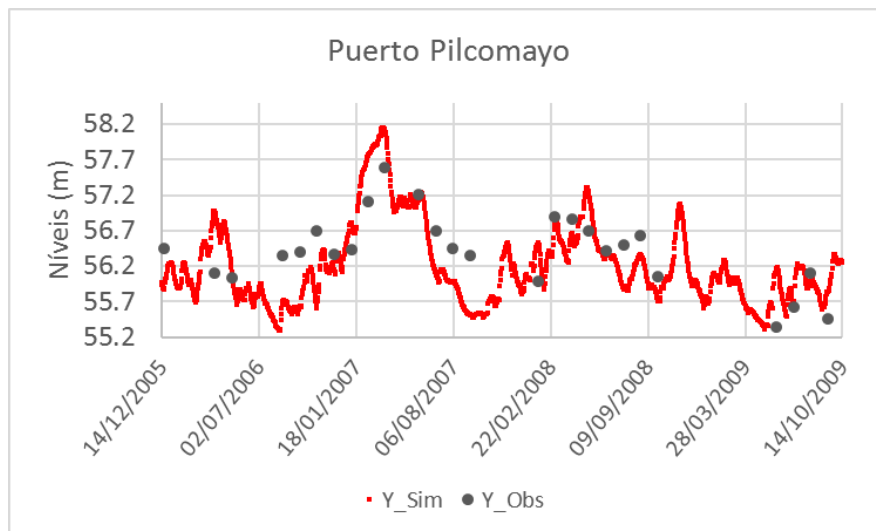


Figura 5.12: Níveis simulados (pontos vermelhos) e de altimetria (pontos pretos) em Puerto Pilcomayo, no rio Paraguai.

No rio Bermejo, no posto fluviométrico de El Colorado, foi obtido um coeficiente de Nash-sutcliffe das vazões de 0,14 com um erro de volume de -41% na vazão (Figura 5.13). Os resultados na verificação nesse posto são semelhantes aos resultados obtidos no período de calibração. Um ponto importante a ser citado é que a vazão média diminui com o aumento da área de drenagem nesses dois rios. Isso se deve a largura e profundidade do rio no modelo, que tendem a diminuir de montante para jusante.

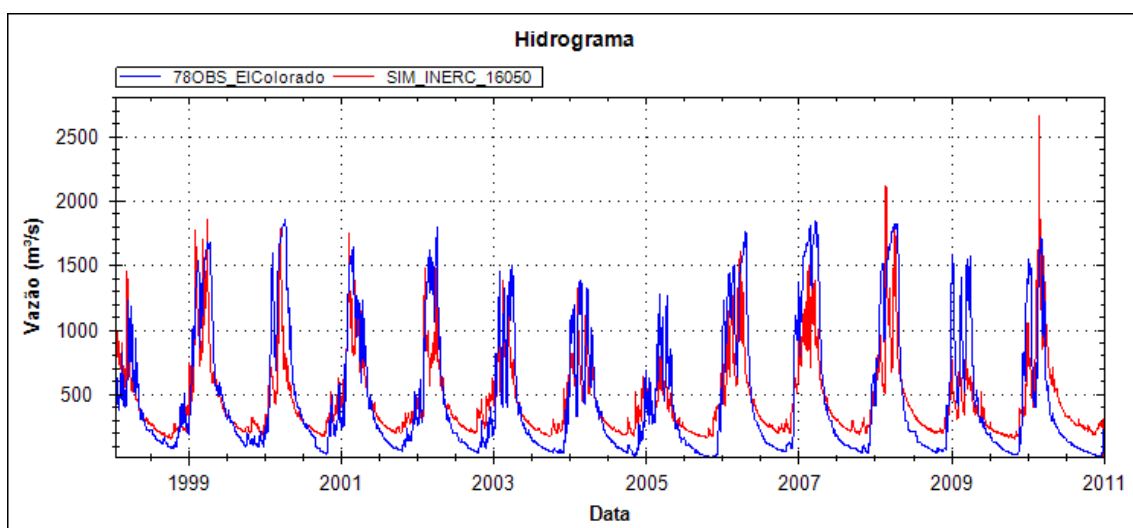


Figura 5.13: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em El Colorado, no rio Bermejo.

A Figura 5.14 mostra os hidrogramas das vazões observadas e calculadas em Puerto Bermejo, indicando que o modelo tende a superestimar a vazão nesse local, especialmente durante os períodos mais secos. Esse comportamento nas vazões mínimas compromete o uso do modelo no Baixo Paraguai com objetivo de estimativa de vazões mínimas. Mesmo assim, a superestimativa da vazão média é de apenas 5% no período de 1998 a 2004.

Esta superestimativa das vazões nesta região do rio Paraguai pode estar acontecendo por excesso das vazões dos afluentes localizados na região do Chaco. Possivelmente a complexidade do sistema hidrológico desta região ainda não está completamente representada na versão atual do modelo MGB-IPH.

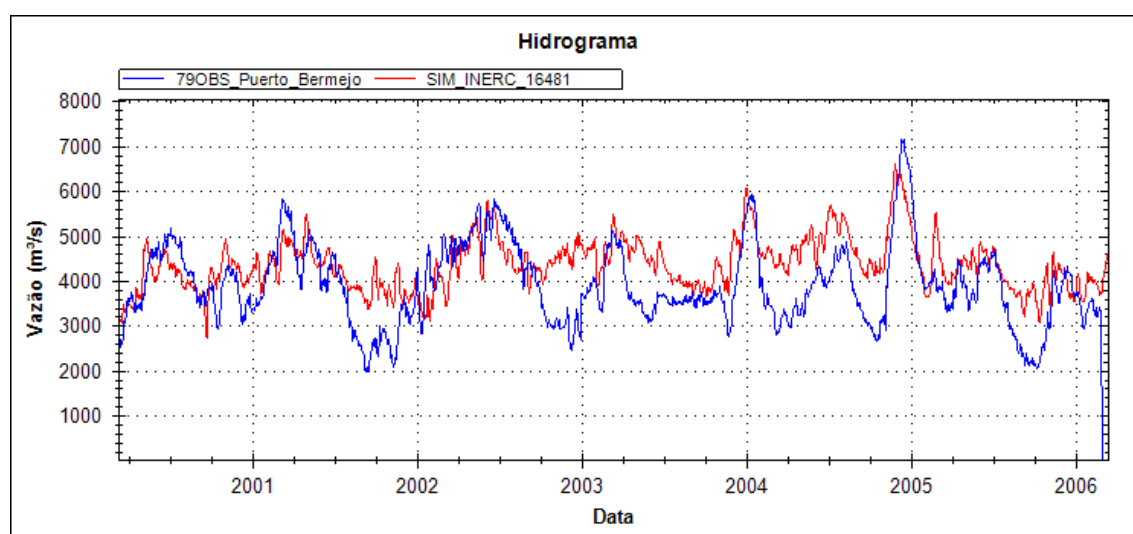


Figura 5.14: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Puerto Bermejo, no rio Paraguai, a jusante da confluência com o rio Bermejo.

No rio Paraná a jusante da confluência com o rio Paraguai os resultados foram avaliados em Corrientes e em Timbues (Figura 5.15). Em Corrientes o coeficiente de Nash-Sutcliffe das vazões diárias é igual a 0,70 e o erro de volume é igual a 8,75%, indicando uma superestimativa das vazões médias. Em Timbues o coeficiente de Nash-Sutcliffe é igual a 0,41 e o erro de volume é de 9%.

Em Corrientes, a jusante da confluência dos rios Paraná e Paraguai, os resultados foram considerados bons. Para calibrar o Baixo Paraná, a vazão a jusante de Itaipu foi substituída pela vazão defluente de Itaipu. Dessa forma, a operação do sistema hidrelétrico da bacia do Alto Paraná foi considerada. Com a substituição, a vazão média do rio Paraná em Corrientes calculada com base na simulação é igual a 18645 m³/s. Esse valor é aproximadamente 600 m³/s maior que a vazão média observada no local, que é igual a 18030 m³/s. Os hidrogramas simulado e observado são apresentados na Figura 5.16.

No posto fluviométrico Ruta 70, localizado no maior afluente do rio Paraná na região, que é o rio Salado, os resultados do modelo foram ruins, com superestimativa da vazão média, indicada pelo erro de volume superiores a 70%. Os resultados ruins no rio Salado podem ser atribuídos a dificuldade na representação da drenagem e características do rio na região. O resultado das vazões simuladas em Ruta 70 são apresentadas na Figura 5.17.

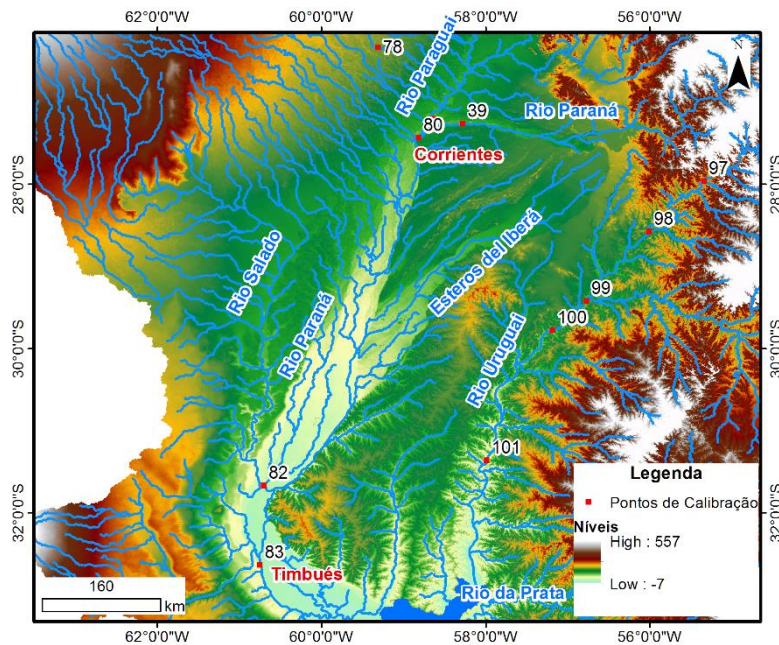


Figura 5.15: Estações fluviométricas Corrientes e Timbués.

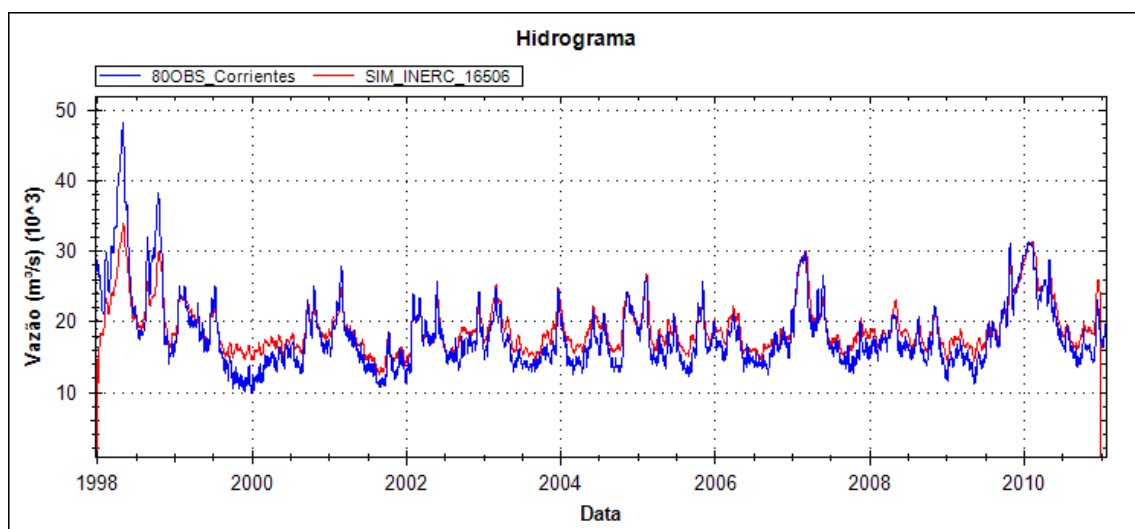


Figura 5.16: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Corrientes, no rio Paraná.

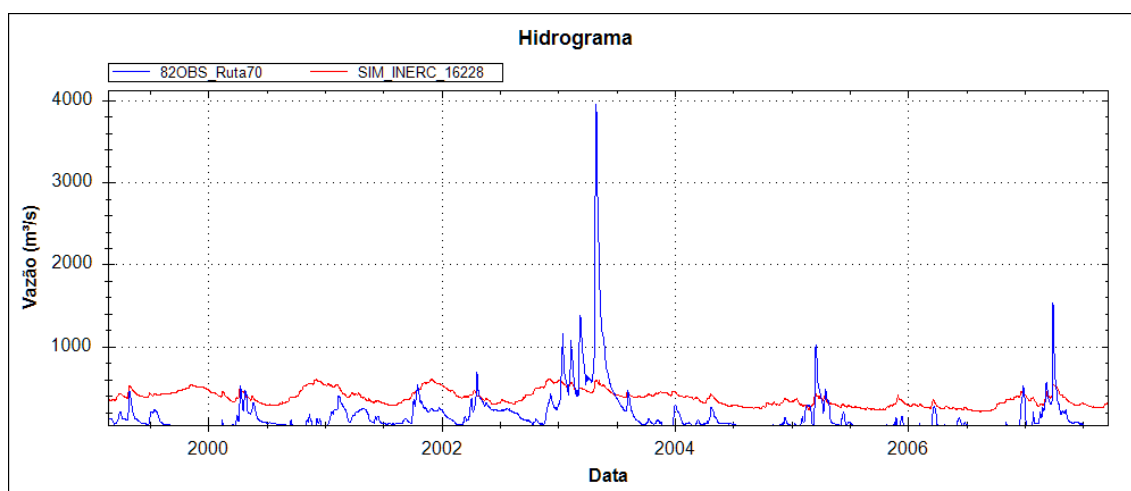


Figura 5.17: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Ruta 70, no rio Salado.

O posto fluviométrico do rio Paraná localizado mais a jusante é o posto Timbués, localizado ao Sul de Santa Fé. Neste ponto, cuja área de drenagem é superior a 2,5 milhões de km², os hidrogramas são apresentados na Figura 5.18. Há uma tendência de superestimativa das vazões neste local, possivelmente relacionada ao fato do modelo desconsiderar o processo de infiltração na planície de inundação. A vazão média observada durante o período de simulação (1998 – 2010) é de aproximadamente 17260 m³/s, enquanto que a vazão média simulada no mesmo período é de 18790 m³/s. Esse resultado indica uma diferença absoluta entre a vazão média simulada e observada de aproximadamente 1500 m³/s. Entretanto, o modelo acompanha a sazonalidade das vazões observadas.

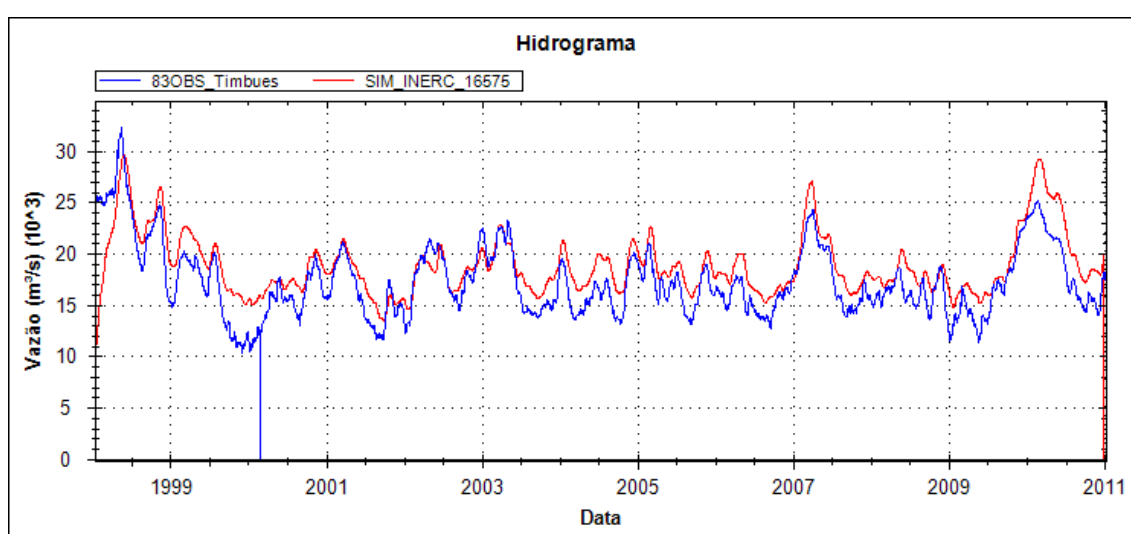


Figura 5.18: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em Timbués, no rio Paraná.

Um aspecto positivo na simulação do Baixo Paraná entre as estações de Corrientes e Timbués é que o modelo consegue representar uma diminuição da vazão média de montante para jusante. Os valores das vazões médias observadas no período de 1998 a 2010 em Corrientes e Timbués são $18030 \text{ m}^3/\text{s}$ e $17260 \text{ m}^3/\text{s}$ respectivamente, representando um decréscimo médio de $768 \text{ m}^3/\text{s}$. No mesmo período, as vazões médias simuladas nos mesmos locais são $18645 \text{ m}^3/\text{s}$ e $18790 \text{ m}^3/\text{s}$, indicando um decréscimo de $146 \text{ m}^3/\text{s}$.

A Figura 5.19 e Figura 5.20 apresenta a comparação entre os níveis simulados e de altimetria em Corrientes (correlação de 0,9) e Timbués (correlação de 0,84), após a confluência dos rios Paraná e Paraguai. Os resultados indicam que modelo MGB-IPH com propagação Inercial conseguiu representar bem vários eventos extremos nessa estação virtual. Destaca-se o evento de nível máximo no final de 2006, onde o nível em Corrientes alcançou 56 metros e foi bem representado pelo modelo e o evento em janeiro de 2010, na mesma estação, onde o nível superou os 56 metros e também foi bem representado pelo modelo.

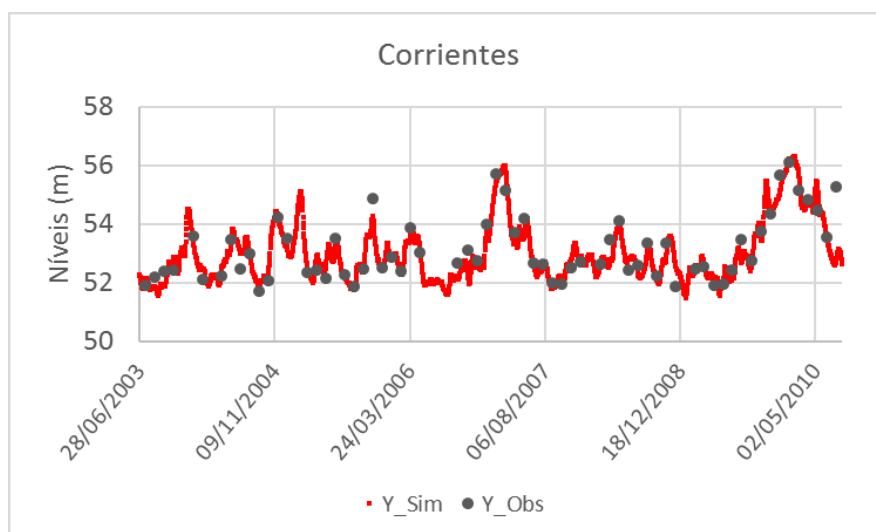


Figura 5.19: Níveis simulados (pontos vermelhos) e de altimetria (pontos pretos) em Corrientes, no rio Paraná.

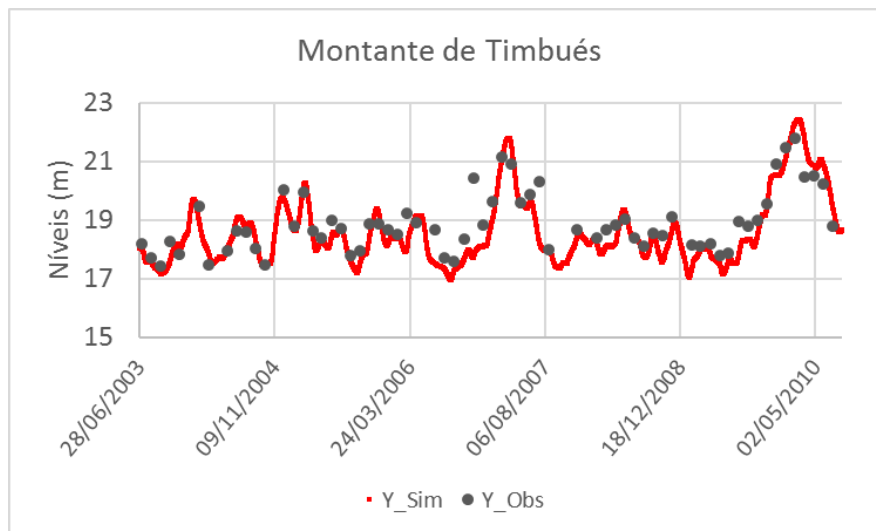


Figura 5.20: Níveis simulados (pontos vermelhos) e de altimetria (pontos pretos) a montante de Timbués, no rio Paraná.

Finalmente, na bacia do rio Uruguai, o coeficiente Nash-Sutcliffe médio nas estações analisadas é 0,66, o coeficiente Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões é 0,63 e o erro de volume médio é de 7,5%. Na UHE Salto Grande, último ponto com dados observados de vazão no rio Uruguai, o modelo representou de forma satisfatória o comportamento hidrológico. As medidas de desempenho apresentadas no período de calibração foram Nash-Sutcliffe de 0,7; Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões de 0,58. Entretanto, o erro de volume é de aproximadamente 20%, o que é considerado um valor alto. No período de verificação as medidas de desempenho foram semelhantes: Nash-Sutcliffe de 0,68; Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões de 0,64; e erro de volume de 19%. A Figura 5.21 apresenta os hidrogramas simulado e calculado em Salto Grande. No caso das vazões mínimas os gráficos mostram uma tendência de superestimativa do modelo.

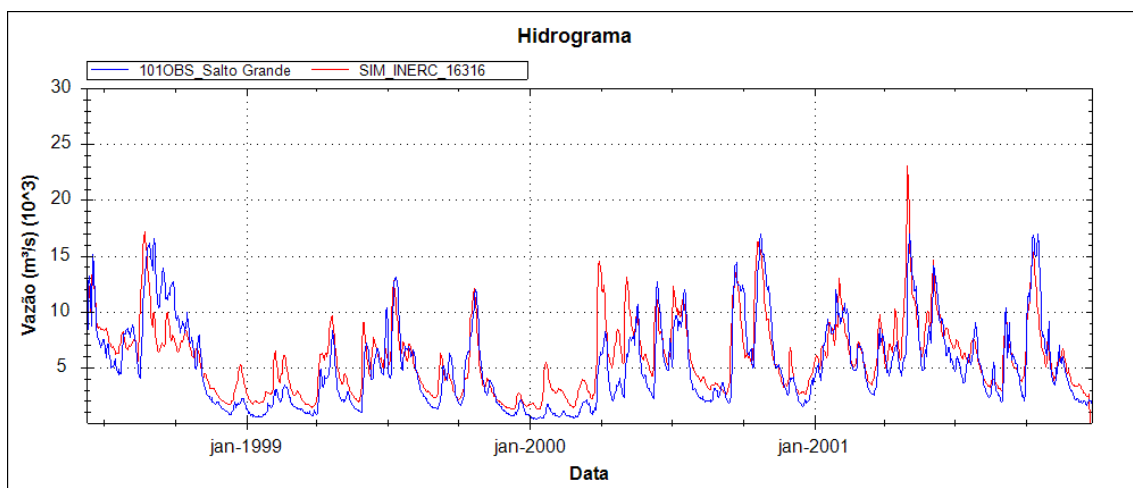


Figura 5.21: Hidrograma de vazões naturais observadas (linha azul) e simuladas (linha vermelha) em UHE Salto Grande, no rio Uruguai.

Tabela 5.1: Medidas de desempenho nos 53 pontos com dados observados utilizados na calibração (01/01/1998 – 31/12/2004).

Num	Nome do local	ENS	ENSlo g	ΔV	DI	Ad (km ²)
Alto Paraná						
1	Furnas	0.65	0.74	18.0	-1	53400
2	Água Vermelha	0.71	0.74	15.0	-2	139926
8	Ponte Meia Ponte	0.44	0.74	6.4	-2	11478
10	Itaguaçu	0.37	0.71	3.9	-1	13580
12	Ilha Solteira	0.75	0.84	18.0	0	379280
13	Barra Bonita	0.79	0.82	-5.3	0	33140
17	Jupia	0.77	0.87	14.5	0	480000
20	Porto Primavera	0.75	0.84	15.6	0	574379
21	Ourinhos	-0.84	-0.38	69.2	1	28227
22	Canoas01	0.71	0.79	-11.8	-1	41450
24	Rosana	0.78	0.78	8.8	1	101205
25	Ivinhema	0.13	0.19	-14.0	-4	32430
27	Novo Porto Taquara	0.41	0.50	-31.3	-1	35107
28	Naviraí	0.08	0.44	1.2	-1	9580
30	Balsa Santa Maria	0.27	0.50	-23.7	-1	21050
32	Itaipu	0.78	0.85	7.3	-1	830000
35	Salto Caxias	0.39	0.25	-15.1	0	57330
39	Itati	0.77	0.74	6.0	0	953950
Alto Paraguai						
40	Cáceres	0.70	0.71	-0.9	-5	32625
41	Descalvados	0.34	0.65	8.7	-2	47578
42	Porto Conceição	-0.57	-0.23	29.13	18	65200
47	São Jeronimo	0.32	0.27	-6.89	-13	24400
48	Acima Córrego Grande	0.55	0.65	-15.24	-2	23400
49	São José do Borireu	0.14	0.12	-14.45	-4	25000
50	São José do Piquiri	-2.16	-1.45	62.32	-17	54670
51	Cuiabá	0.60	0.65	6.09	-1	23760
52	Barão de Melgaço	0.55	0.73	10.36	-5	29582
53	Porto Cercado	0.82	0.82	11.27	2	37150
54	São João	0.28	0.66	29.16	2	39050
55	Pousada Taiamã	0.88	0.87	-5.09	9	96340
57	Amolar	0.53	0.41	9.95	-1	236000
58	Porto São Francisco	0.50	0.53	-3.68	-6	242680
60	Coxim	0.43	0.47	0.28	0	28130
62	Porto da Manga	0.45	0.49	-2.24	-5	297000
63	Aquidauana	0.59	0.63	-15.83	-1	13520
64	Porto Ciriaco	-0.12	0.35	19.30	-3	19500
65	Miranda	0.22	0.39	6.79	-4	15340
73	Porto Murtinho	0.25	0.22	0.05	39	581130
Baixo Paraguai						

Num	Nome do local	ENS	ENSlo g	ΔV	DI	Ad (km ²)
75	La Paz	0.32	0.49	50.99	2	88305
77	Puerto Pilcomayo	0.29	0.21	8.59	-7	905940
78	El Colorado	0.14	0.49	-41.34	-1	105615
79	Puerto Bermejo	0.49	0.41	4.95	-6	1135420
Baixo Paraná						
80	Corrientes	0.75	0.67	6.4	0	2095506
82	Ruta 70	-0.55	-0.90	67.0	-1	209850
83	Timbues	0.41	0.34	9.00	6	2535242
Uruguai						
96	El Soberbio	0.76	0.59	5.8	0	83950
97	San Javier	0.73	0.70	-5.3	1	97225
98	Santo Tomé	0.77	0.71	5.0	1	120262
99	Passo Mariano Pinto	0.30	0.64	5.6	-3	42975
100	Passo de los Libres	0.67	0.58	13.7	-2	191241
101	Salto Grande	0.71	0.58	19.9	-1	244020

Tabela 5.2: Medidas de desempenho nos 53 pontos com dados observados utilizados na verificação (01/01/2006 – 31/12/2010).

Num	Nome do local	ENS	ENSlo g	ΔV	DI	Ad (km ²)
Alto Paraná						
1	Furnas	0.81	0.85	-10.32	0	53400
2	Água Vermelha	0.79	0.78	-10.24	-1	139926
8	Ponte Meia Ponte	0.17	0.36	-45.76	-3	11478
10	Itaguaçu	0.33	0.55	8.44	21	13580
12	Ilha Solteira	0.90	0.90	-9.93	1	379280
13	Barra Bonita	0.44	0.46	-7.25	0	33140
17	Jupia	0.88	0.87	-8.54	0	480000
20	Porto Primavera	0.89	0.90	-5.01	0	574379
21	Ourinhos	-6.93	0.10	14.07	74	28227
22	Canoas01	-0.05	-0.38	-40.83	-1	41450
24	Rosana	0.18	0.63	-5.43	1	101205
25	Ivinhema	-0.03	-0.59	-28.22	-3	32430
27	Novo Porto Taquara	0.37	0.58	-34.39	-1	35107
28	Naviraí	-9999	-9999	-9999	-9999	9580
30	Balsa Santa Maria	0.41	0.60	-19.94	-1	21050
32	Itaipu	0.79	0.81	-7.78	-1	830000
35	Salto Caxias	0.58	0.41	-7.05	0	57330
39	Itati	0.92	0.89	4.25	0	953950
Alto Paraguai						
40	Cáceres	0.69	0.74	-6.32	-5	32625
41	Descalvados	-1.82	-0.16	22.86	-9	47578

Num	Nome do local	ENS	ENSlog	ΔV	DI	Ad (km ²)
42	Porto Conceição	-9999	-9999	-9999	-9999	65200
47	São Jeronimo	0.53	0.62	-2.69	-15	24400
48	Acima Córrego Grande	0.68	0.73	-0.31	-2	23400
49	São José do Borireu	0.48	0.63	-6.02	-4	25000
50	São José do Piquiri	-0.59	-0.83	69.99	-60	54670
51	Cuiabá	0.46	0.12	-35.99	-1	23760
52	Barão de Melgaço	0.43	0.27	-25.19	-6	29582
53	Porto Cercado	0.62	0.10	-19.32	2	37150
54	São João	-7.89	-4.26	14.58	-15	39050
55	Pousada Taiamã	0.25	0.08	-8.69	10	96340
57	Amolar	0.67	0.65	-0.95	200	236000
58	Porto São Francisco	0.20	0.39	-17.37	-6	242680
60	Coxim	-0.33	-0.06	7.29	0	28130
62	Porto da Manga	0.36	0.48	-10.44	0	297000
63	Aquidauana	0.54	0.67	-9.12	-1	13520
64	Porto Ciriaco	-0.23	0.31	28.61	-4	19500
65	Miranda	-0.12	0.21	49.25	-5	15340
73	Porto Murtinho	0.17	0.18	-4.36	34	581130
Baixo Paraguai						
75	La Paz	0.54	0.55	14.12	2	88305
77	Puerto Pilcomayo	-0.58	-0.55	22.75	-8	905940
78	El Colorado	0.13	0.41	-41.38	25	105615
79	Puerto Bermejo	-5.02	-4.23	14.47	89	1135420
Baixo Paraná						
80	Corrientes	0.88	0.85	4.68	1	2095506
82	Ruta 70	0.17	-1.23	67.73	37	209850
83	Timbues	0.41	0.40	11.90	12	2535242
Uruguai						
96	El Soberbio	0.67	0.70	-8.96	0	83950
97	San Javier	0.65	0.72	-13.48	0	97225
98	Santo Tomé	0.70	0.73	-2.97	1	120262
99	Passo Mariano Pinto	0.41	0.49	7.94	-3	42975
100	Passo de los Libres	0.68	0.71	8.48	-2	191241
101	Salto Grande	0.69	0.65	19.40	-1	244020

A Figura 5.22 ilustra as medidas de desempenho em função da área de drenagem dos pontos utilizados na calibração. Percebe-se que o desempenho do modelo é pior em bacias menores, quando analisamos os gráficos dos coeficientes ENS e ENSlog, provavelmente devido ao fato de que nessas escala as incertezas sobre características da seção transversal e planície de inundação fiquem mais evidentes sobre o modelo alternativo dos coeficientes (vazão média observada). O erro de volume não apresenta relação clara com a área de drenagem, mostrando que erros de volume elevados

acontecem em bacias com áreas de diferentes tamanhos. Finalmente, o coeficiente índice de atraso indica que o modelo representa bem a variabilidade diária das vazões em função da área de drenagem.

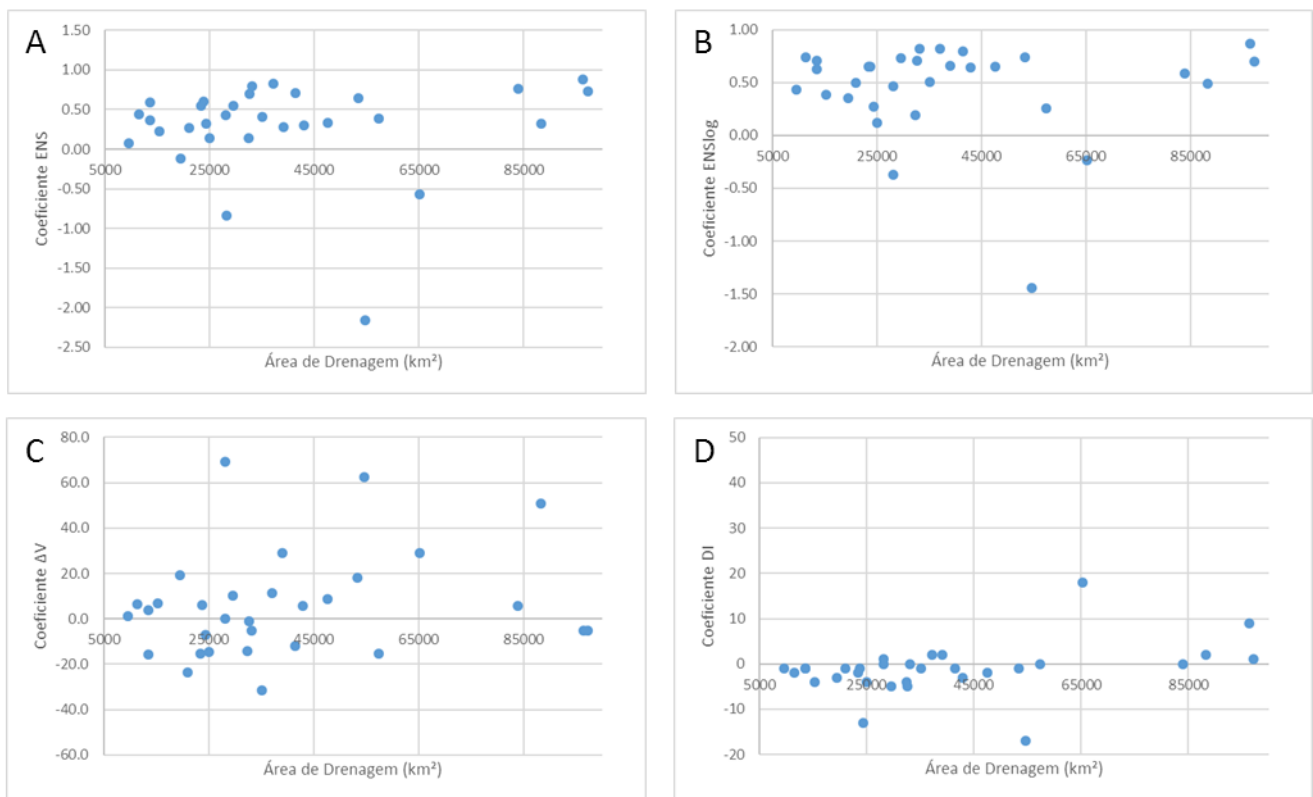


Figura 5.22: Gráficos das medidas de desempenho A) ENS, B) ENSlog, C) ΔV e D) DI, em função da área de drenagem dos postos analisados na calibração (1998 à 2004).

Da Figura 5.23 à Figura 5.28 são ilustradas as figuras com cada uma das medidas de desempenho sobre a bacia do Prata nos pontos utilizados na calibração e verificação. As medidas de desempenho estão discretizadas em um esquema de cores para indicar os pontos que tiveram melhores e piores valores.

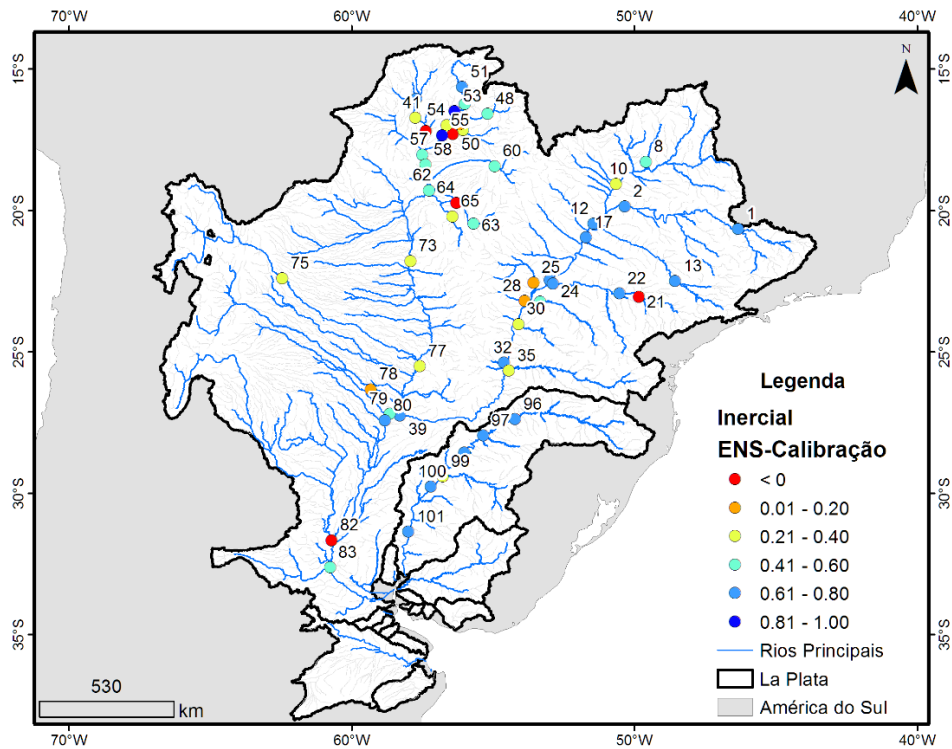


Figura 5.23: Nash-Sutcliffe das vazões diárias no período de 1998-2004.

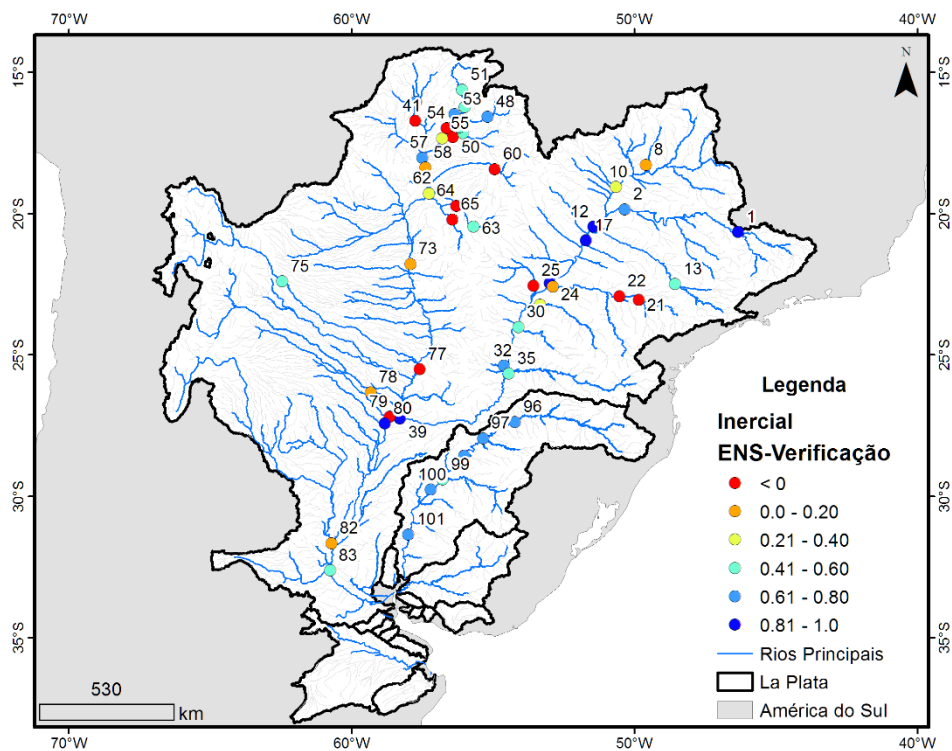


Figura 5.24: Nash-Sutcliffe das vazões diárias no período de 2006-2010.

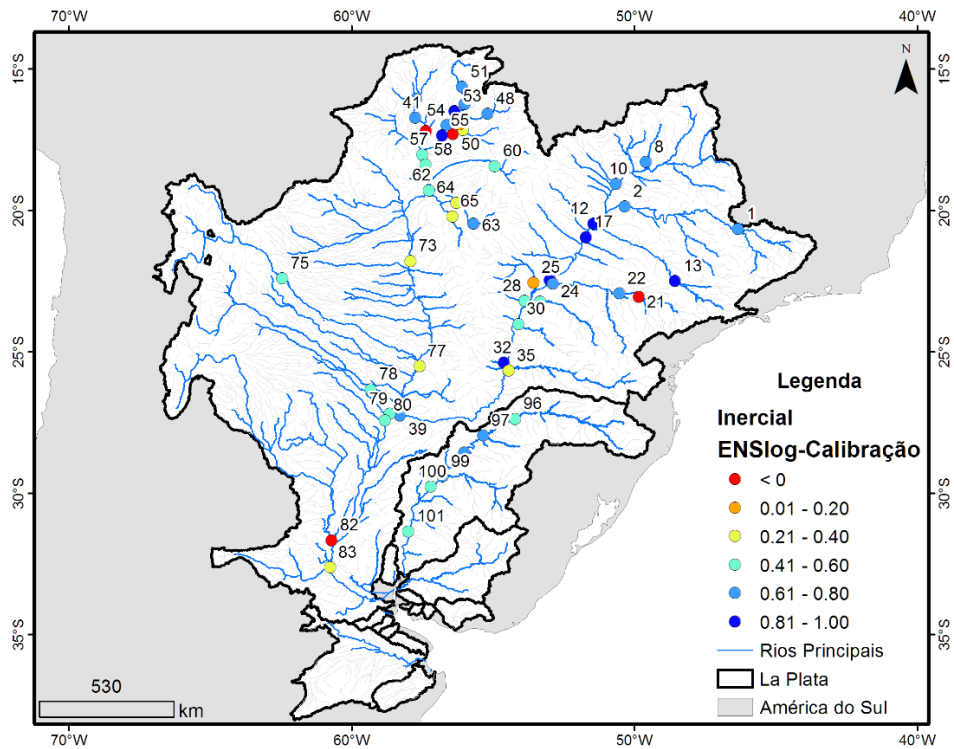


Figura 5.25: Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões diárias no período de 1998-2004.

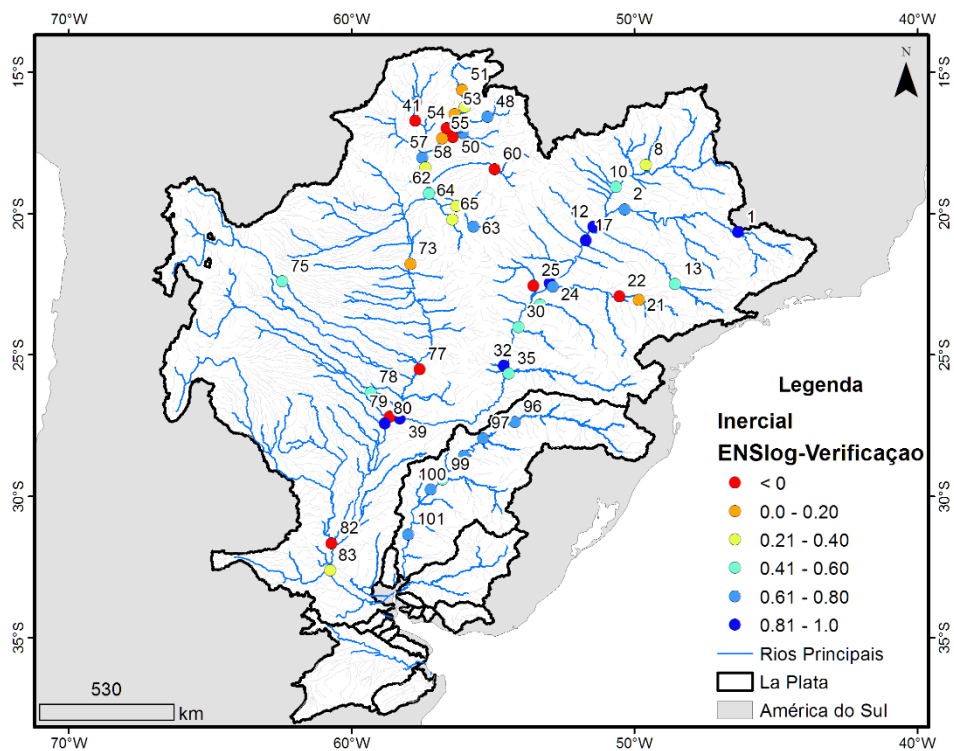


Figura 5.26: Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões diárias no período de 2006-2010.

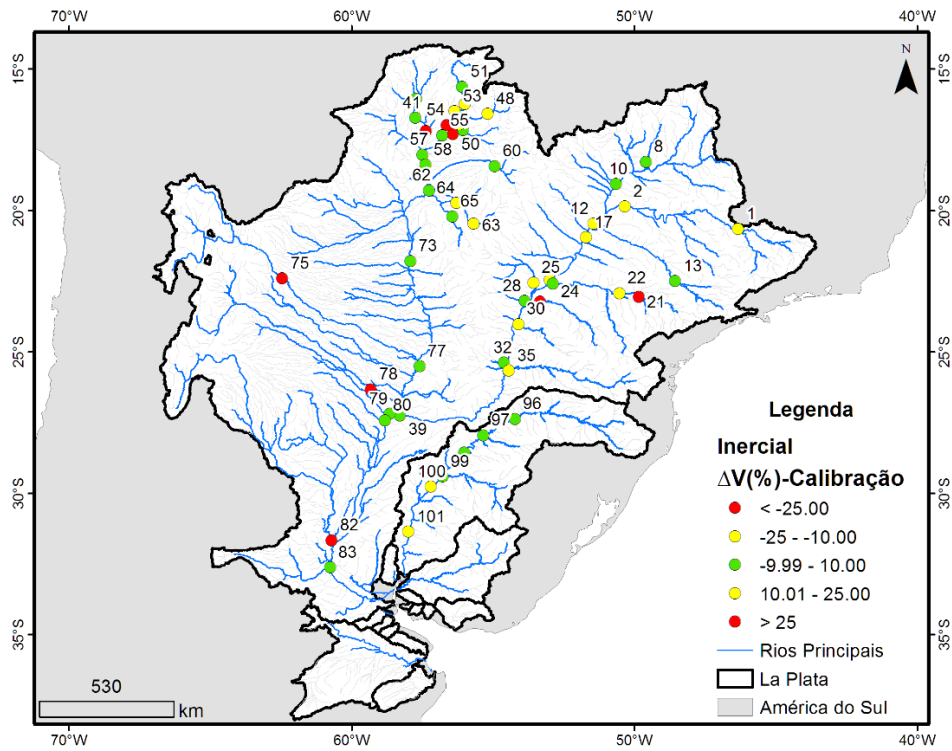


Figura 5.27: Erro de volume (%) no período de 1998-2004.

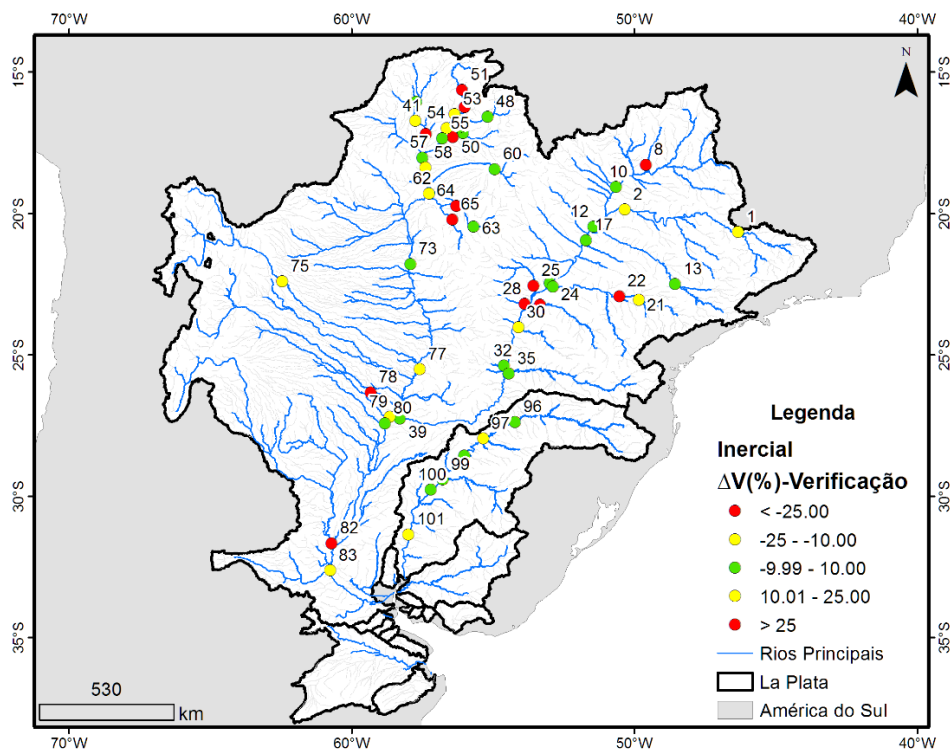


Figura 5.28: Erro de volume (%) no período de 2006-2010.

5.2. Efeito do modelo de propagação e da planície de inundação na bacia do Prata

Nesse item é analisado o efeito da consideração da planície de inundação nos modelos de propagação de vazão utilizado na simulação da bacia do Prata. A consideração da planície, como citado na metodologia, foi realizada de duas formas: Integração da curva hipsométrica cota-área alagada e relações geomorfológicas do rio (modelo do tipo armazenamento); e através das interconexões entre as minibacias. Os resultados do modelo Inercial, que representa rios com planície de inundação, são comparados nesse item com os resultados obtidos pelo modelo de propagação Muskingum-Cunge, que não representa rios com planície de inundação. Também é abordado o efeito de fluxos verticais, como infiltração e evaporação da água na planície e o efeito dos mesmos nos hidrogramas.

Primeiramente, cita-se que os resultados desse capítulo foram explorados na bacia do rio Paraguai e no Baixo Paraná. Nessas regiões existem sistemas complexos formados por grandes planícies de inundação, como o Chaco, Pantanal e as planícies do Paraná, após a confluência com o rio Paraguai. As planícies da bacia do Prata são relatadas em trabalhos como Iriondo (1993), Assine (2005), Makaske et al. (2012), Latrubesse et al. (2012) e Assine et al. (2014). Além do Pantanal, esse tipo de sistema ocorre nas outras regiões com características de leques de deposição fluvial dentro da bacia do Prata, como os leques dos rios Parapeti (na Bolívia), Pilcomayo, Bermejo e Salado (Iriondo, 1993).

A influência da planície de inundação fica evidente quando se compara os resultados das medidas de desempenho entre os modelos Inercial e Muskingum-Cunge. A Figura 5.29 e Figura 5.30 apresentam os resultados de Nash-Sutcliffe das vazões diárias utilizando o modelo Inercial e Muskingum-Cunge. A Figura 5.31 e Figura 5.32 apresentam os resultados do erro de volume das vazões diárias utilizando o modelo Inercial e Muskingum-Cunge.

Pode se observar que modelo Muskingum-Cunge representa satisfatoriamente as vazões na entrada do Pantanal. Nas estações fluviométricas Cáceres, Cuiabá, Acima Córrego Grande e Coxim, o coeficiente Nash-Sutcliffe varia entre 0,2 até 0,6. Entretanto, dentro do Pantanal os resultados são ruins, com valores de Nash-Sutcliffe negativos. Isso também pode ser observado no Baixo Paraná, em Corrientes e em Timbués, que são locais também afetados por planícies. O erro de volume calculado a partir das vazões simuladas pelo modelo Muskingum-Cunge também indica que o modelo não representa bem esses locais.

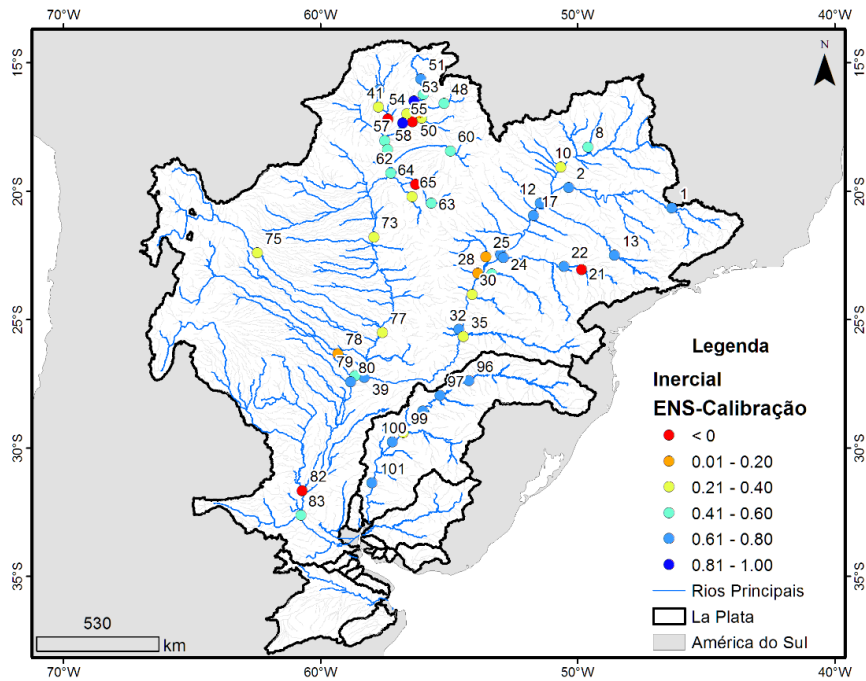


Figura 5.29: Nash-Sutcliffe das vazões diárias simuladas pelo modelo Inercial no período de 1998-2004.

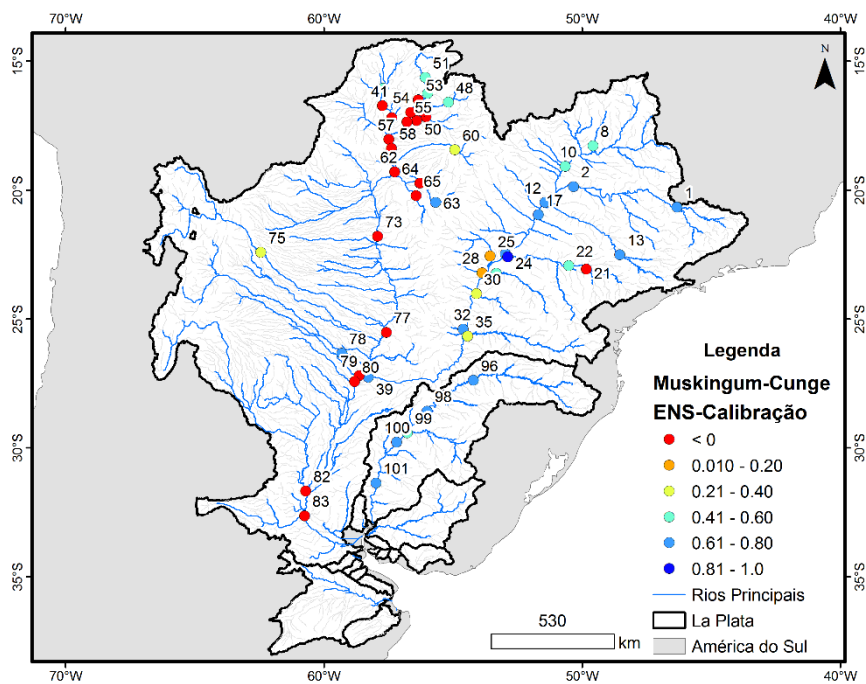


Figura 5.30: Nash-Sutcliffe das vazões diárias simuladas pelo modelo Muskingum-Cunge no período de 1998-2004.

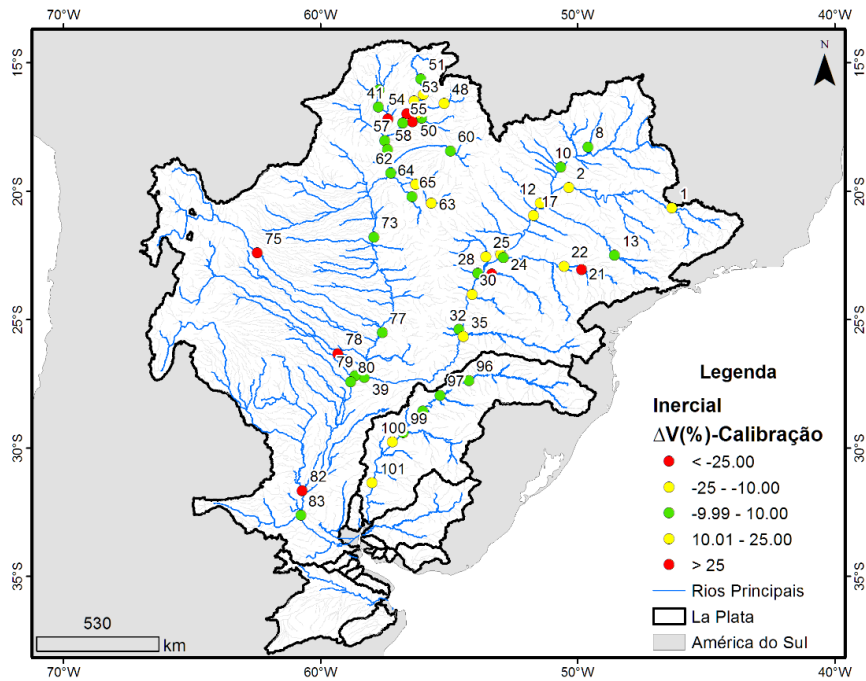


Figura 5.31: Erro de volume (%) das vazões diárias calculadas pelo modelo Inercial no período de 1998-2004.

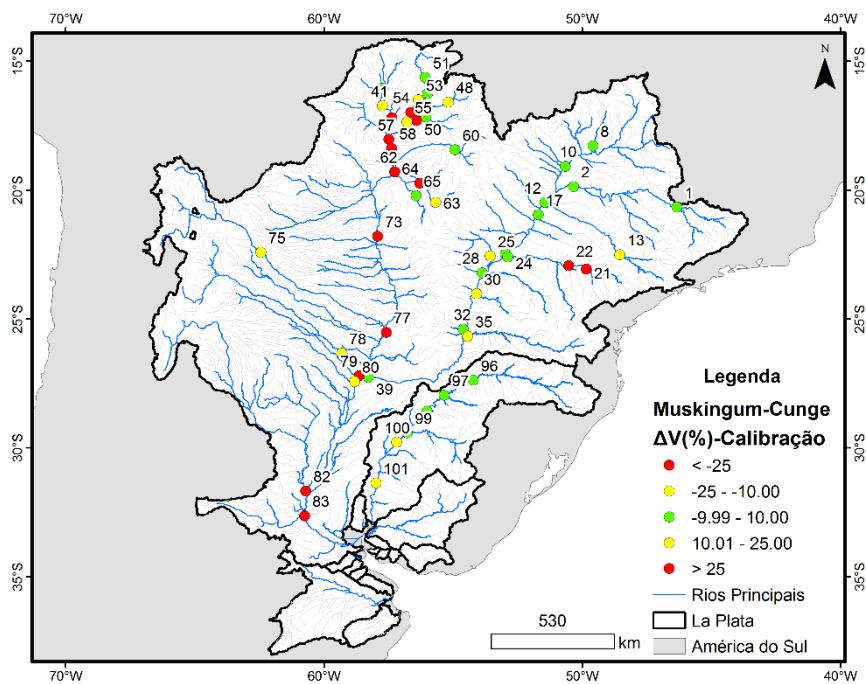


Figura 5.32: Erro de volume (%) das vazões diárias calculadas pelo modelo Muskingum-Cunge no período de 1998-2004.

Para ilustrar o efeito da planície de inundação nos hidrogramas foram escolhidos alguns pontos para realizar uma análise entre as simulações com o modelo Inercial e Muskingum-Cunge: Porto Conceição (Rio Paraguai), Porto Cercado (Rio Cuiabá), Pousada Taimã (Rio Cuiabá), Amolar (Rio Paraguai), Porto da Manga (Rio Paraguai), Porto Murtinho (Rio Paraguai), Puerto Bermejo (Rio Paraguai), Corrientes (Rio Paraná, após a confluência com o rio Paraguai), Timbués (Rio Paraná).

As figuras abaixo apresentam os hidrogramas nas estações escolhidas. Em todas as figuras, o hidrograma de cor azul representa as vazões observadas. O hidrograma de cor vermelha representa as vazões simuladas pelo modelo Inercial, enquanto o hidrograma de cor verde representa as vazões simuladas pelo modelo Muskingum-Cunge.

A Figura 5.33 representa os hidrogramas na estação fluviométrica Porto Conceição. Essa estação localiza-se no rio Paraguai e é afetada pela planície de inundação do Pantanal. O efeito da planície de inundação fica evidente quando os hidrogramas simulados pelos modelos Inercial e Muskingum-Cunge são comparados. O hidrograma simulado pelo modelo Inercial se aproxima do hidrograma observado, tanto em magnitude do pico quanto na precisão do tempo de pico. Em contrapartida, o hidrograma simulado pelo modelo Muskingum-Cunge superestima muito os picos e é visivelmente mais adiantado que o hidrograma observado. Essas características são atribuídas ao fato desse modelo não considerar trocas de vazão com a planície de inundação e por representar a celeridade de forma constante.

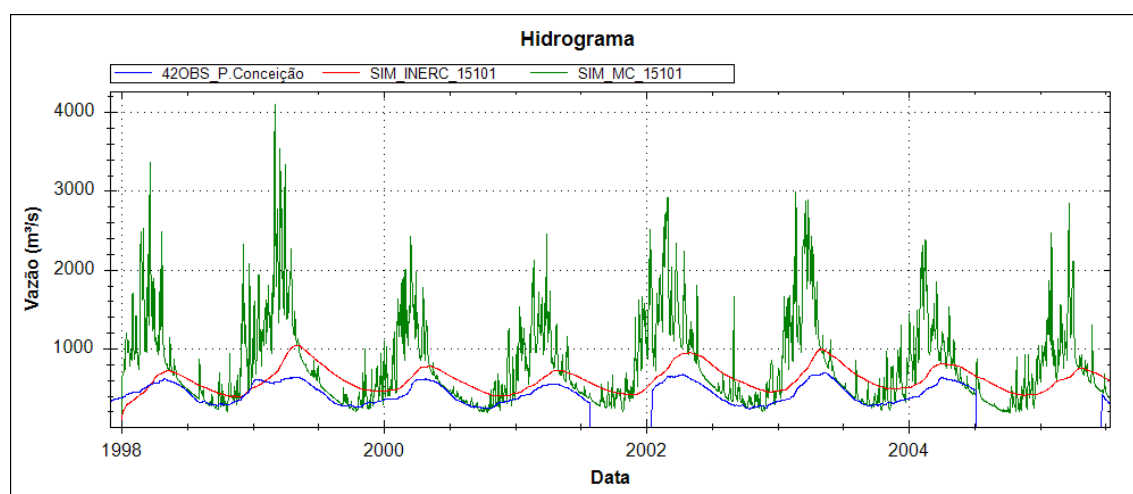


Figura 5.33: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Porto Conceição, no rio Paraguai.

A Figura 5.34 e a Figura 5.35 apresentam os hidrogramas simulados pelos modelos Inercial e Muskingum-Cunge e observado no Rio Cuiabá, em Porto Cercado e Pousada Taimã respectivamente. Essas estações estão distanciadas aproximadamente 120 km

uma da outra no Rio Cuiabá. Como se pode observar, o efeito da planície de inundação é evidente nesses pontos, que também se localizam no interior do Pantanal.

Ambas as estações são bem representadas pelo modelo Inercial, indicando que os fatores que influenciam na planície de inundação no modelo (e.g. relações geomorfológicas e curva cota-área obtida do modelo digital de elevação) estão relativamente bons. Em Porto Cercado por exemplo, o modelo Muskingum-Cunge não consegue representar a difusão corretamente, apresentando um hidrograma muito diferente do observado. Além disso, os picos de vazão estão muito superestimados pela não consideração da planície de inundação. O mesmo acontece em Pousada Taiamã, onde a diferença de pico entre o hidrograma simulado pelo modelo Muskingum-Cunge e o hidrograma observado é três vezes maior no ano 2000.

Em contrapartida, o modelo Inercial representa de forma bem satisfatória a vazão nessas estações. Em Porto Cercado, apesar de uma superestimativa da vazão nos anos de 1999 e 2002, a fase do hidrograma é representada pelo modelo.

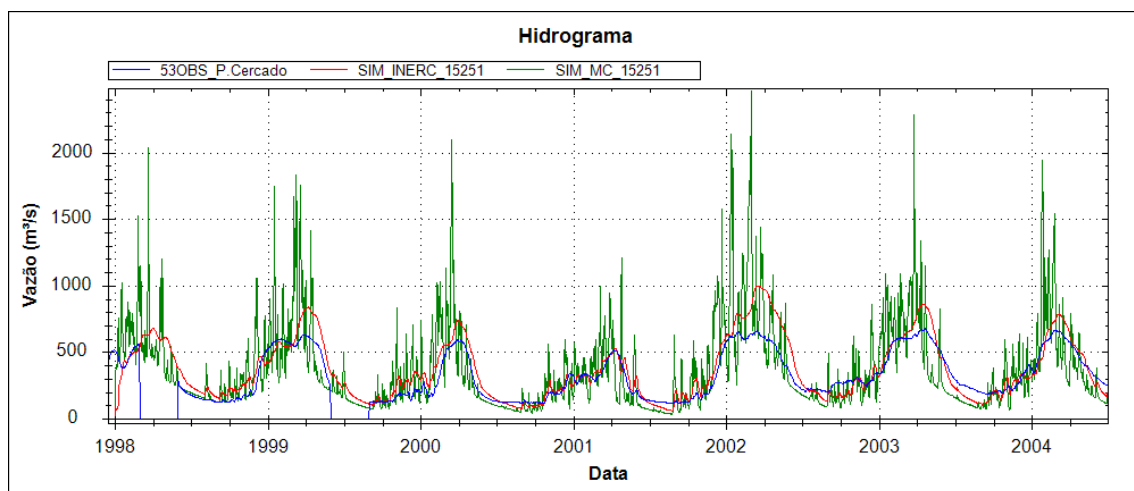


Figura 5.34: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Porto Cercado, no rio Cuiabá.

Em Pousada Taiamã, que se localiza a montante da confluência do Rio Cuiabá e do Rio Paraguai, os resultados são igualmente bons. A maioria dos eventos estão bem representadas tanto em magnitude do pico da vazão, como também na fase do hidrograma.

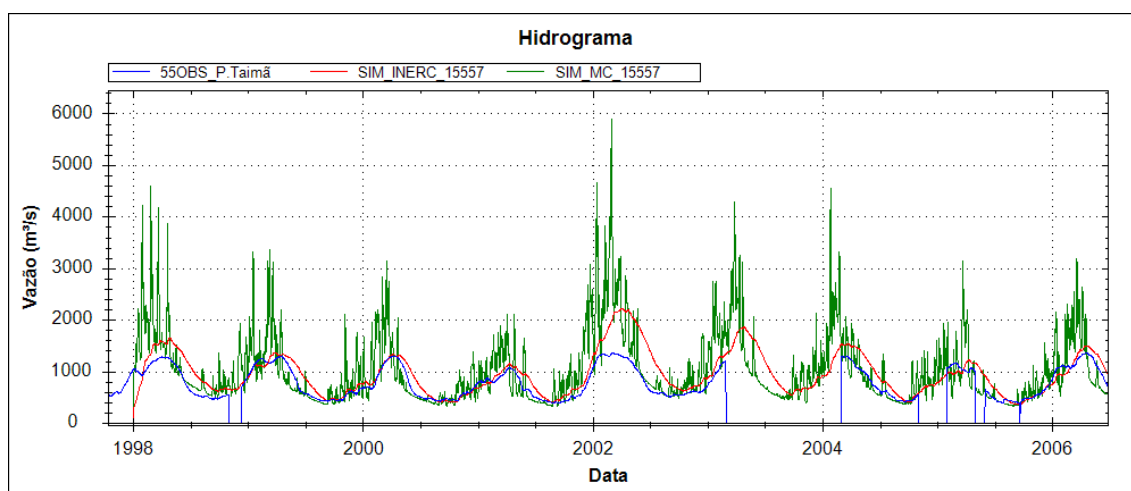


Figura 5.35: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Pousada Taimã, no rio Cuiabá.

A Figura 5.36 apresenta os hidrogramas simulados e observado em Amolar, localizada no rio Paraguai, após a confluência com Rio Cuiabá. Como pode se observar na figura, o hidrograma verde (modelo Muskingum-Cunge) não representa de forma satisfatória o hidrograma azul (observado). Nessa estação, o modelo Inercial representa melhor as vazões observadas, apesar de ainda superestimar as vazões. Reforça-se que a superestimativa pode ser decorrente do fato do modelo não considerar a perda de água por infiltração na planície de inundação.

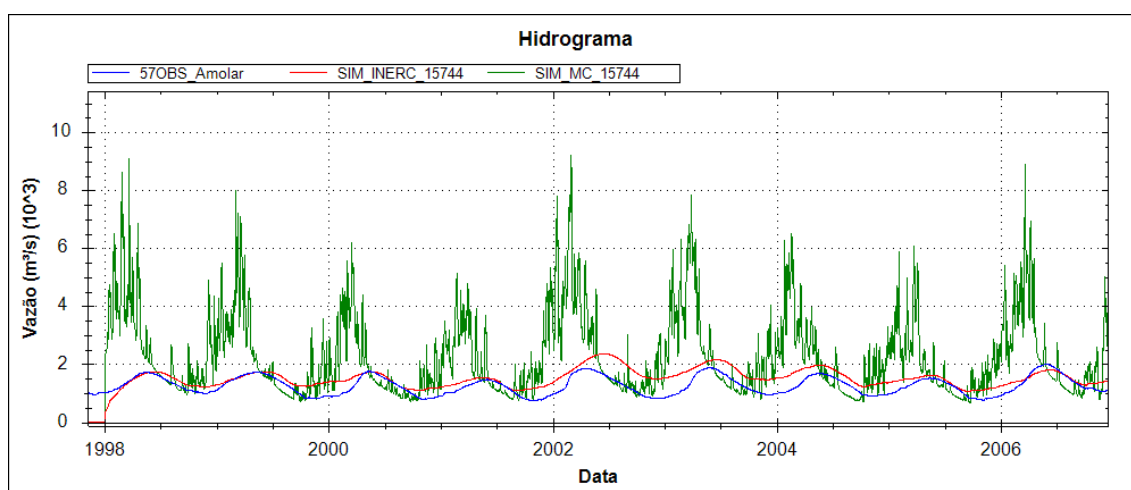


Figura 5.36: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Amolar, no rio Paraguai.

Apesar dos resultados serem satisfatórios até a estação fluviométrica Amolar, em Porto da Manga (Figura 5.37) as vazões simuladas pelo modelo Inercial subestimam os picos e superestimam as recessões. Essas diferenças podem ser causadas pela dificuldade na representação matemática da região onde se forma o Leque Aluvial do Rio Taquari, localizado a jusante da estação Coxim, e que possui, até a confluência com o Paraguai, cerca de 370 km. O leque aluvial do rio Taquari é formado a partir da geração de sedimentos em Coxim. A partir desse ponto o rio Taquari tende a transportar o sedimento até o rio Paraguai, mas devido à baixa capacidade de transporte acontece o fenômeno chamado Avulsão. A avulsão (também chamado de “Arrombados”) são fendas ao longo do rio que proporcionam uma mudança de direção do mesmo (Assine, 2005).

Outro fator que pode influenciar na representação da vazão nessa estação é a complexa rede de drenagem da região. Além do leque aluvial do Taquari, existem também rios localizados na margem direita do Rio Paraguai que se localizam no ecossistema Chaco e que possuem drenagem mal definida, podendo influenciar os resultados. A importância da boa representação da drenagem, principalmente as interações entre os rios em drenagens complexas, é reforçada por Latrubesse e Leninger (2016). Os autores citam que na Ilha do Bananal, na bacia do rio Araguaia, que também possui uma drenagem complexa, aproximadamente 30% da atenuação do pico de vazão é decorrente das perdas de água da calha do rio para a planície através de canais efêmeros.

Por fim, uma melhor representação do balanço hídrico vertical na planície também pode melhorar os resultados. Apesar do modelo hidrológico considerar a perda de água por evaporação na planície, não é considerada a perda de água por infiltração para a mesma.

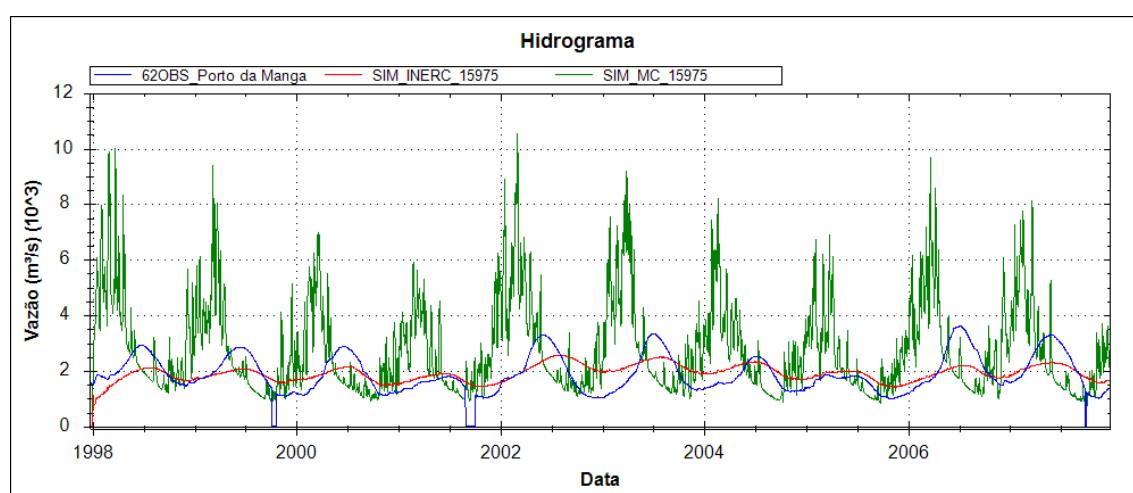


Figura 5.37: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Porto da Manga, no rio Paraguai.

Em Porto Murtinho (Figura 5.38), a jusante de Porto da Manga, a vazão simulada não consegue representar a mesma amplitude da vazão observada, apesar do modelo Inercial representar as vazões na mesma ordem de grandeza que as vazões observadas.

A dificuldade em representar de forma satisfatória a vazão nessa região pode estar ligada a uma série de fatores: Desconhecimento das larguras e profundidades da região; erros na estimativa da curva hipsométrica (cota-área alagada) utilizada no modelo e dificuldade da representação hidrográfica do Chaco.

Com relação ao Chaco especificamente, os grandes leques aluviais existentes nesse ecossistema (Leques dos rios Bermejo, Pilcomayo, Parapeti e Grande) representam uma grande dificuldade nas simulações. Tanto na representação dos leques, que chegam a ultrapassar 100 km de largura e possuir vários rios abandonados, como também em possuir regiões pantanosas, chamadas Esteros, que possuem características endorreicas.

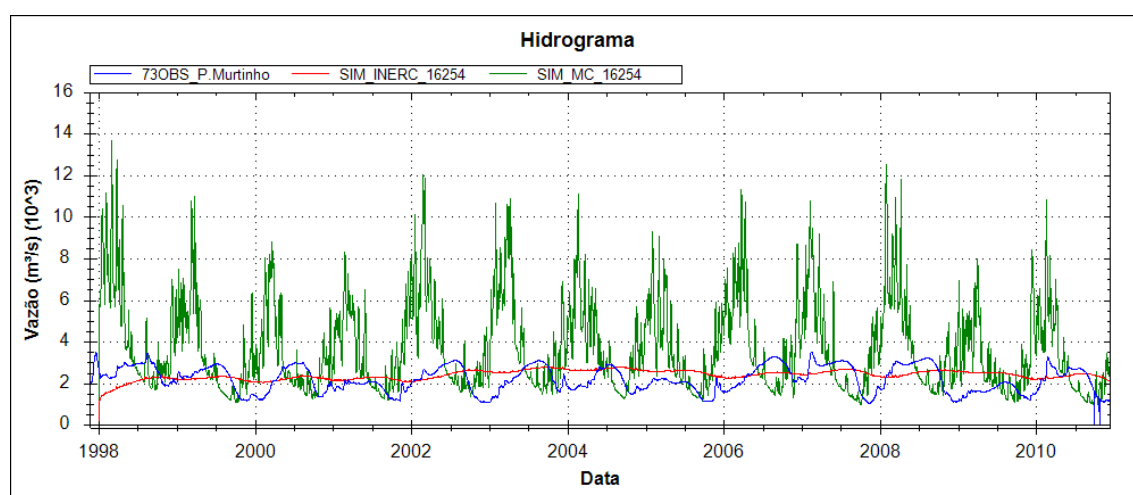


Figura 5.38: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Porto Murtinho, no rio Paraguai.

Além das características hidrográficas do ecossistema Chaco, Iriondo (1993) cita que a evapotranspiração nessa região pode ser várias vezes maior que a evaporação potencial, o que influencia diretamente no balanço vertical na planície de inundação. Para ilustrar o efeito da evaporação na planície na bacia do Paraguai, a Figura 5.39 apresenta o resultado da simulação em Amolar com o modelo Inercial considerando a evaporação na área alagada (linha vermelha) e desconsiderando esse efeito (linha azul). Dessa forma, a estimativa correta da evaporação também é um fator que influencia diretamente nos resultados.

Para ilustrar o efeito da planície de inundação nas simulações do Baixo Paraguai, são destacados os resultados em Puerto Bermejo, ambos no rio Paraguai, e na estação fluviométrica La Paz, localizada na cabeceira do rio Pilcomayo. Os rios Pilcomayo e Bermejo fazem parte do Chaco Ocidental e do Chaco Oriental (Iriondo, 1993). O Chaco Ocidental é formado por rios oriundos da Bolívia e parte da Argentina. Nessa região, os rios possuem alta capacidade de transporte de sedimentos. A região do Chaco mais próxima do rio Paraguai é chamada de Chaco Oriental. Devido ao transporte de sedimentos proveniente do Chaco Ocidental, os rios dessa região são caracterizados por

sofrerem o processo de avulsão. Além disso, por ser uma região muito plana, é marcada por áreas inundadas permanentes. Nessas áreas inundadas a evapotranspiração supera a evaporação potencial (Iriondo, 1993).

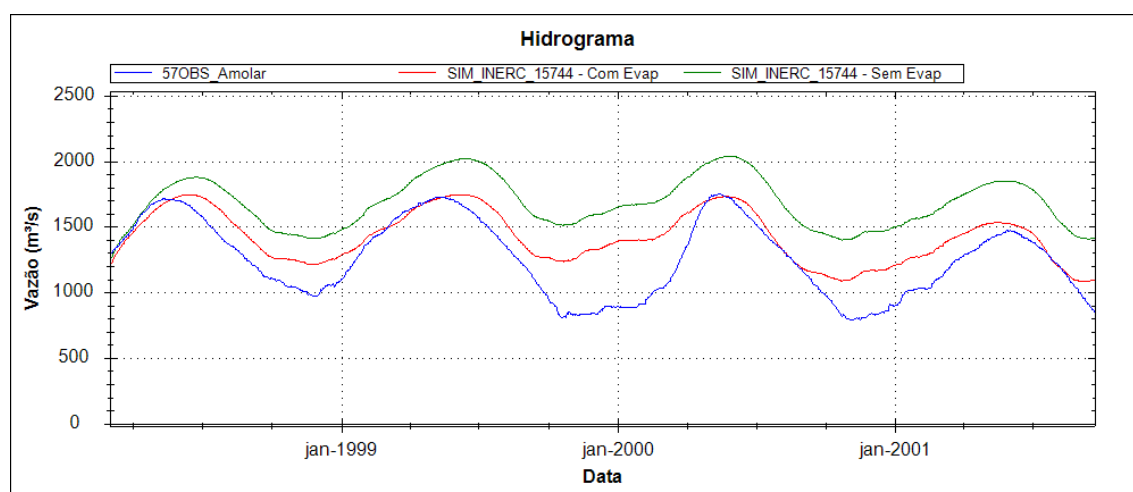


Figura 5.39: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial considerando evaporação na planície (linha vermelha) e simulado pelo modelo Inercial sem considerar a evaporação na planície (linha verde) em Amolar, no rio Paraguai.

No Rio Pilcomayo, na estação fluviométrica La Paz, localizada no Chaco Ocidental, a vazão média é de aproximadamente 300 m³/s. Essa região é marcada por declividades altas e alta capacidade de sedimento. O Rio Pilcomayo possui uma largura de aproximadamente 500 m nesse ponto. A jusante da estação La Paz, o rio Pilcomayo se torna mais plano, com características de transporte e deposição do sedimento gerado nas cabeceiras, onde localiza-se o leque aluvial do Pilcomayo com a presença de meandros abandonados e de largura menor que as cabeceiras do rio. No exutório do rio Pilcomayo a vazão média é cerca de seis vezes menor que em La Paz.

Outra característica interessante do rio Pilcomayo, que não é representada na modelagem e pode influenciar nos resultados é o fato de que esse rio recebe vazão do rio Parapeti, afluente do Rio Grande, que drena para a bacia do rio Amazonas. Latrubesse et al., (2012) atribuem esse comportamento ao fato de que, nos períodos secos, o rio Parapeti não possui vazão suficiente para ultrapassar uma região chamada Pântano Izozog, localizada no Chaco Boliviano, e acaba drenando em direção ao rio Pilcomayo. Vale citar que essa dinâmica não é representada pelo modelo hidráulico e é outro fator que influencia nos resultados das simulações.

A última estação fluviométrica no rio Paraguai é a estação Puerto Bermejo. Essa estação está localizada próximo à confluência com o rio Paraná. Apesar de ter aproximadamente a mesma área de drenagem do Alto Paraná (rio Paraná até antes da confluência com o rio Paraguai), a vazão média observada nesse ponto é de aproximadamente 4550 m³/s, enquanto que no Alto Paraná a vazão média observada (em Itati) é de aproximadamente 13910 m³/s. Essa diferença é atribuída principalmente devido às características hidráulicas e hidrológicas diferenciadas na bacia do rio Paraguai: Grandes planícies de

inundação e leques aluviais, e evaporação e infiltração elevada na região inundada, que podem superar a precipitação. O leque aluvial do rio Bermejo também é marcado pela existência de vários meandros abandonados com pouca condutância hidráulica, mas que conseguem transportar vazão durante o período úmido.

Como se pode perceber na Figura 5.40, o hidrograma observado (linha azul) não possui uma sazonalidade marcante, o que pode ser atribuído ao amortecimento na planície de inundação. Além disso, a vazão média é relativamente baixa para as características da bacia (área de drenagem superior a 1 milhão de km²). Percebe-se também que o modelo Inercial, com planície de inundação, considera de forma razoável o comportamento observado. Em contrapartida, o modelo Muskingum-Cunge, por não considerar características como amortecimento e evaporação na planície, é incapaz de representar de forma satisfatória o comportamento observado.

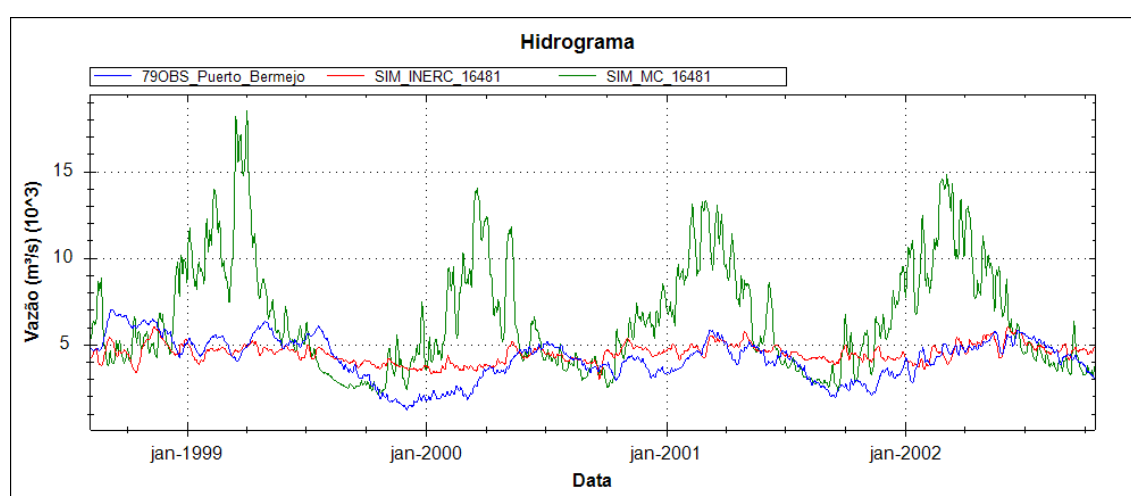


Figura 5.40: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Puerto Bermejo, no rio Paraguai.

Após a confluência dos rios Paraguai e Paraná, encontra-se a estação fluviométrica Corrientes (Próximo à cidade de Corrientes) e Timbués (Próximo ao exutório do rio Paraná), localizada em uma região denominada Cinturão Paraná-Paraguai (Iriondo, 1993). Esse cinturão caracteriza-se por possuir uma hidrografia bem definida e uma moderada geração de escoamento superficial. Além disso, o seu leque aluvial alcança 100 km de extensão, próximo à cidade de Santa Fé. A Figura 5.41 e Figura 5.42 apresentam os hidrogramas em Corrientes e em Timbués respectivamente. Assim como mostrado anteriormente nas outras estações fluviométricas, os hidrogramas simulados pelo modelo Inercial representam bem o comportamento do Baixo Rio Paraná, caracterizado pela presença de uma grande área inundada em toda sua extensão. Isso fica mais evidente em Corrientes, onde os resultados do modelo Inercial representam melhor os picos observados e a sazonalidade.

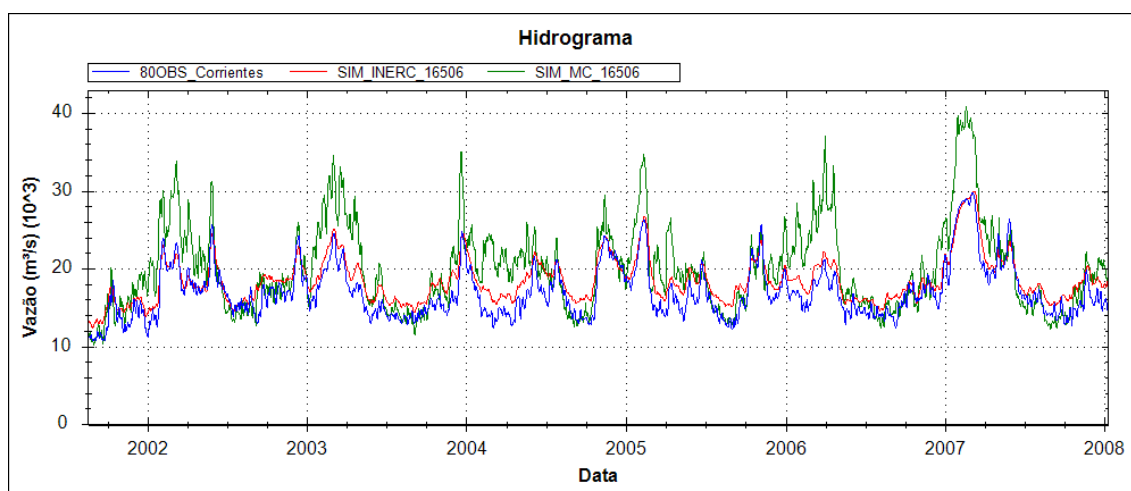


Figura 5.41: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Corrientes, no rio Paraná.

Em Timbués, entretanto, o modelo apresenta vazões um pouco superestimadas em relação à vazão observada. Ainda assim, os resultados são melhores que o modelo Muskingum-Cunge, que não representa a planície existente no Baixo Paraná, assim como a planície no rio Paraguai.

Como já citado anteriormente, um dos fatores que podem causar a superestimativa da vazão em Timbués é o fato de não ter sido considerada a perda de água por infiltração na planície de inundação no modelo. Realizando uma simulação teste, onde foi considerada, além da evaporação na planície, uma taxa constante de infiltração de 2 mm/dia na região inundada, calculou-se uma redução de 24% do volume em comparação ao modelo sem considerar essas perdas. Considerando apenas a evaporação na planície, a redução do volume foi de 19% em relação ao modelo sem considerar as perdas na planície. Isso indica que a infiltração, no teste realizado, foi responsável por 5% a menos de volume em relação ao modelo sem perdas.

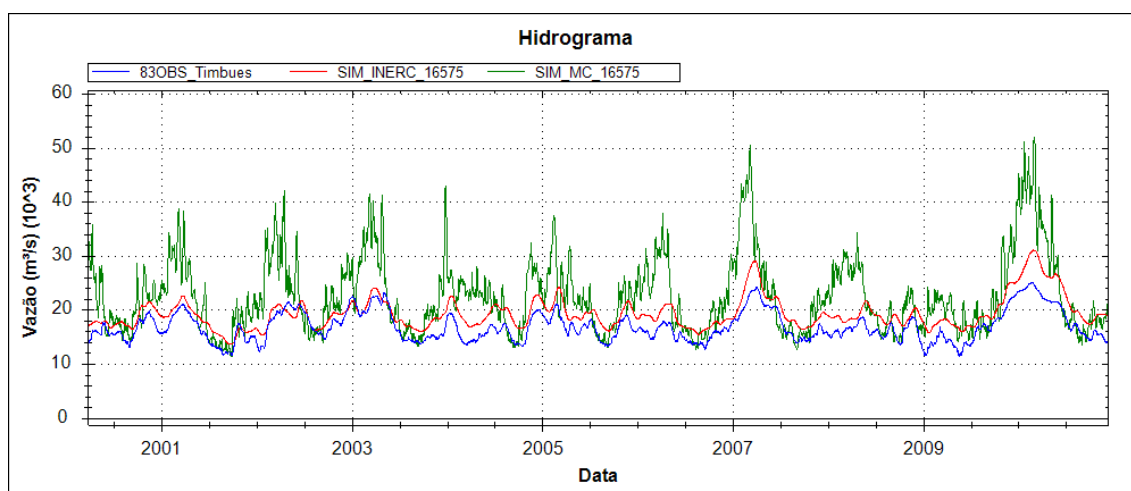


Figura 5.42: Hidrograma observado (linha azul), simulado pelo modelo Inercial (linha vermelha) e simulado pelo modelo Muskingum-Cunge (linha verde) em Timbués, no rio Paraná.

5.3. Verificação das áreas inundadas

Uma das vantagens do modelo MGB-IPH com propagação Inercial em relação ao modelo original, com propagação pelo método Muskingum-Cunge, é a possibilidade de simular áreas inundadas em cada minibacia ao longo do período de simulação. As áreas inundadas são geradas através da combinação dos níveis de água simulados pelo modelo e dos níveis do modelo digital de elevação.

Os resultados da comparação visual entre a área inundada obtida através dos dados de níveis simulados pelo modelo MGB-IPH e o padrão de áreas inundadas das imagens Landsat 5 TM indicam que o modelo representa de forma satisfatória parte das áreas analisadas. Percebe-se também que o modelo em geral superestima a área inundada no período seco. Isso pode estar relacionado ao fato de não ser considerado o processo de infiltração na planície ou da evaporação na área inundada não estar bem representada. Outro fato que pode causar a superestimativa dos resultados simulados é a incerteza nas relações geomorfológicas. Essas incertezas também foram citadas na pesquisa apresentada por Paz et al. (2014), onde os autores fizeram uma análise da área inundada no Alto Paraguai, variando a evaporação nessa região. Vale citar também que a precisão altimétrica do SRTM e a altura da vegetação podem influenciar os resultados os resultados da área inundada simulada.

A Área 1 (Figura 5.43), localizada no Pantanal, entre as estações Porto Conceição (Rio Paraguai), Pousada Taiamã (Rio Piquiri) e em Amolar (Rio Paraguai), é caracterizada por uma complexa rede de drenagem e processos de avulsões dos rios da região. As inundações nessa região dependem do extravasamento da água da calha do rio para a planície, de alagamento por chuva localizada e também pelo remanso causado pela capacidade limitada de drenagem dos rios - fator que também causa o processo de

avulsão (Hamilton et al., 2002). O Pantanal possui regiões que estão constantemente inundadas, mas também possui regiões – como as savanas – que não estão sujeitas a inundação. Sendo assim foi utilizada uma composição de bandas R7-G5-B3 na Área 1. Essa composição permite diferenciar com nitidez a região úmida (cores escuras), vegetação (verde) e solo mais seco (rosa). Os resultados de área inundada simulada pelo modelo MGB-IPH são satisfatórios nos locais onde a rede de drenagem e as conexões laterais geradas representam bem a situação real.

Ao norte do ponto A, por exemplo, o modelo não representa bem a totalidade da área inundada no período úmido. Em compensação, ao sul do ponto A, percebe-se que a área inundada pelo modelo e a região inundada observada na imagem Landsat estão de acordo no período úmido. No período seco, entretanto, o modelo representa bem a região ao norte do ponto A, porém a inundação simulada avança mais para o norte do que é percebido nas imagens Landsat. A lagoa Uberaba (lago situado ao sul do ponto A) também é bem representado pelo modelo nos períodos úmido e seco.

A região próxima ao ponto B é inundada de forma semelhante nos períodos úmido e seco. Percebe-se que a leste do ponto B, na margem esquerda do Paraguai, o modelo acerta relativamente bem a inundação no período úmido. Já no período seco, percebe-se que o modelo superestima a área inundada nessa região. A região próxima ao ponto C, que é inundada no período úmido, é bem representada pelo modelo. Entretanto, percebe-se também um viés de superestimativa do modelo no período seco, nessa mesma região.

A região D é bem representada pelo modelo tanto nos períodos úmido quanto no período seco. Percebe-se, analisando as imagens Landsat, que essa região estava bastante úmida em maio de 2008 (região mais escura) e mais seca no período de outubro de 2008 (cores verde e rosa). Esses dois comportamentos são bem representados pelo modelo nessa região, onde percebe-se a maior diferença entre as áreas inundadas simuladas pelo modelo nesses dois períodos.

Finalmente a região E também é bem representada pelo modelo, permanecendo seca tanto no período úmido quanto no período seco. Isso acontece devido ao fato de que na margem direita do rio Paraguai encontra-se a Serra do Amolar, com mais de 100 metros acima do nível do terreno na margem esquerda.

Apesar do modelo superestimar a área inundada no período seco, algumas dessas regiões permanecem inundadas constantemente. Além disso, existem muitos lagos na região do Pantanal que não são considerados no modelo. Esses resultados são corroborados por Paz et al. (2014), onde os autores mostram que algumas áreas permanecem sempre inundadas devido, entre outros fatores, ao fluxo de água que drena dos rios principais para as planícies.

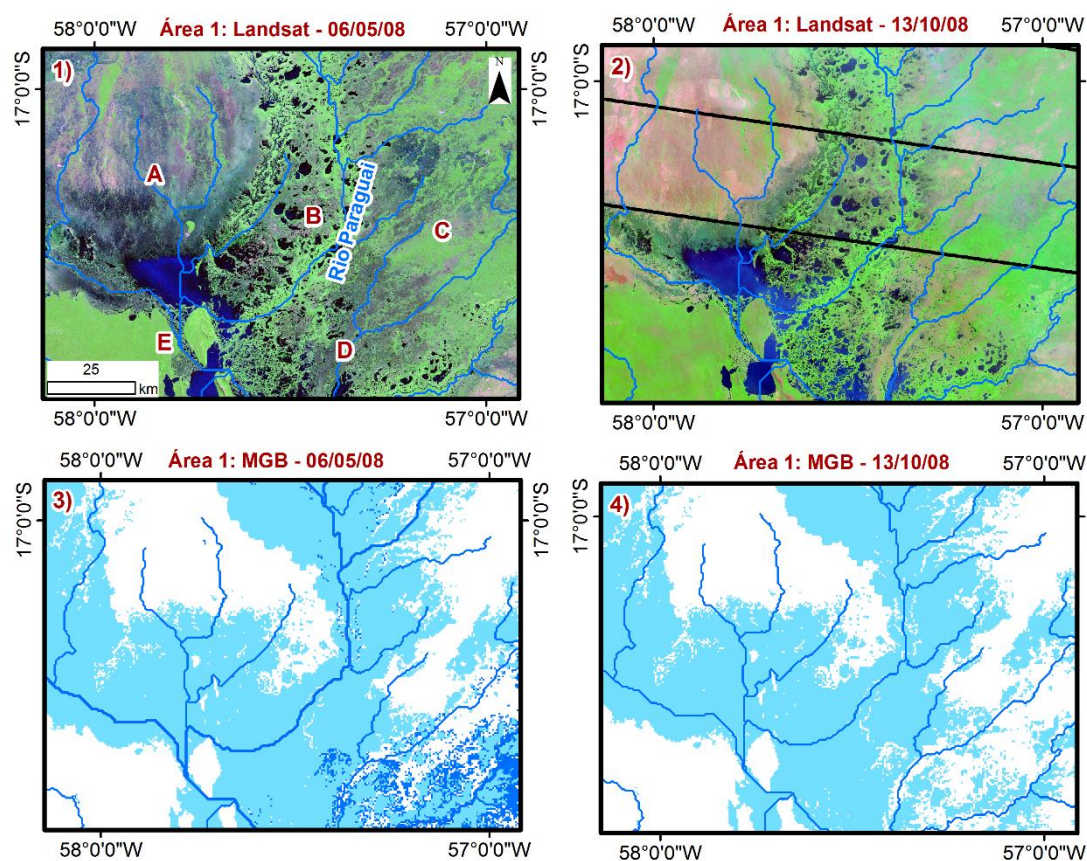


Figura 5.43: Inundação na Área 1: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até E indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.

A Área 2 (Figura 5.44) corresponde à região a jusante da UHE Yaciretá até Corrientes, no rio Paraná. Nessa região está localizada a área inundada denominada Esteros del Iberá, uma região plana, com drenagem mal definida, que se mantém inundada no período úmido, devido aos processos verticais locais (precipitação, infiltração e evapotranspiração) e a inundação do Rio Paraná (Grimison et al., 2013). Assim como na área 1, também foi utilizada composição de bandas R7-G5-B3 para facilitar a diferenciação entre regiões úmidas e secas.

Observando cada um dos pontos analisados na Área 2, percebe-se que o modelo MGB-IPH com propagação Inercial conseguiu representar o padrão de inundação dessa região. No ponto A, por exemplo, a inundação simulada representa muito bem os períodos úmido (05/12/2009) e seco (27/05/2009). Pode-se perceber que no período úmido a inundação simulada forma uma região mais volumosa de água ao longo do rio Paraná, o que é corroborado observando a imagem Landsat para o mesmo período. Por outro lado, no período seco, não há essa região volumosa na inundação simulada e também na imagem Landsat.

O ponto B também merece destaque na análise. Pode-se perceber que a jusante do lago da usina hidroelétrica de Yaciretá, o rio Paraná apresenta uma bifurcação. Essa característica não é representada pela hidrografia do modelo hidrológico. Entretanto, devido às conexões laterais, pode-se perceber que no período úmido, a inundação simulada representa a bifurcação de forma satisfatória. Esse resultado fortalece a importância e a capacidade das conexões laterais entre minibacias, mostrando ser uma grande vantagem do modelo MGB-IPH em relação a outros modelos hidrológicos utilizados.

Por outro lado, no ponto C, onde percebe-se uma região inundada no período úmido (cores mais escuras) na imagem Landsat, o modelo não consegue representar bem a inundação. Isso pode estar associado às incertezas relacionadas com as conexões laterais. Como parte da água que alimenta Iberá é proveniente do rio Paraná, caso o modelo não esteja representando bem a conexão entre o rio Paraná e os afluentes mais ao sul, possivelmente não haverá uma inundação simulada próxima à inundação observada nessa região.

O resultado no ponto C mostra que conhecendo bem a drenagem da região, e como acontece as possíveis conexões entre minibacias, o modelo pode representar de forma bem satisfatória o processo de inundação. Entretanto, essa mesma característica do modelo também pode prejudicar os resultados se não for bem representada.

Por último, percebe-se que o lago da UHE Yaciretá (ponto D) não é representado pelo modelo, devido ao fato da batimetria do lago não ser considerada, tornando o modelo muito diferente da realidade nesse ponto. Nas minibacias sobre o lago, por exemplo, o nível simulado no período úmido foi de 69 metros acima do nível do mar, enquanto o nível do terreno na passagem do SRTM é de 79 metros (período de enchimento do lago de Yaciretá). Uma solução para resolver os problemas causados na estimativa de larguras e profundidades das seções das minibacias é utilizar batimetria conhecida, de rios e lagos de reservatórios. Um processo semelhante foi apresentado em Lopes et al. (2015), em que os autores utilizaram a batimetria da Laguna dos Patos para estimar de forma mais correta as interconexões entre minibacias na laguna.

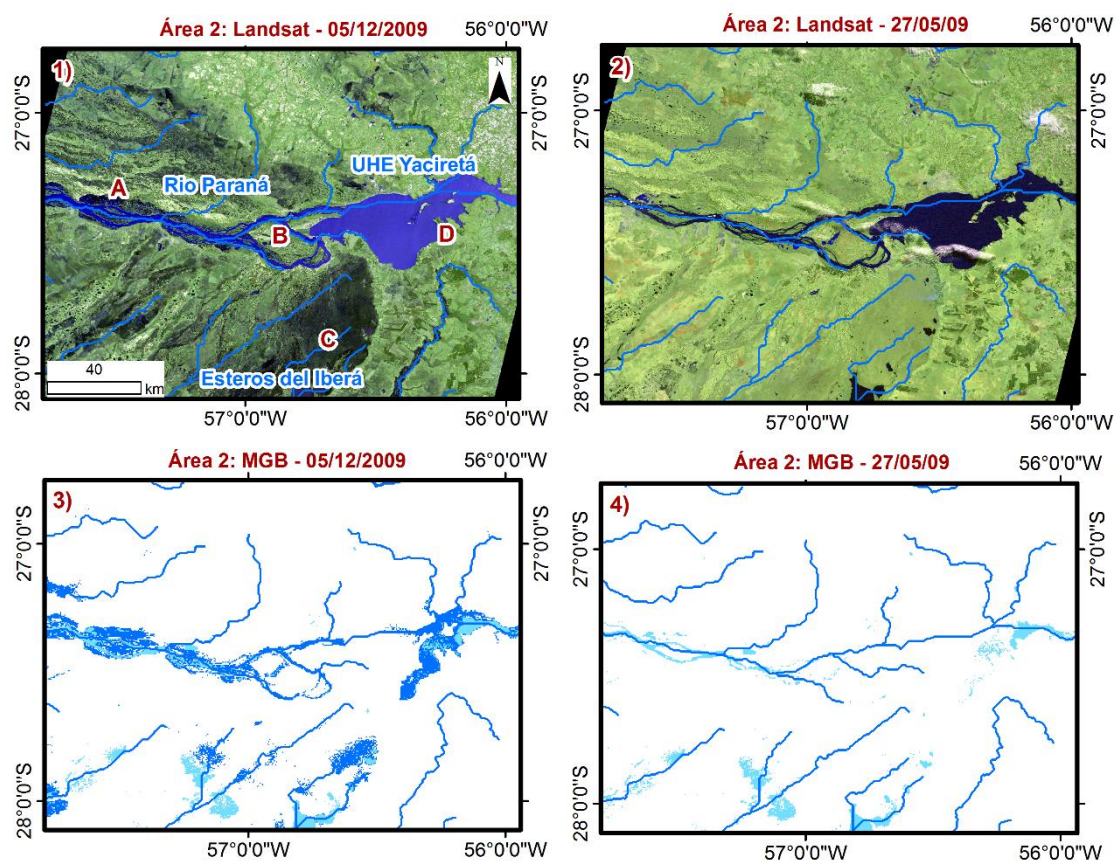


Figura 5.44: Inundação na Área 2: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até D indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.

A inundação na Área 3 (Figura 5.45), assim como na Área 2, foi muito bem representada pelo modelo MGB-IPH com propagação Inercial. Nessa região também foi utilizada a composição de bandas R7-G5-B3 para diferenciar partes úmidas (mais escuras) e partes secas (cores mais claras).

Analisando o ponto A, localizado na margem direita do Rio Paraná, a jusante da confluência com o Rio Paraguai, percebe-se que o modelo superestima a extensão da área inundada, principalmente no período seco, que corresponde a data 02/05/2009. Nas proximidades da cidade de Corrientes, o Rio Paraná sofre um estreitamento, que também é percebido na simulação.

No ponto B, o resultado também aponta um viés de superestimativa no período seco, entretanto, observando a imagem Landsat percebe-se que a margem direita do Rio Paraná possui uma coloração verde mais escura, o que pode significar uma região mais úmida. No período úmido, a extensão da área inundada simulada é maior, preenchendo toda a extensão do Rio Paraná observada na imagem Landsat.

O ponto C, que corresponde aproximadamente a Itati, ao longo do Rio Paraná, também está bem representado pelo modelo MGB-IPH. Percebe-se que no período úmido o Rio Paraná apresenta um maior volume, o que também é representado pela simulação. No período seco, percebe-se apenas algumas áreas úmidas nas margens do rio, o que corresponde a inundações simuladas.

No ponto D, o modelo superestima a inundações no período seco, apresentando uma região inundada que não é observada na imagem Landsat. No período úmido, o modelo tende a representar melhor a inundações em alguns pontos, entretanto subestima a inundações em toda a área. Essa característica também é observada no ponto E, no período úmido. No ponto E, por outro lado, o modelo aparentemente representa bem a inundações no período seco. Os pontos D e E estão localizados no Esteros del Iberá, e devido à complexa drenagem da região, o modelo não representa bem esses pontos.

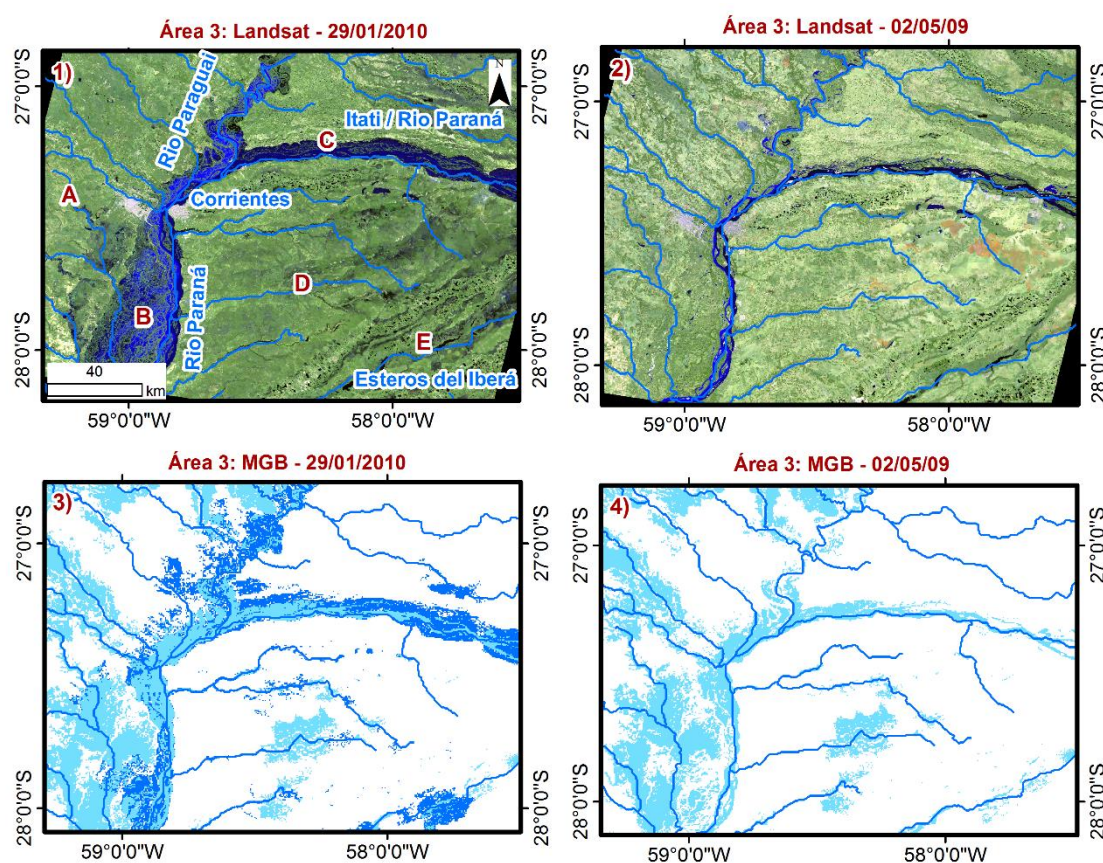


Figura 5.45: Inundações na Área 3: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até E indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.

A Figura 5.46 mostra o Rio Paraguai imediatamente antes da confluência com o Rio Paraná. Percebe-se que o Rio Paraguai é bem sinuoso nessa região, e no período seco apresenta alguns meandros abandonados. Nota-se que o resultado da inundação simulada representa de forma satisfatória alguns dos meandros abandonados no período seco. No período úmido a extensão da inundação simulada aumenta, representando satisfatoriamente a mesma região.

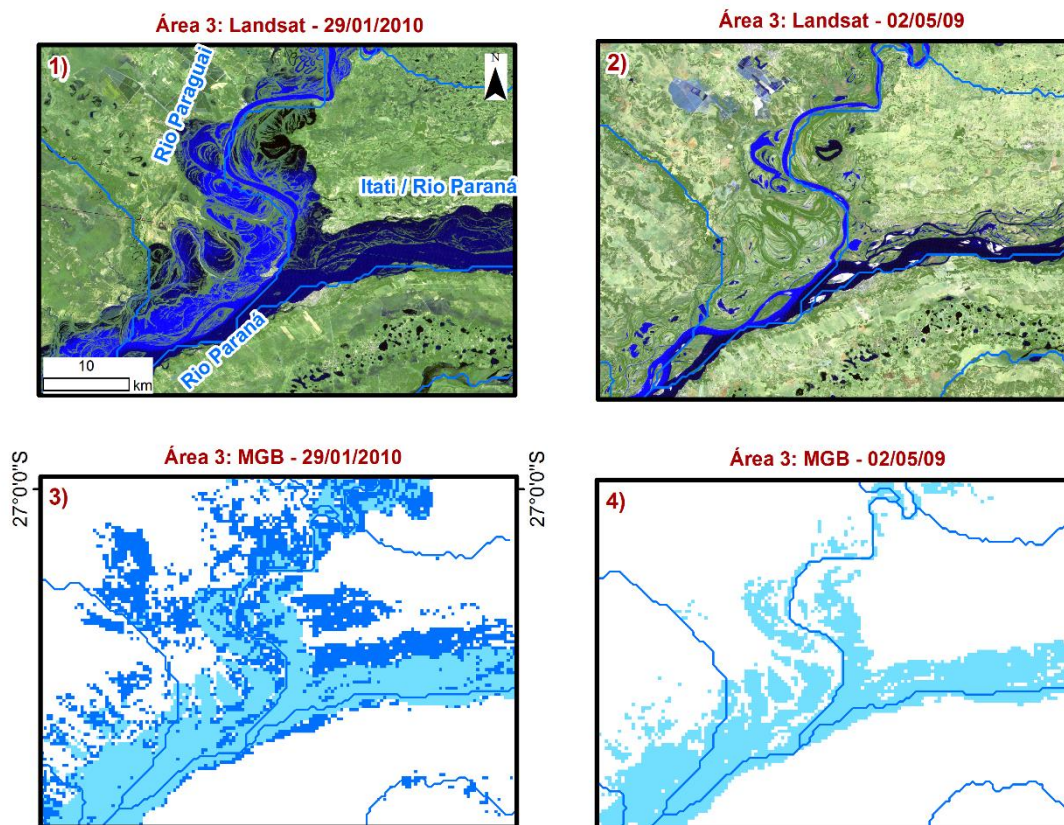


Figura 5.46: Inundação na Área 3: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.

A quarta região analisada está situada ao longo do Rio Paraná, a jusante da confluência com o Rio Paraguai entre a latitude 30 e 31 graus Sul (Figura 5.47). Para identificar melhor as áreas úmidas (cores mais escuras) de áreas secas (cores mais claras), foi utilizada a composição de bandas R7-G5-B3 na imagem Landsat.

O ponto A na figura corresponde ao retorno de água da região denominada Esteros del Iberá ao Rio Paraná drenando através do rio Corrientes e outros afluentes menores. Pode-se perceber que o modelo tende a representar a inundação nessa região no

período úmido, entretanto superestima a inundação para o período seco, em que a região dos Esteros del Iberá não está totalmente alagada. Esse comportamento pode estar sendo causado pela não consideração de processos de infiltração na planície, que juntamente com a precipitação e evapotranspiração é um dos principais fatores na dinâmica dos Esteros del Iberá (Grimson, et al., 2013).

O ponto B, no Rio Paraná, apesar de difícil representação pelo grande número de canais que drenam na região, está representado de forma satisfatória. No período seco, por exemplo, a margem direita do rio Paraná aparenta estar úmida, quando se observa a imagem Landsat no período seco. Esse comportamento é representado pelo modelo. No período úmido, os níveis simulados aumentam, fazendo com que a área inundada também seja maior, o que pode ser percebido na imagem Landsat, onde a área escura ao redor do rio Paraná é muito mais extensa.

Finalmente no ponto C, ao longo do rio Feliciano, o modelo representa relativamente bem a inundação, mas com um viés de superestimativa nas margens do rio. Tanto no período seco, como no período úmido, a região não é inundada, como pode-se perceber nas imagens Landsat. Esse comportamento é percebido também na inundação simulada, na medida em que se afasta das margens do rio Feliciano.

A última área analisada está localizada a jusante da cidade de Santa Fé, na Argentina, onde o rio Paraná entra em uma vasta planície de inundação superior a 30 km, e a montante do Rio da Prata (Figura 5.48). Nas imagens Landsat da área 5 também foi utilizada uma composição de bandas R7-G5-B3 com o intuito de identificar melhor as áreas úmidas e secas. A análise foi feita em 3 pontos: O ponto A, localizado a jusante de Santa Fé; o ponto B, localizado próximo à confluência do rio Paraná e Uruguai, dando origem ao rio da Prata; e o ponto C, localizado na planície do rio Paraná.

No período úmido, praticamente toda a planície está inundada (cores mais escuras) e uma pequena parte – região sob o ponto A - tem coloração verde escura, o que indica uma área bastante úmida, mas não coberta por água. Parte dessa região que não está submersa coincide com o resultado do modelo.

Analisando a imagem Landsat o ponto C para o período seco, pode-se perceber que a planície de inundação ao longo do Rio Paraná não está alagada. Apesar da análise ser qualitativa, esse resultado aparentemente indica que o modelo está superestimando a área inundada nessa região. Finalmente no ponto B, acontece um alargamento da planície de inundação, quando se observa as imagens Landsat. Essa característica não é representada pelo modelo, que tende a subestimar a extensão da área inundada. Isso pode ser causado pela má representação de pequenos rios afluentes ao Paraná, na região estuarina e também devido às condições de contorno de jusante do modelo, que desconsidera o efeito de maré.

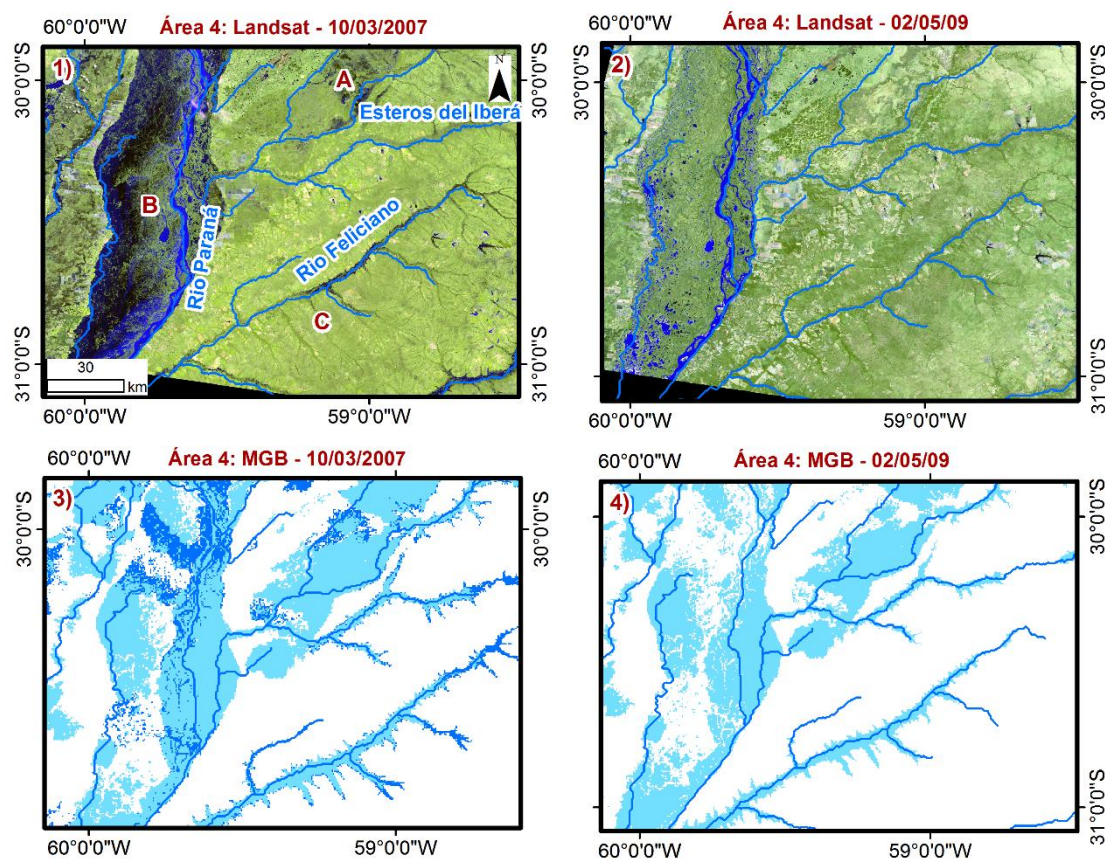


Figura 5.47: Inundação na Área 4: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até C indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.

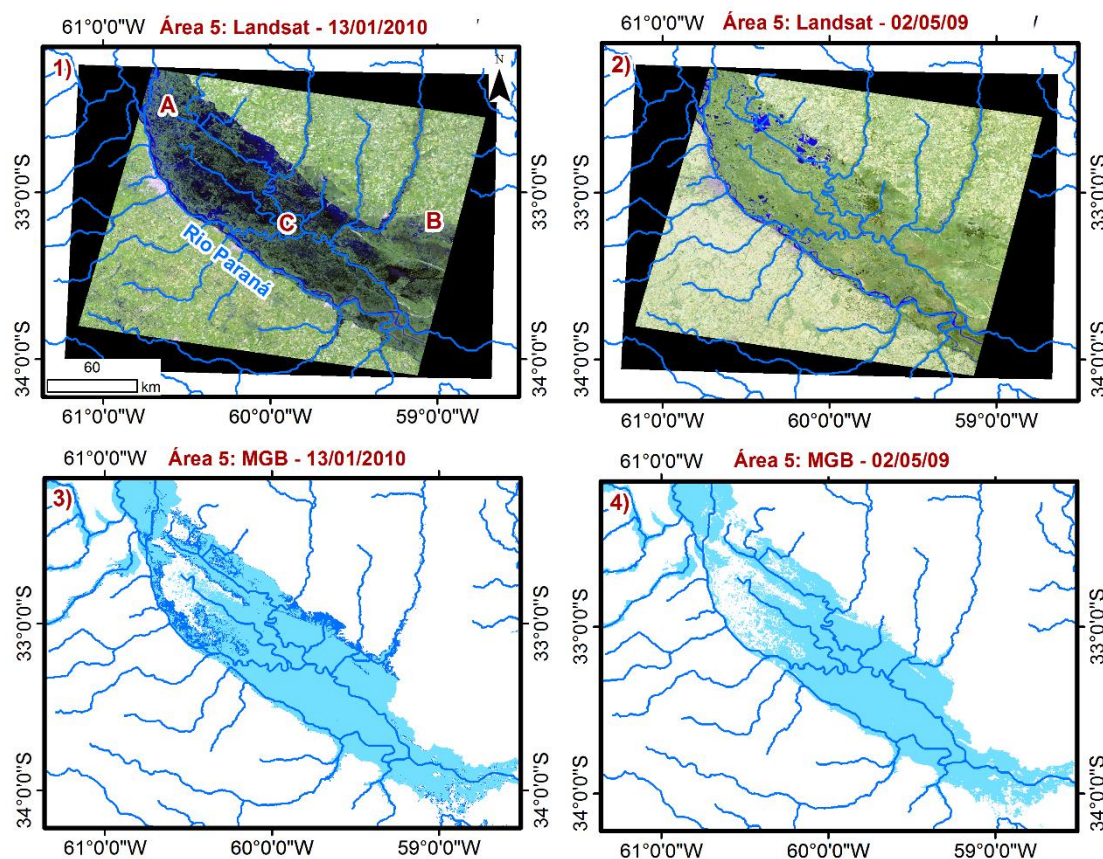


Figura 5.48: Inundação na Área 5: 1) Landsat no período úmido; 2) Landsat no período seco; 3) Diferença entre a área inundada simulada pelo modelo no período úmido (azul escuro) e seco (azul claro); 4) Área inundada simulada no período seco (azul claro). As letras de A até C indicam pontos de análise dos resultados. A hidrografia apresentada corresponde a rede de drenagem gerada pelo processo de discretização.

5.4. Impacto dos reservatórios na BHP

Nesse item foi avaliado o impacto nas vazões ao longo do Rio Paraná, a jusante de Itaipu até a sua foz (Figura 5.49). Como já citado no capítulo 3.3, apesar dos vários reservatórios existentes na bacia, muitos deles não possuem uma grande capacidade de armazenamento, não alternando significativamente as vazões médias de longo período (Doyle e Barros, 2011; Stevaux et al., 2009).

Apesar disso, analisando os hidrogramas naturalizados (processo feito pelo ONS) e os hidrogramas regularizados (defluência das usinas), percebe-se que há uma diferença visível nas vazões extremas. Para quantificar essas diferenças foram calculadas vazões de referências Q5 (vazão com probabilidade de ser igualada ou superada em 5% do tempo no rio), Q90 (vazão com probabilidade de ser igualada ou superada em 90% do tempo no rio) e a vazão média ao longo do rio Paraná, a jusante de Itaipu, para duas situações: Considerando a operação dos reservatórios; sem considerar a operação dos reservatórios. A operação dos reservatórios no modelo foi considerada substituindo a

vazão simulada em Itaipu pela vazão defluente de Itaipu, disponibilizada pelo Operador Nacional do Sistema Elétrico Brasileiro (ONS). Na Figura 5.49 também são apresentados alguns pontos de interesse: A (UHE Itaipu), B (a jusante da confluência entre os rios Paraná e Iguaçu), C (cidade de Corrientes, a jusante da confluência entre os rios Paraná e Paraguai), D (estação fluviométrica Timbués, no rio Paraná), E (cidade de Santa Fé, no rio Paraná).

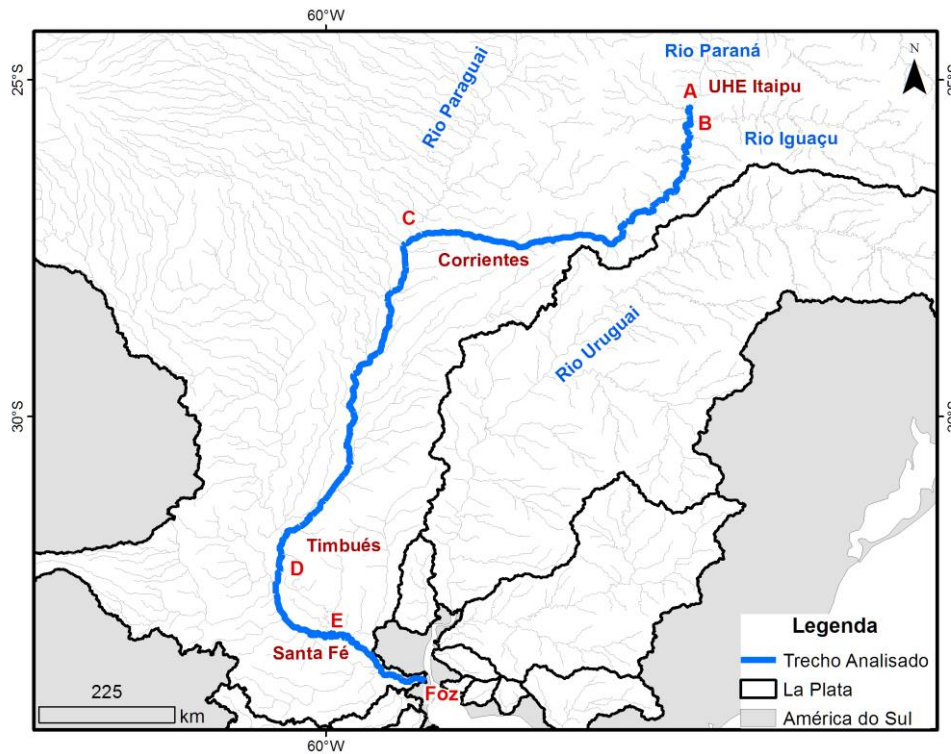


Figura 5.49: Trecho do rio Paraná onde foi analisado o impacto da operação de Itaipu (azul). As letras de A até E representam alguns pontos de interesse ao longo do trecho analisado.

A Figura 5.50 apresenta as diferenças relativas da vazão de referência Q5 entre as vazões simuladas considerando a operação de Itaipu e desconsiderando a operação. Como pode ser observado, a operação de Itaipu causa um impacto maior nas vazões naturais imediatamente a jusante da usina. A diferença relativa entre as vazões é aproximadamente -30%, indicando que a operação de Itaipu diminui os picos de vazão. Apesar dos reservatórios do Alto Paraná, representados pela defluência de Itaipu, não terem uma grande capacidade de armazenamento, a diferença entre a vazão simulada naturalizada e simulada com operação de Itaipu indica um efeito de amortecimento dos picos.

Percebe-se que o efeito do amortecimento dos picos diminui com o incremento de vazões ao longo do rio Paraná, passando por um degrau (ponto B) - a poucos quilômetros de Itaipu - decorrente da afluência do rio Iguaçu e por outro degrau (ponto C) - a 520 km de Itaipu - causado pela afluência do rio Paraguai. Ambas as afluências citadas contribuem para uma diminuição das diferenças relativas analisadas. Na foz do

rio Paraná, a diferença relativa entre as vazões Q5 é de aproximadamente 5% apenas, indicando que a operação dos reservatórios do Alto Paraná já não têm um efeito tão forte nesse ponto do rio.

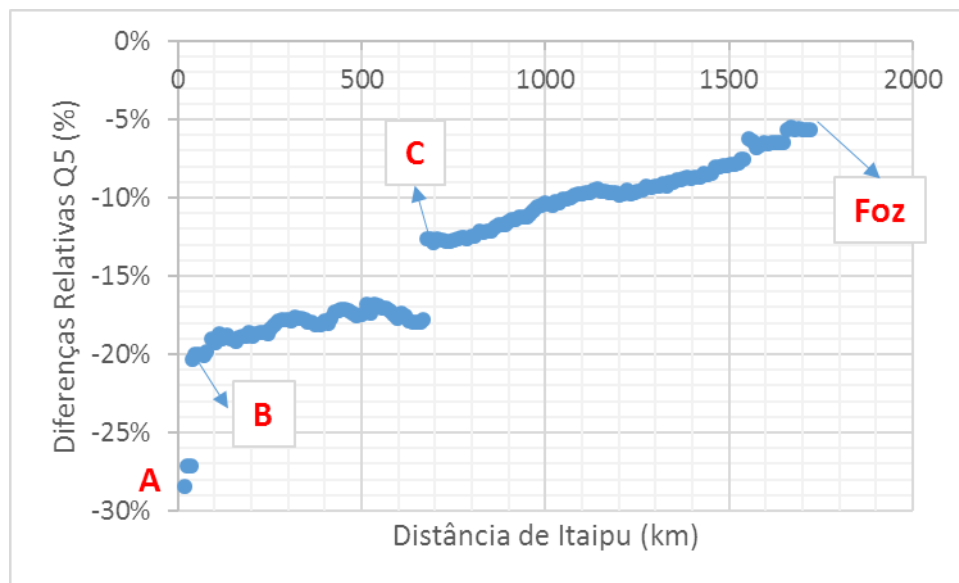


Figura 5.50: Diferença relativa da vazão Q5, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná. O eixo das abscissas indica a distância acumulada de, desde Itaipu (valor menor) até o exutório do Rio Paraná (valor maior).

Um resultado semelhante é visto analisando a Figura 5.51. Essa figura apresenta as diferenças relativas da vazão mínima de referência Q90 entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná. Analisando as diferenças, pode-se perceber que a operação de vazão das usinas afeta a vazão Q90 de forma mais significativa imediatamente a jusante da usina (aproximadamente 23%). Esse resultado indica que a operação causa um aumento das vazões mínimas simuladas em relação ao que seria as vazões mínimas naturais. A medida que o Rio Paraná ganha mais área de contribuição, essa diferença diminui. Semelhante a vazão Q5, também se percebe a existência de um degrau na diferença relativa da Q90 imediatamente a jusante da confluência entre os rios Paraná e Iguazu e um degrau imediatamente a jusante da confluência entre os rios Paraná e Paraguai. Entretanto, a jusante da confluência com o rio Iguazu, o degrau formado pela diferença relativa na Q90 não é tão significativo quanto o degrau formado pela diferença relativa da Q5. Na foz do rio Paraná, a vazão Q90 considerando a operação é aproximadamente 8% maior que a vazão Q90 simulada sem considerar a operação de Itaipu.

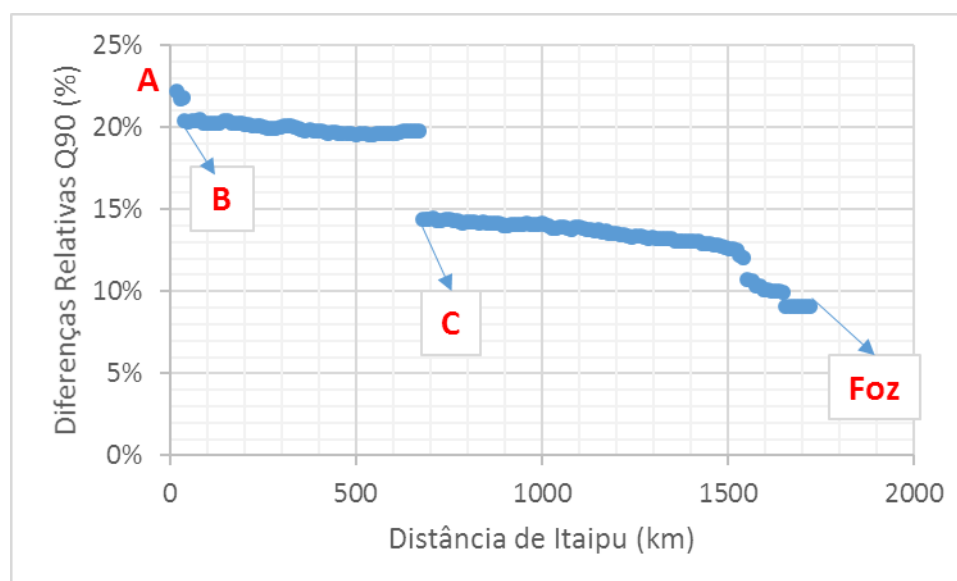


Figura 5.51: Diferença relativa da vazão Q90, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná. O eixo das abscissas indica a distância acumulada de, desde Itaipu (valor menor) até o exutório do Rio Paraná (valor maior).

Diferente das vazões extremas (Q5 e Q90) que tendem a ser mais afetadas pela regularização de vazão, a vazão média apresenta diferenças menores (Figura 5.52). Como pode ser observado, a variação entre a diferença relativa das vazões simuladas (com e sem a consideração da operação das usinas do Alto Paraná) é de apenas 2% imediatamente a jusante de Itaipu e no exutório do Rio Paraná. Esse resultado é citado em outras pesquisas, como Doyle e Barros (2011) e Stevaux et al. (2009) que mostram que apesar da variação na vazão média não ser elevada – devido a capacidade limitada de amortecimento dos reservatórios do Paraná – a operação pode alterar de forma mais significativa o regime fluviométrico.

A Figura 5.53, Figura 5.54 e Figura 5.55 apresentam a diferença relativa ao longo do Rio Paraná, a jusante de Itaipu até o exutório sobre a rede de drenagem.

Vale citar que as diferenças relativas apresentadas nesse item também são influenciadas pelos parâmetros calibrados do modelo. Por exemplo, a diferença relativa entre as vazões médias simuladas e naturalizadas afluentes à Itaipu é de aproximadamente 7%. Ou seja, o impacto de Itaipu ao longo do Baixo Paraná nas vazões médias apresentado nesse item é influenciado pelo processo de calibração. O mesmo acontece com as vazões Q5 e Q95, onde a diferença relativa entre modelo e vazão natural é de 0,2% e 9%. Isso indica que o modelo superestima as vazões mínimas principalmente, como mostrado nos resultados da calibração.

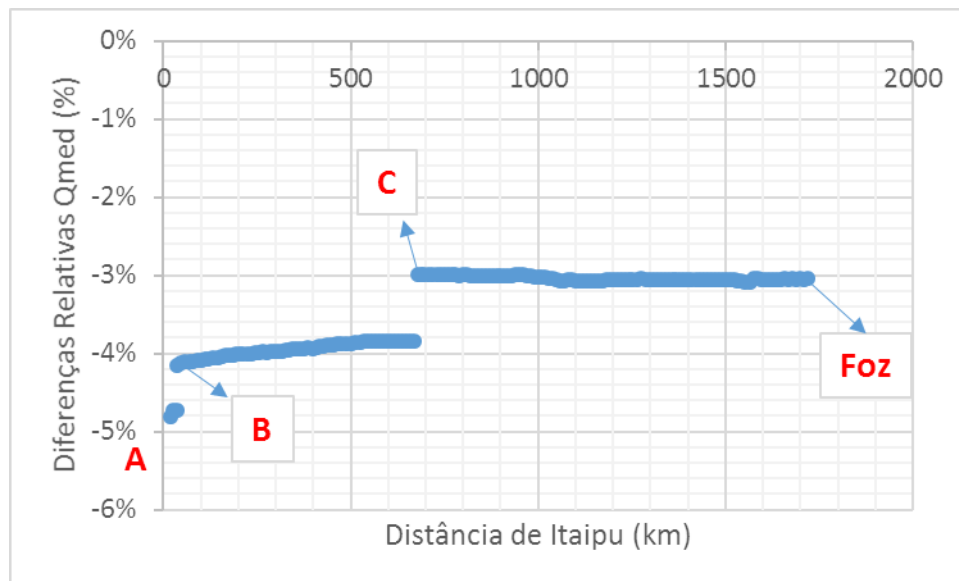


Figura 5.52: Diferença relativa da vazão média, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná. O eixo das abscissas indica a distância acumulada de, desde Itaipu (valor menor) até o exutório do Rio Paraná (valor maior).

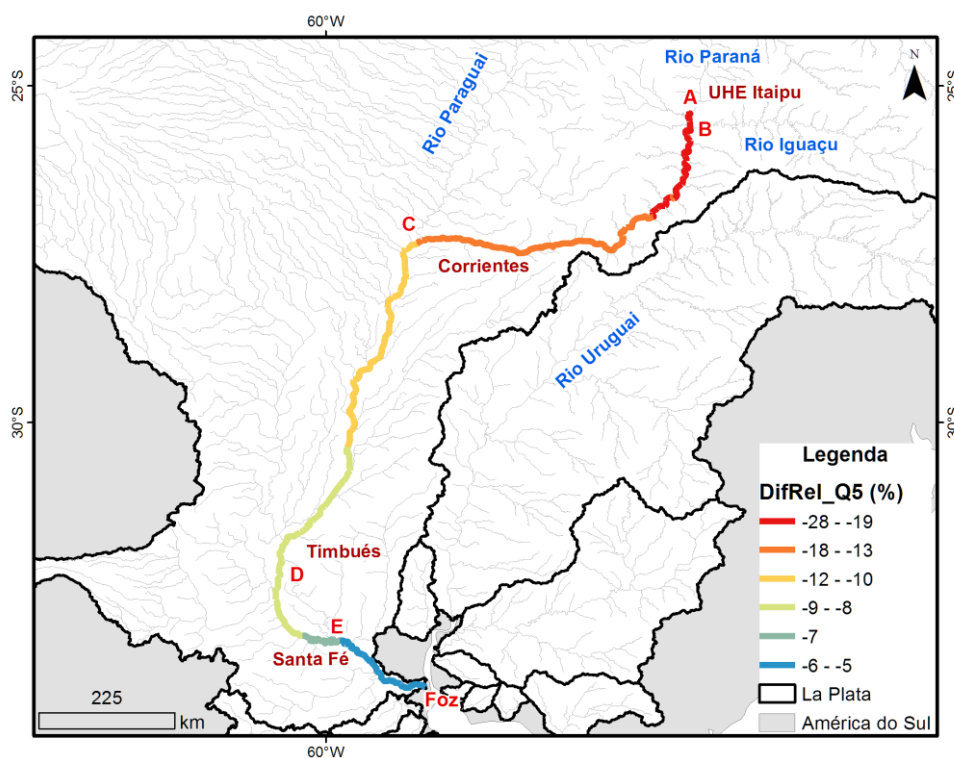


Figura 5.53: Diferença relativa da vazão Q5, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná sobre a rede de drenagem.

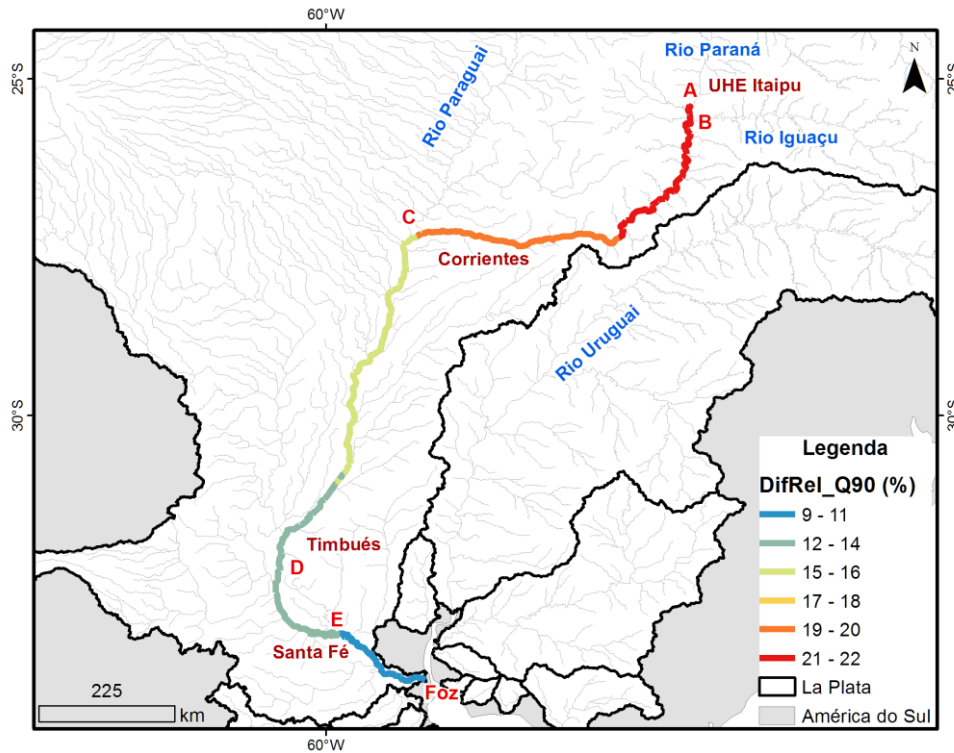


Figura 5.54: Diferença relativa da vazão Q90, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná sobre a rede de drenagem.

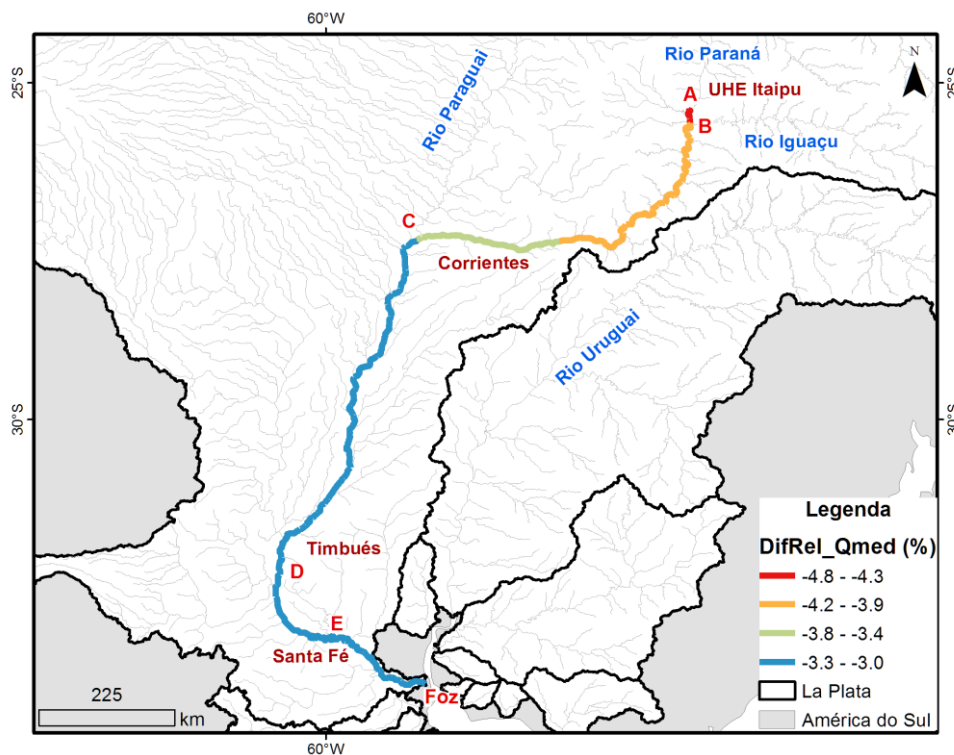


Figura 5.55: Diferença relativa da vazão média, calculado entre as vazões simuladas considerando a operação das usinas e desconsiderando a operação das usinas do Alto Paraná sobre a rede de drenagem.

5.5. Análise de sensibilidade das conexões laterais

Para analisar a sensibilidade do modelo, a largura das conexões laterais foi alterada para quatro situações: 1) Largura zero (sem conexões); 2) Largura 1 metro (valor adotado para calibração e análises); 3) Largura 20 metros e 4) Largura 40 metros. Para cada valor de largura foram gerados mapas de inundação e avaliada a vazão em Timbués (Rio Paraná), Amolar (Rio Paraguai) e Salto (Rio Uruguai).

A Figura 5.56 apresenta os hidrogramas em Amolar, no rio Paraguai, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja). Como pode ser observado, a vazão no rio em Amolar é afetada pelas conexões laterais entre as minibacias. Quanto menor a conexão, menores são as vazões mínimas. Com relação às vazões máximas, o efeito das conexões laterais é menor. O aumento da largura das conexões causa um adiantamento nos picos de vazão, em relação as larguras de conexão lateral menores.

A Figura 5.57 apresenta os hidrogramas em Salto Grande, no rio Uruguai, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja). As conexões laterais na bacia do rio Uruguai não causam mudança significativa da vazão. Isso acontece devido ao fato de não existir planícies de inundações extensas como na bacia do rio Paraguai e Baixo Paraná.

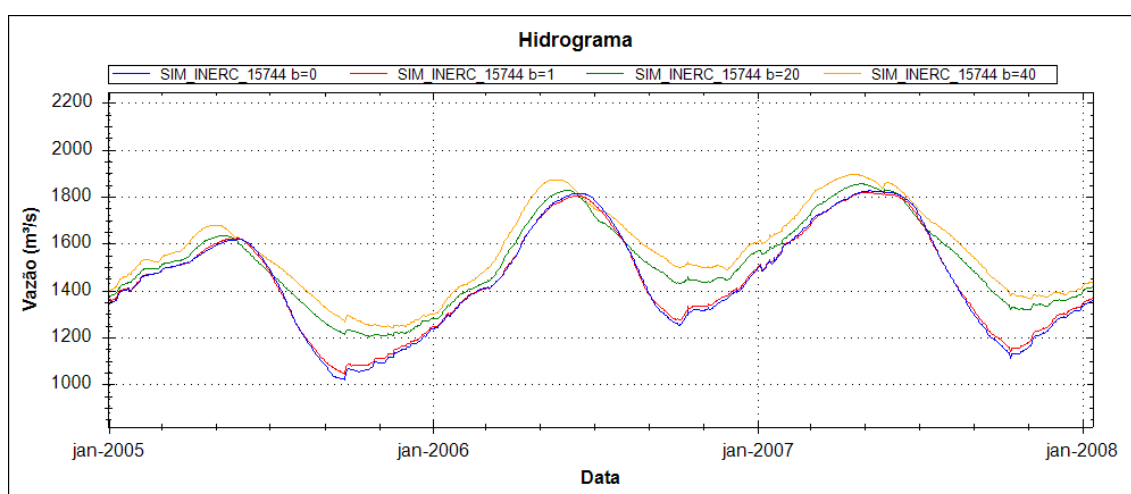


Figura 5.56: Hidrogramas em Amolar, no rio Paraguai, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja).

Finalmente, a Figura 5.58 apresenta os hidrogramas em Timbués, no rio Paraná, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja). O efeito da largura das conexões na região do Baixo Paraná é semelhante ao que se observou no Paraguai. As larguras de conexões menores tendem a diminuir as vazões mínimas. Nos valores de vazões máximas, percebeu-se um aumento dos volumes quando se utiliza larguras maiores das conexões laterais entre as minibacias.

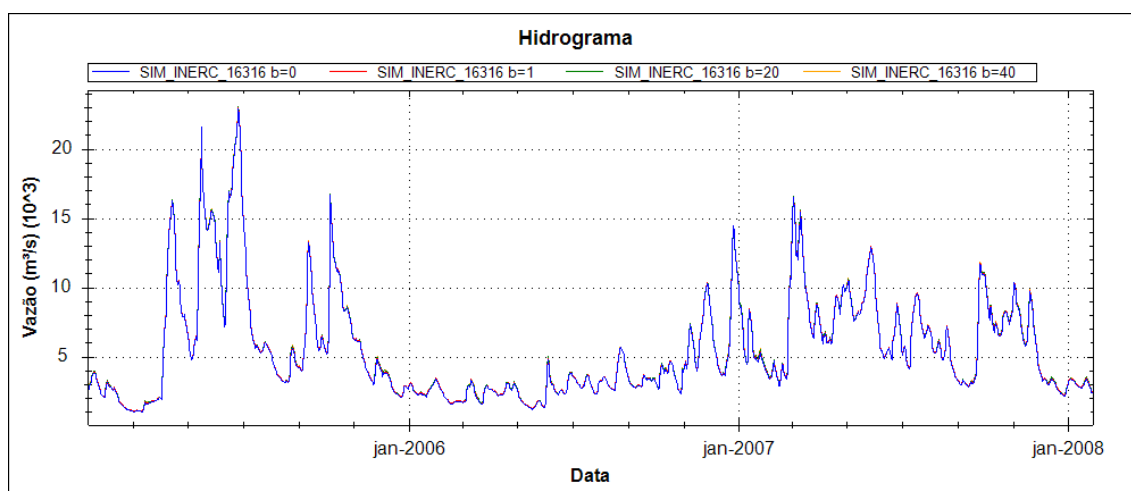


Figura 5.57: Hidrogramas em Salto Grande, no rio Uruguai, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja).

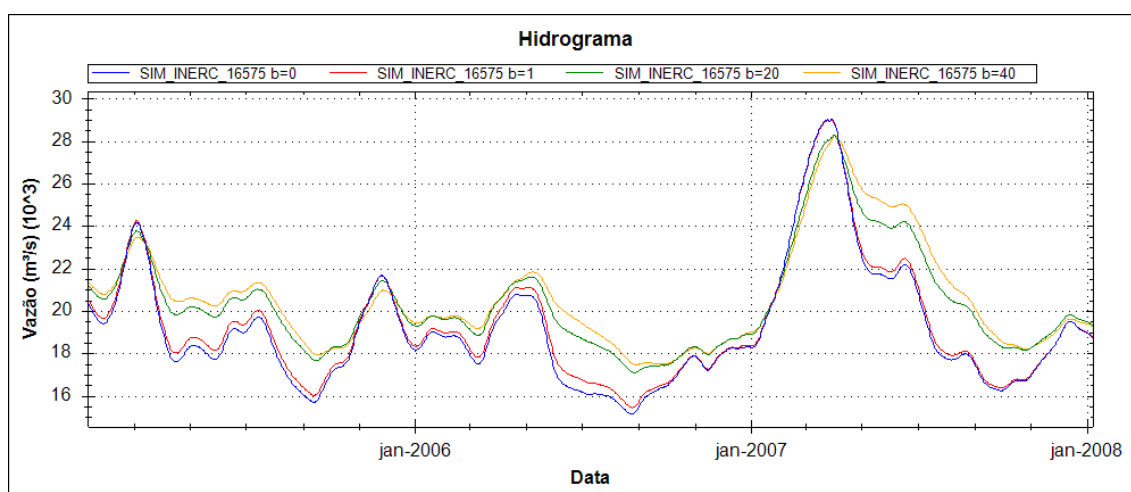


Figura 5.58: Hidrogramas em Timbués, no rio Paraná, considerando a largura das conexões entre minibacias 0 metros (azul), 1 metro (vermelho), 20 metros (verde) e 40 metros (laranja).

A Figura 5.60 e Figura 5.61 mostram o efeito da largura das conexões laterais entre as minibacias na extensão da inundação na bacia do Prata. Foram escolhidas duas datas: 14/09/2001 (período seco) e 26/03/2007 (período úmido). Nota-se em geral que, quanto maior as larguras das conexões menor a extensão da área inundada em ambos os períodos, indicando que a largura das conexões laterais é uma variável que influencia significativamente os resultados.

Em planícies onde os processos hidrológicos verticais, como precipitação local, têm um papel importante na a inundação, as conexões laterais entre minibacias tendem a não afetar tanto o resultado da vazão do rio. Esse resultado é mostrado por Pontes et al. (2016) na bacia do Rio Araguaia, onde está localizada a planície do Bananal. As

simulações com o modelo MGB-IPH com propagação Inercial mostram que a área inundada sobre a planície do Bananal sofre influência significativa das conexões laterais, entretanto a vazão do rio não muda nas mesmas proporções. A característica da inundação da planície do Bananal ser causada por processos hidrológicos locais é abordada por alguns autores, como Valente et al. (2013). Apesar disso, o processo de inundação nessa bacia não é inteiramente explicado por precipitação local. Pesquisas recentes (Latrubesse e Leninger, 2016) mostram que os canais efêmeros nessa bacia influenciam a inundação da planície.

A Figura 5.59 a,b,c e d apresenta as medidas de desempenho organizadas em classes, considerando as larguras das conexões laterais de 1 metro (utilizada como padrão), 40 metros e o modelo sem conexões laterais. Os resultados não são conclusivos sobre qual a largura de conexão deve ser utilizada. Entretanto, calculando-se as medianas dos valores das medidas de desempenho obtidos para cada largura, percebe-se pequenas diferenças entre os resultados. Observando-se os valores do coeficiente ENS, por exemplo, os resultados sem conexão lateral foi ligeiramente melhor (0,51) do que o modelo com conexão de 1 metro (0,49) e 40 metros (0,44). A mediana do coeficiente ENSlog foi igual entre os modelos com conexão 1 metro e sem conexão (0,59), e o modelo com 40 metros de conexão lateral apresentou resultados piores (0,44). Em contrapartida, os resultados do erro de volume foram melhores com o modelo de 40 metros de conexão lateral (5,6%), seguido do modelo com 1 metro de conexão lateral (6%). O modelo sem conexão lateral obteve os piores resultados (mediana dos erros de volume de 7,3%).

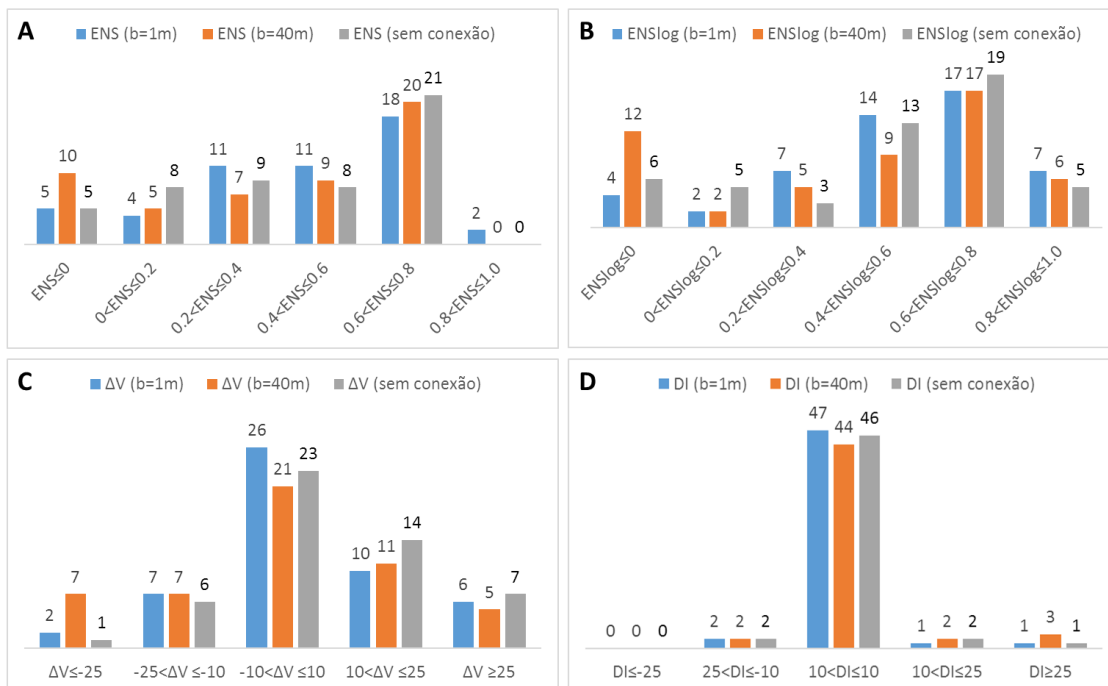


Figura 5.59: Histograma de classes das medidas de desempenho considerando as larguras das conexões laterais de 1, 40 e 0 metros.

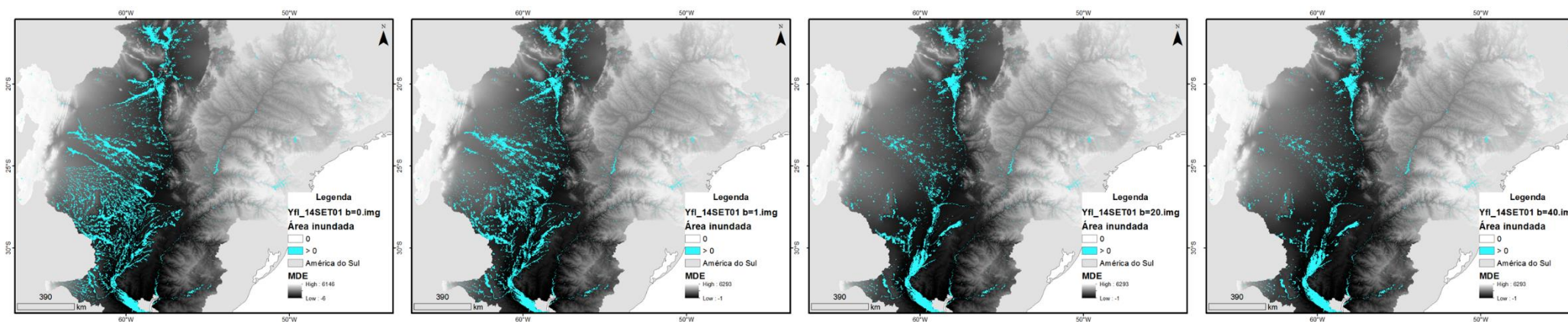


Figura 5.60: Extensão da inundação na bacia do Prata considerando diferentes larguras de conexão lateral no período seco.

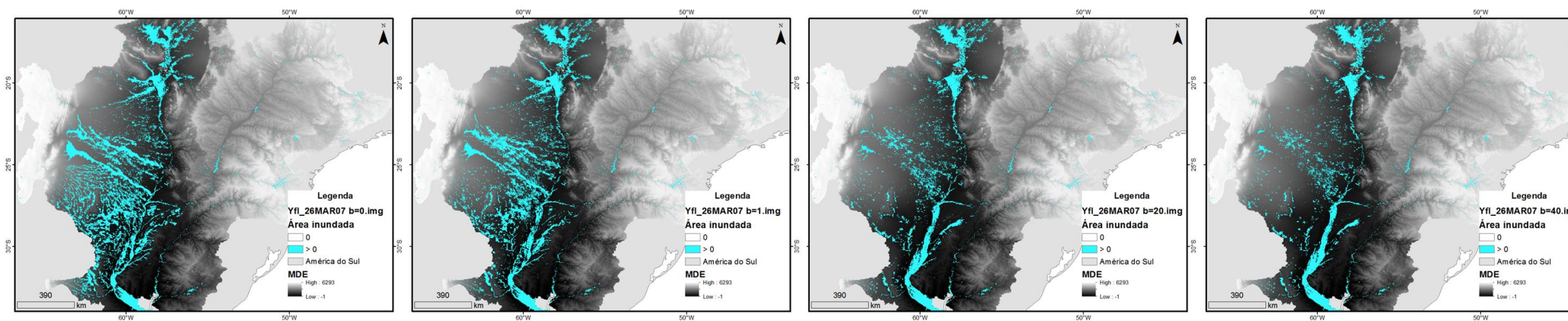


Figura 5.61: Extensão da inundação na bacia do Prata considerando diferentes larguras de conexão lateral no período úmido.

6. CONCLUSÃO

A tese apresentada teve como objetivo desenvolver bases técnicas para a modelagem hidrológica integrada da bacia do rio da Prata, e mais especificamente, o aperfeiçoamento de um modelo hidrológico para esta bacia que possa servir como ferramenta comum para o apoio à gestão integrada de recursos hídricos.

Adicionalmente a tese objetivou investigar a hidrologia da bacia hidrográfica do Prata através da quantificação dos fluxos e armazenamentos hidrológicos no espaço e tempo e análise de variáveis envolvidas nos processos hidrológicos e hidrodinâmicos, como vazões, níveis e áreas inundadas. Além disso, a presente tese também objetivou avaliar o impacto dos reservatórios nas vazões da bacia do Prata.

Para alcançar os objetivos foram implementados dois aperfeiçoamentos no modelo hidrológico MGB-IPH. O primeiro aperfeiçoamento foi a substituição do modelo de propagação simplificado – Muskingum-Cunge linear – pelo modelo Inercial. O segundo aperfeiçoamento foram melhorias tanto na metodologia de discretização de bacias hidrográficas como também na consideração de uma abordagem pseudo-bidimensional na propagação de vazão, chamada aqui de conexões laterais ou interconexões entre as minibacias.

Os resultados foram divididos nos seguintes tópicos: Calibração e verificação do modelo; efeito do modelo de propagação e da consideração da planície de inundação nas simulações; verificação das áreas inundadas simuladas e finalmente, o impacto dos reservatórios nas vazões da bacia. Adicionalmente também foi realizada uma análise de sensibilidade da largura das conexões laterais entre minibacias para avaliar o seu impacto na simulação.

A seguir, são apresentadas as conclusões acerca de cada tópico abordado.

6.1. Conclusões dos tópicos abordados

- Calibração e Verificação

Os resultados obtidos na calibração e verificação indicaram que o modelo MGB-IPH com propagação Inercial representou de forma satisfatória a maioria dos pontos analisados. No Alto Paraná os resultados foram em geral melhores do que nos outros rios. Isso foi atribuído às características da bacia do rio Paraná, que possui um vale de rio mais “encaixado” e sem grandes planícies de inundação. As medidas de desempenho nessa bacia foram boas, principalmente nos rios sem grandes planícies. Em rios como Piquiri, Ivinhema, onde existe planície de inundação, houve uma dificuldade maior em representar o comportamento da vazão.

No Alto Paraguai os resultados foram razoáveis em parte dos pontos, principalmente levando em consideração a dificuldade que essa bacia representa em termos de simulação hidrológica e hidrodinâmica. Os pontos analisados nos rios Paraguai, Jauru, Cuiabá, São Lourenço e Piquiri foram relativamente bons, com exceção dos pontos mais

afetados por planície ou por processos de avulsão, como Porto Conceição, Porto Cercado, São José do Piquiri e São João. Após a entrada do rio Paraguai no Pantanal, os resultados são piores. Cita-se por exemplo Porto da Manga e Porto Murtinho, onde o modelo não conseguiu representar bem as vazões.

Os últimos pontos analisados no rio Paraguai foram Puerto Pilcomayo e Puerto Bermejo. Os resultados das medidas de desempenho nesses pontos também foram bons, apesar de que o modelo não representa bem a dinâmica da vazão nesses pontos. Isso acontece devido ao fato de que na bacia do rio Paraguai a vazão passa por muitas regiões de planícies – Pantanal, por exemplo – onde o tempo de residência e as perdas por infiltração e evaporação nesses locais influenciam o comportamento da vazão mais a jusante.

Na bacia do rio Paraguai percebeu-se que tanto variáveis hidráulicas do rio, quanto variáveis hidrológicas são muito importantes para a simulação. Isso é mostrado também em pesquisas recentes na bacia do Paraguai (Paz et al., 2014). Dessa forma, representar melhor as relações geomorfológicas dos rios dessa bacia por exemplo, pode trazer um grande benefício para a representação do sistema, assim como representar processos verticais na planície, como a evaporação e a infiltração.

No Rio Paraná, a jusante da confluência com o Rio Paraguai, os resultados também são bons, mostrando que o modelo consegue representar bem a dinâmica fluvial do Baixo Paraná, principalmente no rio principal. Entretanto em alguns afluentes, como o rio Salado, onde se pôde avaliar os resultados, a representação das vazões foi ruim.

Finalmente, na bacia do rio Uruguai os resultados do modelo são relativamente bons em todos os postos fluviométricos, mesmo não sendo utilizada técnicas de substituição de vazão para representar o efeito da operação de vazão dos reservatórios.

- Efeito do modelo de propagação de vazão e da planície de inundação nas simulações

Os resultados dessa análise mostraram que a modelagem hidrológica e hidráulica em uma bacia com características como a bacia do Prata é muito dependente da representação da planície de inundação. Esse resultado é esperado, visto que em pesquisas realizadas na mesma bacia, onde o modelo hidráulico é mais completo, os resultados são muito melhores.

Ficou evidente também, que o modelo de propagação sem planície – nessa tese utilizou-se o modelo Muskingum-Cunge – representa de forma satisfatória bacias como o Alto Paraná e o Uruguai, e alguns rios de cabeceira do Paraguai, onde não há efeito de planície de inundação.

Entretanto, em rios com planície de inundação e drenagem complexa - a maior parte dos rios da bacia do rio Paraguai e o Baixo Paraná – o modelo de propagação Muskingum-Cunge não consegue representar as vazões. Isso acontece devido ao fato da não representatividade do amortecimento causado pela planície e também pelo fato do

modelo não considerar processos verticais na planície. Isso fica evidente nos resultados que mostram como a evaporação da planície pode influenciar a vazão do rio. Cita-se ainda, que os resultados podem ser melhores caso haja a representação do processo de infiltração na planície de inundação.

Além disso, o modelo Inercial, que representa a planície de inundação, também representa rios com drenagem mais complexa, por meio das conexões laterais entre minibacias. É importante citar que a largura das conexões laterais alteram significativamente os resultados do modelo, como mostrado no item sobre sensibilidade da largura das conexões laterais.

- Verificação das áreas inundadas simuladas

Os resultados da comparação visual entre a área inundada obtida através dos dados de níveis simulados pelo modelo MGB-IPH e imagens Landsat 5 TM indicaram que o modelo representa de forma satisfatória algumas áreas analisadas.

Apesar da análise feita ser qualitativa, percebeu-se um viés de superestimativa da área inundada no período seco. Esse viés pode ser causado pelas incertezas associadas aos parâmetros hidráulicos (e.g. difícil estimativa da largura e profundidade dos rios no Paraguai e Baixo Paraná e curva hipsométrica obtida do MDE) e hidrológicos da simulação (e.g. evaporação na área inundada).

A análise das áreas inundadas também mostrou um papel importante das conexões laterais (ou interconexões) entre minibacias implementadas no modelo.

- Impacto dos reservatórios nas vazões da bacia do Prata

Nesse capítulo foi apresentado o impacto da operação dos reservatórios do Alto Paraná – representado pela vazão em Itaipu – nas vazões médias, Q90 e Q5 ao longo do rio Paraná. Os resultados mostraram que as vazões médias ao longo do rio Paraná não são alteradas significativamente pela a operação dos reservatórios. Isso se deve ao fato de Itaipu possuir uma baixa capacidade de regularização. Entretanto, as vazões com Q5 e Q90 são alteradas de forma mais significativa pela operação dos reservatórios.

Dessa forma que, apesar da vazão média não ser alterada fortemente pela operação de reservatórios, as vazões extremas sofrem mais com esse processo, podendo influenciar em características físicas do rio (e.g. morfologia, quantidade de sólidos em suspensão), hidráulicas (e.g. velocidade do fluxo) e ecológicas.

6.2. Recomendações

O desenvolvimento dessa tese permitiu identificar carências relacionadas à modelagem hidrológica e hidráulica usando o MGB-IPH com propagação de vazão Inercial em bacias de grande escala e com planície de inundação.

Primeiramente percebeu-se a dificuldade relacionada à obtenção de parâmetros hidráulicos, como largura e profundidade dos rios. As equações que relacionam largura e profundidade com área de drenagem não representam de forma satisfatória a morfologia dos rios em regiões como a bacia dos rios Paraguai e Baixo Paraná. Apesar de representar melhor os rios do Alto Paraná e Uruguai, foi percebido que os resultados também são fortemente influenciados por esses parâmetros. Dessa forma, é importante investir em técnicas que automatizem a obtenção das relações geomorfológicas. Essas técnicas podem ser baseadas em sensoriamento remoto, como a extração automática de larguras de rio com base em um mapa de máscara de água, ou ainda a extração de profundidades com base em dados altimétricos e vazões.

Ainda sobre informações geomorfológicas dos rios, foi percebido que as larguras das conexões laterais entre as minibacias é um parâmetro importante para as simulações. Dessa forma, acredita-se que o investimento em recursos que possibilitem uma estimativa mais acertada desse parâmetro também possa melhorar os resultados da simulação.

Apesar de não ter sido um tema abordado nessa tese, acredita-se que o tratamento do modelo digital de elevação para obtenção da rede de drenagem e curva hipsométrica represente uma melhoria significativa dos resultados da simulação, principalmente em regiões onde existam drenagens complexas e altura de vegetação significativa.

Recomenda-se também uma análise quantitativa da área inundada, calculando índices como o NDWI (índice de diferença normalizada da água) a partir das imagens de satélite para estimar a área inundada. Recomenda-se também a utilização de imagens do tipo SAR (e.g. ALOS-PALSAR), que possuem potencial maior sobre áreas com cobertura de nuvens ou chuva (Garcia et al., 2011; Lehmann et al., 2011).

Outra área de pesquisa na linha dessa tese é a estimativa de características dos reservatórios (e.g. volume) com base em sensoriamento e a implementação de um modelo matemático que represente os reservatórios. Dessa forma, a modelagem pode ser feita sem a técnica de substituição de vazão, possibilitando análises diferenciadas para cada reservatório (e.g. alterando características físicas ou hidráulicas).

6.3. Considerações finais

Os resultados dessa Tese mostraram que é possível, através da modelagem hidrológica e hidráulica, utilizando a versão aprimorada do modelo MGB-IPH, representar os processos hidrológicos da Bacia do Prata. Apesar de todas as incertezas apresentadas, o modelo conseguiu representar vazões, níveis e áreas inundadas de forma satisfatória na maioria dos pontos analisados. Os resultados da tese também mostraram que o impacto da operação dos mesmos pode ser significativo, principalmente nas vazões extremas.

No contexto de modelagem hidrológica em escala continental, mais especificamente na Bacia do Prata, essa pesquisa apresenta vantagens em relação às pesquisas anteriores. Na pesquisa apresentada por Su e Lettenmaier (2009), por exemplo, em que os autores simulam toda a Bacia do Prata, os resultados são bons em rios que não possuem grandes

planícies de inundação. Entretanto, no Paraguai e Baixo Paraná os resultados os resultados não são bons. Isso se deve principalmente pela utilização de um modelo de propagação mais simplificado, que não considera nem planície de inundação e nem o fluxo em direções diferentes (representado nessa tese pelas conexões laterais entre minibacias). Além disso, os autores não fazem considerações sobre o processo de inundação na bacia na pesquisa ou mesmo sobre a influência dos reservatórios na bacia.

Além disto, existem abordagens de simulação na escala global (e.g. Decharme et al., 2011; Yamazaki et al., 2011; Yamazaki et al., 2013) que combinam modelos de superfície (“Land surface Models”), que simulam o processos hidrológicos verticais como evapotranspiração e fluxo d’água no solo, combinados com modelos dedicados a simulação da propagação de vazões em rios e várzeas de inundação (“River-Flood Models”), incluindo a bacia do Prata mas com um detalhamento mais grosseiro do que poderia ser obtido com um modelo regional dedicado a esta região. Essas pesquisas também não abordam resultados relacionados a influência dos reservatórios na bacia e os processos de inundação na mesma.

No contexto do impacto dos reservatórios no Baixo Paraná, os resultados da tese – principalmente das vazões extremas - são complementares a pesquisas como a de Doyle e Barros (2011) e Stevaux et al. (2009), que abordam apenas a variação média na bacia. Os resultados também podem melhorar pesquisas como a de Guerrero et al. (2013), em que os autores investigaram qual seria o impacto das mudanças climáticas no custo da dragagem da hidrovía do Paraná para mantê-la em funcionamento. Os autores sugerem que o custo relativo à dragagem para manter o funcionamento atual da hidrovía seria em média 30 milhões de dólares anuais. Essa estimativa foi feita com base nas vazões obtidas em Su e Lettenmaier (2009), com o modelo VIC, sem considerar a representação da planície de inundação ou efeito dos reservatórios.

Finalmente, acredita-se também que essa tese alcançou dois objetivos importantes, além das questões de pesquisa abordadas:

O primeiro é que a metodologia implementada nessa pesquisa foi pioneira em pesquisas utilizando o modelo MGB-IPH, colocando o mesmo em uma posição importante dentre os modelos hidrológicos e hidráulicos de grande escala mais utilizados atualmente (Kauffeldt et al., 2016).

O segundo está relacionado ao objeto de estudo. A Bacia do Prata, em comparação a outras bacias hidrográficas de grande escala do mundo (e.g. bacia do Rio Amazonas e do Rio Congo) possui um número menor de pesquisas relacionadas com modelagem hidrológica e hidráulica. Essa pesquisa, por exemplo, é a primeira que se propõe a simular a bacia do Prata considerando um modelo de propagação mais complexo, abordando também o armazenamento nas planícies e o fluxo difuso entre os rios. Dessa forma, espera-se que essa pesquisa possa motivar outros autores a continuarem estudando a bacia do Prata, que é extremamente importante para a América do Sul.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbot, M.B.; Bathurst, J.C.; Cunge, J.A.; O'Connel, P.E.; Rasmussen, J. (1986a). An introduction to the European Hydrological System -- Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87, 45-59 pp.
- Abbot, M.B.; Bathurst, J.C.; Cunge, J.A.; O'Connel, P.E.; Rasmussen, J. (1986b). An introduction to the European Hydrological System -- Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically based, distributed modeling system. *Journal of Hydrology*, 87, 61-77 pp.
- Adam, K. N; COLLISCHONN, W. (2013). Análise dos Impactos de Mudanças Climáticas nos Regimes de Precipitação e Vazão na Bacia Hidrográfica do Rio Ibicuí. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 18, n. 3, p. 69-79.
- Adam, K.N.; Fan, F.M.; Pontes, P.R.M.; Bravo, J.M.; Collischonn, W. (2015). Mudanças climáticas e vazões extremas na Bacia do Rio Paraná / Climate Change and Extreme Streamflows in Paraná River Basin. *RBRH*, vol. 20.
- Alcamo, J., Döll, P., Henrichs, T., Kaspar, F., Lehner, B., Rösch, T., Siebert, S., 2003. Development and testing of the WaterGAP 2 global model of water use and availability. *Hydrological Sciences Journal* 48(3) 317-337.
- Alfieri, L.; Burek, P.; Dutra, E.; Krzeminski, B.; Muraro, D.; Thielen, J.; Pappenberger, F. (2012). GloFAS – Global Ensemble Streamflow Forecasting and Flood Early Warning. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 12293-12332, doi: 10.5194/hessd-9-12293-2012.
- Allasia, D.G.; Collischonn, W.; Tucci, C.E.M.; Germano, A.; Collischonn, B.; Failache, N. 2007. Modelo hidrológico da bacia do Alto Paraguai. III Simpósio de Recursos Hídricos do Centro-Oeste.
- Almeida, G. A. M. De, P. Bates, J. E. Freer, And M. Souvignet (2012), Improving The Stability Of A Simple Formulation Of The Shallow Water Equations For 2-D Flood Modeling, *Water Resources Research*, 48, W05528, Doi:10.1029/2011wr011570.

- Almeida, G. A. M. De, Bates P. (2013), Applicability Of The Local Inertial Approximation Of The Shallow Water Equations To Flood Modeling, *Water Resour. Res.*, 49, –, Doi:10.1002/Wrcr.20366.
- Amri, R.; Zribi, M.; Lili-Chabaane, Z.; Szczypta, C.; Calvet, J.C.; Boulet, G. (2013). FAO-56 dual approach combined with multi-sensor remote sensing for regional evapotranspiration estimations. *Hydrol. Earth Syst. Sci., Discuss.*, 10, 8117-8144. DOI: 10.5194/hessd-10-8117-2013.
- Apples, W. M.; Bogaart, P. W.; van der Zee, S. E. A. M. (2016). Surface runoff in flat terrain: How field topograplatruhy and runoff generating processes control hydrological connectivity. *Journal of Hydrology*, v. 534, p. 493-504.
- Araújo, A.P. 2011. Dinâmica fluvial e regime hidrológico na bacia hidrográfica do Rio Paranapanema. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista (UNESP).
- Arnell, N. W.; Gosling, S. N. 2013. The impacts of climate change on river flow regimes at the global scale. *Journal Of Hydrology* 486 P. 351–364.
- Assine, M. L. 2005 River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology* Vol. 70 pp. 357–371.
- Assine, M.L., Corradini, F.A., Pupim, F.N., McGlue, M.M., 2014 Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. *Sedimentary Geology* 301, 172–184.
- Badano, N.D.; Gerbec, M.S.; Re, M.; Menéndez, A.N. 2012. A coupled hydro sedimentologic model to assess the advance of the Parana River Delta Front. *Proceedings of the Sixth International Conference on Fluvial Hydraulics, At San Jose, Costa Rica.*
- Balsamo, G., Beljaars, A., Scipal, K., Viterbo, P., van den Hurk, B., Hirschi, M., Betts, A.K., 2009. A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. *Journal of Hydrometeorology* 10(3) 623-643.

- Bates, P. D., De Roo A. P. J. (2000), A Simple Raster-Based Model For Flood Inundation Simulation, *Journal Of Hydrology*, 236, 54–77.
- Bates, B. C., Kundzewicz, Z. W., Wu, S., And Palutikof, J. P. 2008 Climate Change and Water, Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva, 210 pp.
- Bates, P. D., Horritt M. S., Fewtrell T. J. (2010), A Simple Inertial Formulation Of The Shallow Water Equations For Efficient Two-Dimensional Flood Inundation Modelling, *J. Hydrol.*, 387, 33–45, Doi:10.1016/J.jhydrol.2010.03.027.
- Bayer, D.M. 2014. Efeito das mudanças de uso da terra no regime hidrológico de bacias de grande escala. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS.
- Bell, V. A., et al. 2007. Development of a high resolution grid-based river flow model for use with regional climate model output. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(1), 532-549.
- Berberly, E. H.; Doyle, M.; Barros, V.R. (2006): Chapter 5, Regional precipitation trends, in *Climate Change in La Plata Basin*. V. R. Barros, R. Clarke, and P. Silva Dias, Eds. CIMA - CONICET/UBA, ISBN 950-692-066-4.
- Bordas, M. P. (1996). “The Pantanal: An ecosystem in need of protection.” *Int. J. Sediment Res.*, 11 (3), 34–39.
- Bormann, H., 2006. Impact of spatial data resolution on simulated catchment water balances and model performance of the multi-scale TOPLATS model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10(2) 165-179.
- Boulanger, J.-P. et al. (2005). Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dynamics*, 24, 393-413. DOI: 10.1007/s00382-004-0514-x.
- Bravo, J. M.; Allasia, D. ; Paz, A. R. ; Collischonn, W.; Tucci, C. E. M. (2012). Coupled Hydrologic-Hydraulic Modeling of the Upper Paraguay River Basin. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 17, p. 635, 2012.

- Bravo, J. M. ; Collischonn, Walter ; Paz, A. R. ; Allasia, Daniel ; Domecq, F. 2014 Impact of projected climate change on hydrologic regime of the Upper Paraguay River basin. *Climatic Change*, v. 127, p. 27-41, 2014.
- Brasil. Ministério do Interior. Superintendência do Desenvolvimento da Região Centro-Oeste. 1979. Estudo de desenvolvimento integrado da Bacia do Alto Paraguai – EDIBAP.
- Buarque, D. C.; Fan, F. M.; Paz, A. R.; Collischonn, W. (2009). Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de modelos digitais de elevação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Porto Alegre, RS Vol. 14, n. 2 (abr./jun. 2009), p. 91-103.
- Burek, P., van der Knijff, J., de Roo, A., 2013. LISFLOOD Distributed Water Balance and Flood Simulation Model - Revised User Manual 2013, JRC Technical Reports. Joint Research Centre of the European Commission: Luxembourg: Publications Office of the European Union.
- Chanson, H. (2004). *The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction*. Butterworth-Heinemann, 2nd edition, Oxford, UK, 630 pages. ISBN 978 0 7506 5978 9).
- Chen, J. Wilson, C. Tapley, B. et al. (2010). Recent la Plata basin drought conditions observed by satellite gravimetry. *Journal of Geophysical Research*, vol 15. DOI: 10.1029/2010JD014689.
- Ciarapica, L.; Todini, E. (2002). TOPKAPI: a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. *Hydrological Processes*.
- CIC-Plata: Comitê Intergovernamental Coordenador dos Países da Bacia do Prata. (2011). Programa para a Gestão Sustentável dos Recursos Hídricos da Bacia do Prata, considerando os efeitos decorrentes da variabilidade e mudança climática. http://www.cicplata.org/documents/08122011/Cuenca_Portugues.pdf (acessado em 2014).

- CIC-Plata: Comitê Intergovernamental Coordenador dos Países da Bacia do Prata. (2015). BALANCE HÍDRICO SUPERFICIAL DE LA CUENCA DEL PLATA EN TERRITORIO ARGENTINO.
- CIC-Plata: Comitê Intergovernamental Coordenador dos Países da Bacia do Prata. (2016). MODELAGEM HIDROLÓGICA DA BACIA DO PRATA UTILIZANDO O MODELO HIDROLÓGICO DE GRANDES BACIAS – MGB-IPH: IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA BACIA DO PRATA.
- Collischonn, W. (2001). Simulação Hidrológica de Grandes Bacias. Tese de doutorado, IPH-UFRGS.
- Collischonn, W., Haas, R., Andreolli, I., Tucci, C.E.M. (2005). Forecasting river Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. *J. Hydrol.*, 305, 87-98.
- Collischonn, W., Allasia, D.G., Silva, B.C., Tucci, C.E.M. (2007). The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal*, 52, 878-895.
- Collischonn, W.; Tucci, C.E.M.; Clarke, R.T.; Corbo, M.D.; Silva, B.C.; Collischonn, B.; Allasia, D.; Paz, A.R. 2007b. Modelo hidrológico distribuído para previsão de vazão incremental na bacia do Rio Paranaíba, entre Itumbiara e São Simão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol. 12, n.3, 43-55.
- Collischonn, B. ; Paiva, R. C. D. ; Meirelles, F. S. C. ; Collischonn, W. ; Fan, F. M. ; Camano, E. 2011. Modelagem Hidrológica de Uma Bacia com Uso Intensivo de Água: Caso do Rio Quaraí-RS. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 16, p. 119-133.
- Conway, D.; Mahé, G. (2009). River flow modelling in two large river basins with non-stationary behaviour: The Paraná and the Niger. *Hydrol. Process.* 23, 3186-3192. DOI: 10.1002/hyp.7393.
- Crétaux, J. F.; Jelinsk, W.; Calmant, S. et al. (2011). SOLS: A lake database to monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data. *Advances in Space Research*, v. 47, p. 1497-1507.

- De Roo, A.P.J.; Wesseling, C.G.; Deursen, W.P.A. (2000). Physically based river basin modeling within a GIS: the LISFLOOD model. *Hydrological Processes*.
- Decharme, B., Douville, H., 2007. Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. *Climate Dynamics* 29(1) 21-37.
- Decharme, B., Alkama, R., Papa, F., Faroux, S., Douville, H., Prigent, C. (2011). Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. DOI 10.1007/s00382-011-1054-9.
- Donnelly, C., Andersson, J.C.M., Arheimer, B., 2014. Using flow signatures and catchment similarities to evaluate the E-HYPE multi-basin model across Europe. *Hydrological Sciences Journal In Review*.
- Dooge, J.C.I., Napiórkowski, J.J., 1987. Applicability of diffusion analogy in flood routing. *Acta Geophysica Polonica*, 35, 1, 65-75
- Doyle, M.; Barros, V.R. (2011). Attribution of the river flow growth in the Plata Basin. *International Journal of Climatology*, 31, 2234-2248. DOI: 10.1002/joc.2228.
- GLOBCOVER 2009 - Products Description and Validation Report. European Space Agency (ESA), Université Catholique de Louvain. 2010. 30p.
- Essery, R.L.H., Best, M.J., Betts, R.A., Cox, P.M., Taylor, C.M., 2003. Explicit Representation of Subgrid Heterogeneity in a GCM Land Surface Scheme. *Journal of Hydrometeorology* 4(3) 530-543.
- FAO. (2003). *The Digital Soil Map of The World*. Food and Agriculture Organization. The United Nations. Version 3.6.
- Fan, F.M.; Siqueira, V.A.; Pontes, P.R.M.; Collischonn, W. (2012). Avaliação Do Uso De Dados De Precipitação Do Merge Para Simulação Hidrológica Da Bacia Do Rio Paraná. *Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET)*.
- Fan, F.M.; Collischonn, W.; Sorribas, M.V.; Pontes, P.R.M. (2013). Sobre o início da rede de drenagem definida a partir dos modelos digitais de elevação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos (RBRH)*. Vol. 18(3), 241-257.

- Fan, F. M.; Collischonn, W. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica. RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 19, p. 243-254. 2014.
- Fan, F.M.; Pontes, P.R.M.; Paiva, R.C.D.; Collischonn, W. (2014). Avaliação de um método de propagação de cheias em rios com aproximação inercial das equações de Saint-Venant. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. Submetido.
- Farr, T.G.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodriguez, E.; Rosen, P.; Roth, L.; Seal, D.; Shaffer, S.; Shimada, J.; Umland, J.; Werner, M.; Burbank, D.; Oskin, M.; Alsdorf, D. (2007). The shuttle radartopography mission. Reviews of Geophysics, 45, 2.
- Filho, K. L. R. 2010. Modelagem hidrológica da bacia do Rio Pirajuçara com TOPMODEL, telemetria e radar meteorológico. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo – USP. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.
- García N. O.; Vargas, W. M. (1996). The spatial variability of runoff and precipitation in the Rio de la Plata basin. Hydrolog. Sci. J. 41, 279-299.
- García N. O.; Vargas, W. M. (1998). The temporal climatic variability of runoff and precipitation in the Rio de la Plata basin. Climatic Change J. 38, 359-379.
- García, N. O.; Mechoso, C. R. (2005). Variability in the discharge of South American rivers and in climate. Hydrological Sciences Journal, 50, 459-478.
- Garcia, C.E.; Castillo, E.M.; Salgado, M.P.G. 2011. Avaliação do uso e fusão de imagens ALOS-PALSAR e LANDSAT-TM para identificação e mapeamentos temáticos no município de Mambai – GO. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto.
- Genta, J.L.; Perez-Iribarren, G.; Mechoso, C.R. (1997). A recente increasing trend in the streamflow of rivers in southeastern South America. Journal of Climate, 11, 2858-2862.
- Gosling, S.N., Arnell, N.W., 2010. Simulating current global river runoff with a global hydrological model: model revisions, validation, and sensitivity analysis. Hydrological Processes n/a doi:10.1002/hyp.7727.

- Grimson, R.; Montroull, N.; Saurral, R.; Vasquez, P.; Camiloni, I. (2013). Hydrological modelling of the Iberá Wetlands in southeastern South America. *Journal of Hydrology*, 503, 47-54. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.08.042.
- Guerrero, M.; Re, M.; Kazimierski, L.D.; Menéndez, A.N.; Ugarelli, R. 2013. Effect of climate change on navigation channel dredging of the Parana River. *International Journal of River Basin Management*. 1-10.
- Haddeland, I., et al. 2011. Multimodel Estimate of the Global Terrestrial Water Balance: Setup and First Results. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5), 869-884.
- Haghnegahdar, A.; Tolson, B. A.; Craig, J. R.; Paya, K. T. Assessing the performance of a semi-distributed hydrological model under various watershed discretization schemes. *Hydrological Processes*, Vol. 29, 18, p. 4018-4031, 2015.
- Hamilton, S.K., Sippel, S.J., Melack, J.M. (2002). Comparison of inundation patterns among South American floodplains. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. 20.
- Harris MB, Tomas W, Mourão G, Da Silva CJ, Guimarães E, Sonoda F, Fachim E. (2005). Safeguarding the Pantanal wetlands: threats and conservation initiatives. *Conservation Biology* 19(3): 714–720. DOI: 10.1111/j.1523– 1739.2005.00708.x.
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., Tanaka, K., 2008a. An integrated model for the assessment of global water resources - Part 1: Model description and input meteorological forcing. *Hydrology and Earth System Sciences* 12 1007-1025.
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., Tanaka, K., 2008b. An integrated model for the assessment of global water resources - Part 2: Applications and assessments. *Hydrology and Earth System Sciences* 12 1027-1037.
- Hromadka II, T.V.; Yen, C.C., 1986, A Diffusion Hydrodynamic Model: I. Model Development, *Advances in Water Resources*, Vol. 9, No. 3, pg. 118-121.

- Iriondo, M., 1993 Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). *Geomorphology* 7, 289–303.
- Jenson, S.K.; Domingue, J. O. (1988) Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering And Remote Sensing*, Vol. 54, No. 11, November, pp. 1593-1600.
- Junk WJ, Cunha CN, Wantzen KM, Petermann P, Strussmann C, Marques MI, Adis J. (2006). Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. *Aquatic Sciences* 68(3): 278–309. DOI: 10.1007/s00027-006-0851-4.
- Kauffeldt, A.; Wetterhall, F.; Pappenberger, F.; Salamon, P.; Thielen, J. Technical review of large-scale hydrological models for implementation in operational flood forecasting schemes on continental level. *Environmental Modelling and Software*. Vol. 75, 68-76. 2016.
- Koirala, S., Yeh, P.J.F., Hirabayashi, Y., Kanae, S., Oki, T., 2014. Global-scale land surface hydrologic modeling with the representation of water table dynamics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119(1) 2013JD020398.
- Krepper, C.M.; García, N.O.; Jones, P.D. (2008). Low-frequency response of the upper Paraná basin. *International Journal of Climatology*, 28, 351-360. DOI: 10.1002/joc.1535.
- Krepper, C.M.; Venturini, V. (2009). Assessing interannual water balance of La Plata river basin. *Atmósfera*, 22(4), 387-398.
- Krysanova, V., Wechsung, F., Arnold, J., Srinivasan, W., J., 2000. SWIM (Soil and Water Integrated Model), User Manual, PIK Reports. Potsdam Institute for Climate Impact Research: Potsdam, Germany, p. 239.
- Latrubesse, E.M.; Stevaux, J. C.; Cremon, E.H.; May, J.-H.; Tatum, S. H.; Hurtado, M. A.; Bezada, M., Argollo, J. B. (2012). Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* Vol. 356–357 pp. 75–88.

- Latrubesse, E. M.; Lininger, K. B. (2016). Flooding hydrology and peak discharge attenuation along the middle Araguaia River in central Brazil. *Catena*, v. 142, p. 90-101.
- Lehmann, E.A.; Caccetta, P.A.; Zhou, Z.; McNeill, S.j.; Wu, X.; Mitchell, A.L. 2011. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.
- Lehner, B.; Döll, P. 2004. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology* 296/1-4: 1-22.
- Liang, X.; Wood, E.; Lettenmaier, D. P. (1995). Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Elsevier Science – Global and Planetary Change*, 13. 195 - 206.
- Lima, J. W. M.; Collischonn, W.; Marengo, J. A. 2014 Efeitos das mudanças climáticas na geração de energia elétrica. *AES Tietê*. 360pp.
- Liu, Z.; Martina, M. L. V.; Todini, E. (2005). Flood forecasting using a fully distributed model: application of the TOPKAPI model to the Upper Xixian Catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9. 347 – 364.
- Liu, Z.; Todini, E.; (2005). Assessing the TOPKAPI non-linear reservoir cascade approximation by means of a characteristic lines solution. *Hydrological Processes*, 19. 1983 – 2006.
- Lopes, V.A.R.; Fan, F.M.; Collischonn, W.; Pontes, P.R.M.; Siqueira, V.A. 2015. Aplicação preliminar do modelo mgb-iph para a bacia hidrográfica completa da Laguna dos Patos. *XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Brasília.
- Martín-Vide, JP; Amarilla, M; Zárata, FJ. 2014. Collapse of the Pilcomayo River. *Geomorphology*, 205, 155–163.
- Mejia, A.I.; Reed, S.M. (2011). Role of channel and floodplain cross-section geometry in the basin response. *Water Resources Research*, 47, W09518. DOI: 10.1029/2010WR010375.

- Makaske, B., Maathuis, B. H. P., Padovani, C. R., Stolker, C., Mosselman, E. and Jongman, R. H. G. 2012 Upstream and downstream controls of recent avulsions on the Taquari megafan, Pantanal, south-western Brazil. *Earth Surf. Process. Landforms*, 37: 1313–1326. doi: 10.1002/esp.3278.
- Martinez, J.A.; Dominguez, F. 2014. Sources of Atmospheric Moisture for the La Plata River Basin. *Journal of Climate*. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00022.1>.
- Meller, A.; Collischonn, W.; Fan, F. M.; Buarque, D. C.; Paiva, R. C. D.; Dias, P.; Moreira, D. (2014). Previsão de Cheias por Conjunto em Curto Prazo. *RBRH-Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 19, p. 33-49.
- Menéndez, A.; Berbery, E. H. (2006): Chapter 6: Hydrological Trends, in *Climate Change in La Plata Basin*. V. R. Barros, R. Clarke, and P. Silva Dias, Eds. CIMA - CONICET/UBA, ISBN 950-692-066-4.
- Miguez, M.G. 1994. Modelagem matemática de grandes planícies de inundação através de um esquema de células de escoamento, com aplicação ao Pantanal Matogrossense. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE/UFRJ).
- Miller, W. A.; Cunge, J. A. Em: Mahmood, K.; Yevjevich, V. (eds). (1975). *Unsteady flow in open channels*. Fort. Collins: Water Resources Publications. v.1, capítulo 5.
- Milly, P.C.D., Shmakin, A.B., 2002. Global Modeling of Land Water and Energy Balances. Part I: The Land Dynamics (LaD) Model. *Journal of Hydrometeorology* 3(3) 283-299.
- Moussa, R.; Bocquillon, C. Fractal analyses of tree-like channel networks from digital elevation model data. *Journal of Hydrology*, v.187, pp.157-172, 1996.
- Müller, I.I.; Krüger, C.M.; Kaviski, E. 1998. Análise de estacionariedade de séries hidrológicas na bacia incremental de Itaipu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol. 3, n.4, 51-71.

- Neal, J.; Schumann, G.; Bates, P.D. (2012). A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas, *Water Resour. Res.*, 48, W11506, doi:10.1029/2012WR012514.
- Neitsch, S.L.; Arnold, J.G.; Kiniry, J.R.; Williams, J.R. 2011. Soil & Water Assessment Tool Theoretical Documentation - version 2009, Texas Water Resources Institute Technical Report. Texas A&M University System: College Station, Texas, p. 618.
- Neto, A.R.; Silva, R.C.V.; Collischonn, W.; Tucci, C.E.M. 2008. Simulação na bacia Amazônica com dados limitados: Rio Madeira.
- New, M.; Lister, D.; Hulme, M.; Makin, I. (2002). A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Res.*, 21.
- Ngo-Duc, T., Oki, T. and Kanae, S. 2007. A variable streamflow velocity method for global river routing model: model description and preliminary results. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 4(6), 4389-4414.
- Niu, G.-Y., Yang, Z.-L., Mitchell, K.E., Chen, F., Ek, M.B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E., Tewari, M., Xia, Y., 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116(D12) D12109.
- Nóbrega, M. T.; Collischonn, W.; Tucci, C. E. M.; Paz, A. R. (2011). Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 15, p. 585-595. DOI: 10.5194/hess-15-585-2011.
- Oki, T. and Sud, Y. C. 1998. Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, 2(1), 1-37.
- Oleson, K.W., Lawrence, D.M., Bonan, G.B., Drewniak, B., Huang, M., Koven, C.D., Levis, S., Li, F., Riley, W.J., Subin, Z.M., Swenson, S.C., Thornton, P.E., Bozbiyik, A., Fisher, R., Kluzek, E., Lamarque, J.-F., Lawrence, P.J., Leung, L.R., Lipscomb, W., Muszala, S., Ricciuto, D.M., Sacks, W., Sun, Y., Tang, J., Yang, Z.-L., 2013. Technical Description of

version 4.5 of the Community Land Model (CLM), Ncar Technical Note NCAR/TN-503+STR. National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, p. 422.

Paiva, R. C. D. (2009). Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias. Estudo de caso: bacia do rio Solimões. Dissertação de mestrado. IPH-UFRGS.

Paiva, R.C.D., Collischonn, W., Tucci, C.E.M. (2011a). Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *Journal of Hydrology*, 406, 170–181.

Paiva, R. C. D.; Collischonn, W.; Buarque, D. C. (2011b). Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.8425.

Paiva, R. C. D.; Collischonn, W.; Schettini, E. B. (2011c). The Case Studies: Climate Change Impacts on Water Resources in the Quaraí river basin. In: Fung, F.; Lopez, A.; New, M. 2011 Modelling the impact of climate change on water resources. Wiley-Blackwell. 187pp.

Paiva, R.C.D., Collischonn, W., Bonnet, M.P., de Gonçalves, L.G.G. 2012. On the sources of hydrological prediction uncertainty in the Amazon, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3127-3137, doi:10.5194/hess-16-3127-2012.

Paiva, R.C.D., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Buarque, D.C., Frappart, F., Calmant, S., Mendes, C.B. (2013a). Large scale hydrologic and hydrodynamic modelling of the Amazon River basin. *Water Resour. Res.*, doi: 10.1002/wrcr.20067.

Paiva, R.C.D., Collischonn, W., Bonnet, M.P., Gonçalves, L.G.G., Calmant, S., Getirana, A., Santos da Silva, J. 2013b. Assimilating in situ and radar altimetry data into a large-scale hydrologic-hydrodynamic model for streamflow forecast in the Amazon, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 10, 2879–2925, 2013, www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/10/2879/2013/.

Pario, B.E.; Dragani, W.; Mediavilla, D.G.; D’Onofrio, E. 2011. Hydrodynamic numerical simulation at the mouths of the Parana and Uruguay rivers and upper Rio de la Plata

estuary: A realistic boundary condition. *Applied Mathematical Modelling*. Vol. 35. 5265-5275.

Pasquini, A.; Depetris, P. (2010). ENSO-triggered exceptional flooding in the Paraná River: Where is the excess water coming from? *Journal of Hydrology*, 383, 186-193. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.12.035.

Paz, A.R.; Collischonn, W; Tucci, C. E. M. (2010). Simulação Hidrológica de Rios com Grandes Planícies de Inundação. *RBRH*, 15, 31-43.

Paz, A.R.; Collischonn, W; Tucci, C. E. M. ; Padovani, C. R. (2011). Large-scale modelling of channel flow and floodplain inundation dynamics and its application to the Pantanal (Brazil). *Hydrological Processes (Print)*, v. 25, p. 1498-1516.

Paz, A.R. ; Collischonn, W.; Bravo, J.M.; Bates, P.D.; Baugh, C. (2014). The influence of vertical water balance on modelling Pantanal (Brazil) spatio-temporal inundation dynamics.

PAZ, A. R. ; BUARQUE, D. C. ; COLLISCHONN, W. ; VICTORIA, D. C.; ANDRADE, R. G. (2011). Discretização de modelos hidrológicos de grande escala: grade regular x minibacias. In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Maceió.

Pedinotti, V.; Boone, A.; Decharme, B.; Crétaux, J.F.; Mognard, N.; Panthou, G.; Papa, F.; Tanimoun, B.A. (2012). Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 16, 1745-1773. DOI: 10.5194/hess-16-1745-2012.

Pereira, M.; Kayser, R. B.; Collischonn, W. Integração do Modelo Hidrológico para Grandes Bacias MGB-IPH e Sistemas de Informação Geográfica para suporte à decisão de outorga de direito de uso da água. In: *Rega: revista de gestión del agua de America Latina*. Porto Alegre, RS. Vol. 9, n. 2 (jul./dez. 2012), p. 21-33.

Ponce, V. M. (1989). *Engineering Hydrology, Principles and practices*. Prentice Hall. ISBN 0-13-277831-9, 640pp.

- Pontes, P.R.M.; Collischonn, W. (2012). Conservação de volume em modelos simplificados de propagação de vazão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos (RBRH)*. Vol. 17 (4), 83-96.
- Pontes, P.R.M.; Fan, F.M.; Collischonn, W.; Buarque, D.C.; Sorribas, M.V. (2012). Calibração e verificação do modelo hidrológico MGB-IPH para a bacia do Paraná. XI Simpósio De Recursos Hídricos Do Nordeste (SBRH-ABRH).
- Pontes, P.R.M.; Fan, F.M.; Collischonn, W.; Paiva, R.C.D. (2013). Análise Da Sensibilidade Da Vazão Do Rio Paraná A Potencial Alteração Da Precipitação. XX Simpósio Brasileiro De Recursos Hídricos (SBRH-ABRH).
- Pontes, P.R.M.; Collischonn, W. (2015). O modelo Muskingum-Cunge Todini em rios com planície de inundação. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 20, n. 2, p. 298-309.
- Pontes, P.R.M.; Collischonn, W.; Fan, F.M.; Paiva, R.C.D.; Buarque, D.C. (2015). Modelagem hidrológica e hidráulica de grande escala com propagação inercial de vazões / Hydrologic and hydraulic large-scale modeling with inertial flow routing. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.20, n.4, p.888-904.
- Pott A, Pott V.J. (2004). Features and conservation of the Brazilian Pantanal wetland. *Wetlands Ecology and Management* 12: 547–552. DOI: 10.1007/s11273-005-1754-1.
- Price, R.K. (2009). Volume-Conservative Nonlinear Flood Routing. *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 135, 838-845. DOI: 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000088.
- Ramankutty, N., and J. A. Foley (1999), Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992, *Global Biogeochem. Cycles*, 13(4), 997–1027, doi:10.1029/1999GB900046.
- Rodriguez, A.; Brea, D.; Farias, D.; Bravo, H.R.; Castello, E.; Hillman, G.; Weber, J.; Pagot, M.; Spalletti, P. 2003. Hydraulic analyses for a new bridge over the Parana River, Argentina. *International Journal of Sediment Research*. Vol. 18, n. 2, 166-175.

- Rozante J. R.; Moreira, D. S.; Gonçalves, L. G. G.; Vila, D. A. (2010). Combining trmm and surface observation precipitation: technique and validation over south america. *Weather and forecasting*.
- Samaniego, L., Cuntz, M., Craven, J., Dalmaso, G., Kumar, R., Mai, J., Musuuza, J., Prykhodko, V., Schäfer, D., Schneider, C., Schrön, M., Spieler, D., Thober, S., Zink, M., 2014. multiscale Hydrologic Model - mHM - Documentation for version 5.1, In: Samaniego, L. (Ed.). Helmholtz Centre for Environmental Research - UFZ, p. 432.
- Saurral, R. I. (2010). The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in the WCRP-CMIP3 Multimodel Dataset. *Journal of Hydrometeorology*, 11, 1083-1102. DOI: 10.1175/2010JHM1178.1.
- Saurral, R.I.; Barros, V.R.; Lettenmaier, D.P. (2008). Land use impact on the Uruguay River discharge. *Geophysical Research Letters*, 35. DOI: 10.1029/2008GL033707.
- Siqueira, V.A.; Fleischmann, A.S.; Jardim, P.F.; Fan, F.M.; Collischonn, W. 2016. IPH-Hydro Tools: uma ferramenta open source para determinação de informações topológicas em bacias hidrográficas integrada a um ambiente SIG. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol. 21, n.1. 274-287.
- Sitch, S., Smith, B., Prentice, I.C., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J.O., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M.T., Thonicke, K., Venevsky, S., 2003. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biology* 9(2) 161-185.
- Sorribas, M. V.; Pontes, P. R. M. ; Collischonn W. (2011). Buscando Áreas de Drenagem Mínima para Definição da Rede de Drenagem a partir da Litologia. XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Maceió.
- Sorribas, M.V.; Paiva, R.C.D.; Melack, J.M.; Bravo, J.M.; Jones, C.; Carvalho, L.; Beighley, E.; Forsberg, B.; Costa, M.H. (2016). Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Climate Change*.

- Stacke, T., Hagemann, S., 2012. Development and evaluation of a global dynamical wetlands extent scheme. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16(8) 2915-2933.
- Stevaux, J.; Martins, D.; Meurer, M. (2009). Changes in a large regulated tropical river: The Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. *Geomorphology*, Vol. 113, 230-238.
- Su, F.; Hong, Y.; Lettenmaier, D.P. (2008). Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) and Its Utility in Hydrologic Prediction in the La Plata Basin. *J. Hydrometeorol*, 9, 622–640. DOI: 10.1175/2007JHM944.1
- Su, F.; Lettenmaier, D.P. (2009). Estimation of the Surface Water Budget of the La Plata Basin. *J. Hydrometeorol*, 10, 981–998. DOI: 10.1175/2009JHM1100.1.
- Thompson, J.R.; Sorenson, H.R.; Gavin, H.; Refsgaard, A. (2004). Application of the coupled MIKE SHE/MIKE SHE 11 modeling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology*.
- Todini, E. (1996). The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 175. 339 – 382.
- Todini, E. (2007). Hydrological catchment modelling: Past, Present and Future. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(1), 468-482.
- Tucci, C. E. M. (2005). Modelos Hidrológicos/Carlos E.M. Tucci; colaboração da Associação Brasileira de Recursos Hídricos/ABRH. – 2.ed. – Porto Alegre: Editora da UFRGS.
- Tucci, C.E.M.; Clarke, R.T. (1998). Environmental Issues of La Plata Basin. . *Water Resources Development*. v.14, n.2, p.157-173.
- USACE. (2016). HEC-RAS River Analysis System. User's Manual. US Army Corps of Engineers. Hydrologic Engineering Center. Version 4.1. 790 p.
- Valente, C.R.; Latrubesse, E. M.; Ferreira, L.G. (2013). Relationships among vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal Island tropical wetlands, Araguaia

- River basin, Central Brazil. *Journal of South American. Earth Sciences*, v. 46, p. 150-160.
- van Beek, L. P. H.; Bierkens, M. F. P., 2008. *The Global Hydrological Model PCR-GLOBWB: Conceptualization, Parameterization and Verification*. Utrecht, The Netherlands: Department of Physical Geography, Faculty of Earth Sciences, Utrecht University.
- Yamazaki, D.; Oki, T.; Kanae, S. (2009). Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 2241-2251. DOI: 10.5194/hess-13-2241-2009.
- Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., Oki, T. 2011. A physically n dynamics in a global river routing model. *Water Resour. Res.*, 47, W04501, doi:10.1029/2010WR009726.
- Yamazaki, D.; de Almeida, G. A. M.; Bates, P. D. (2013). Improving computational efficiency in global river models by implementing the local inertial flow equation and a vector-based river network map. *Water Resour. Res.*, VOL. 49, 1–15, doi:10.1002/wrcr.20552.
- Yen, B. C., Tsai, C. W.-S. 2001. “Noninertial wave vs. diffusion wave in flood routing.” *J. Hydrol.*, 244, 1-2, 97–104.
- Widén-Nilsson, E., Gong, L., Halldin, S., Xu, C.-Y., 2009. Model performance and parameter behavior for varying time aggregations and evaluation criteria in the WASMOD-M global water balance model. *Water Resources Research* 45.
- Wisser, D., Fekete, B.M., Vorosmarty, C.J., Schumann, A.H., 2010. Reconstructing 20th century global hydrography: a contribution to the Global Terrestrial Network-Hydrology (GTN-H). *Hydrology and Earth System Sciences* 14(1) 1-24.
- Wong, T.H.F.; Laurenson, M. (1983). Wave Speed – Discharge Relations in Natural Channels. *Water Resources Research*, 19(3).

Zhang, Z.; Wang, S.; Sun, G.; McNulty, S. G.; Zhang, H.; Li, J.; Zhang, M.; Klaghofer, E.; Strauss, P. (2008). Evaluation of the MIKE SHE MODEL for application in the loess Plateau, China. *Journal of the American Water Resources Association*.

8. ANEXO A: MODELO MGB-IPH

8.1. Introdução

O modelo MGB-IPH (Collischonn, 2001) é um modelo hidrológico distribuído de grandes escalas baseado em processos que utilizam equações físicas e conceituais para simular, com passo de tempo diário ou horário, os processos hidrológicos na superfície terrestre, divididos em quatro módulos: balanço hídrico no solo; balanço de energia e evapotranspiração; interceptação, geração e propagação de escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo nos elementos de discretização da bacia hidrográfica; e propagação de vazão na rede de drenagem.

Desenvolvido por Collischonn (2001) com base nos modelos LARSIM e VIC-2L, o modelo MGB-IPH trabalha com uma discretização em minibacias, as quais são ainda subdivididas em Unidades de Respostas Hidrológicas (URH) (Figura 8.1), que são áreas de comportamento hidrológico similares definidas por uma combinação de mapas de cobertura da terra e de tipo do solo. Em cada minibacia as características de uso de solo, cobertura vegetal e tipo de solo são sintetizadas nas URH.

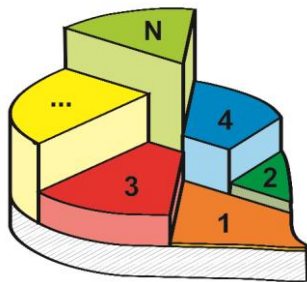


Figura 8.1 - Minibacia do modelo MGB-IPH dividida em N classes de uso, tipo e cobertura do solo (URH).

Para a aplicação do modelo são necessários dados hidrológicos e meteorológicos, os quais consistem em arquivos que contenham informações de vazão, chuva e clima, sendo este último constituídos de dados de temperatura, pressão, insolação, umidade relativa do ar e velocidade do vento. Estes dados são associados aos centróides das minibacias por interpolação dos postos com dados mais próximos.

O balanço vertical de água e de energia são computados independentemente para cada URH em cada minibacia. A interceptação d'água pela cobertura vegetal é representada por um reservatório cuja capacidade máxima é função do índice de área folhear. O balanço de água no solo é realizado em uma camada, considerando o solo como um reservatório único de água. O conceito de área de contribuição variável do modelo ARNO é utilizado para computar a infiltração de água no solo e o escoamento superficial. Para o balanço de energia o modelo utiliza variáveis meteorológicas de superfície, sendo a evaporação do solo, da vegetação e do dossel na atmosfera estimada com base na equação de Penman Monteith.

Em cada URH das minibacias são determinados os volumes de escoamentos superficial, sub-superficial (ou interno) e subterrâneo. Para a determinação do escoamento sub-superficial é usada uma equação semelhante a equação de condutividade hidráulica não-saturada de Brooks e Corey, enquanto que o volume percolado da camada superficial do solo ao lençol freático é estimado por uma relação linear simples entre o armazenamento atual e o máximo de armazenamento de água no solo. Os volumes de escoamentos gerados a nível das URH dentro de cada minibacia são propagados para a rede de drenagem usando três reservatórios lineares simples, sendo um para cada tipo de escoamento: subterrâneo, interno (sub-superficial) e superficial. Na rede de drenagem, o volume total de escoamento gerado em cada minibacia é propagado utilizando o método de Muskingum-Cunge ou uma propagação mista composta por este método e o modelo hidrodinâmico introduzido por Paiva (2009). Para o transporte na rede de drenagem, independente do método de propagação, cada trecho de rio é subdividido, segundo critérios específicos, e os hidrogramas de vazão podem ser avaliados no exutório das minibacias bem como em qualquer outro ponto ao longo da rede de drenagem representada. A seguir, são apresentados os processos hidrológicos e hidráulicos simulados pelo modelo MGB-IPH baseada na descrição original de Collischonn (2001).

8.2. Processos Hidrológicos Verticais

O balanço de água no solo e o de energia são feitos independentemente em cada URH das minibacias, utilizando suas características e parâmetros associados. Os processos verticais simulados pelo modelo MGB-IPH envolvem o balanço de água no solo, a interceptação, a percolação da água para o aquífero e o fluxo ascendente e a geração dos escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo. Estes processos estão apresentados no esquema da Figura 8.2.

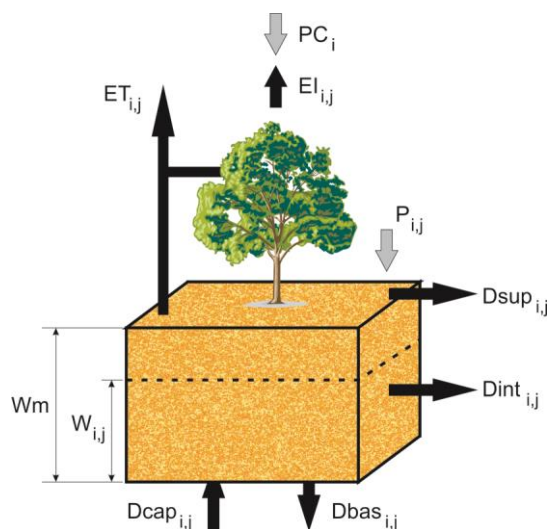


Figura 8.2 - Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB-IPH para uma Unidade de Resposta Hidrológica. Adaptado de Collischonn (2001).

8.2.1. Interceptação

A interceptação é o processo de retenção de água da chuva pela vegetação antes da sua chegada à superfície do solo. No modelo, esse processo é representado por um reservatório de volume máximo (S_{max}) dependente da densidade de vegetação que cobre o solo, a qual é indicada pelo Índice de Área Foliar (IAF). Este índice expressa a relação entre a área total das folhas da vegetação e a área superficial do solo e o seu valor depende do tipo de vegetação (menor que 1,0 em vegetação rasteira e 6,0 ou mais em florestas), podendo variar ao longo do ano em casos como o de culturas agrícolas. O valor de S_{max} do reservatório de interceptação é dado por:

$$S_{max_j} = \alpha \cdot IAF_j$$

sendo S_{max_j} e IAF_j o volume máximo de interceptação [mm] e o Índice de Área Foliar [$m \cdot m^{-1}$] da URH j de uma minibacia. O parâmetro da lâmina de interceptação α [mm] possui valor fixo e igual a 0,2 mm. No reservatório de interceptação, o balanço hídrico é dado pelas seguintes equações:

$$S_{i,j}^t = \min(S_{i,j}^{t-1} + PC_i, S_{max_j})$$

$$P_{i,j} = PC_i - (S_{i,j}^t + S_{i,j}^{t-1})$$

$$S_{i,j}^t = S_{i,j}^t - EI_{i,j}$$

$$EI_{i,j} = \min(S_{i,j}^t, EPI_{i,j})$$

sendo: $S_{i,j}$ [mm] a lâmina de água interceptada na URH j da minibacia i ; PC_i [mm] a precipitação no topo da cobertura vegetal em qualquer minibacia i ; $P_{i,j}$ a precipitação sobre a camada superficial do solo na URH j da minibacia i ; $EI_{i,j}$ [mm] e $EPI_{i,j}$ [mm] as evaporações real e potencial, respectivamente, da lâmina d'água interceptada na URH j da minibacia i . A evaporação potencial da lâmina d'água interceptada é calculada pela equação de Penman-Monteith com o parâmetro resistência superficial igual a zero. Os índices $t-1$, e t correspondem ao início e ao final do intervalo de tempo de cálculo, respectivamente.

8.2.2. Balanço hídrico no solo

O balanço da água no solo, computado para cada URH j da minibacia i , é descrito pelo modelo através da equação abaixo:

$$W_{i,j}^t = W_{i,j}^{t-1} + (P_{i,j} - ET_{i,j} - Dsup_{i,j} - Dint_{i,j} - Dsub_{i,j} + Dcap_{i,j})$$

sendo: $W_{i,j}$ [mm] o armazenamento de água na camada superficial do solo na URH j da minibacia i ; $P_{i,j}$ [mm] a parcela da precipitação atinge a superfície do solo (Equação **Erro! Fonte de referência não encontrada.**); $ET_{i,j}$ [mm] a evapotranspiração da água no solo; $Dsup_{i,j}$ [mm] o escoamento superficial; $Dint_{i,j}$ [mm] o escoamento sub-superficial ou interno; $Dsub_{i,j}$ [mm] o escoamento subterrâneo; $Dcap_{i,j}$ [mm] o escoamento ascendente do aquífero para a camada superficial do solo.

8.2.3. Evapotranspiração

O modelo calcula a evapotranspiração através da equação de Penman-Monteith, a qual utiliza dados meteorológicos e parâmetros relativos às características aerodinâmicas e dos estômatos das plantas:

$$ET = \frac{f_c}{\lambda \cdot \rho_w} \left[\frac{\Delta \cdot (S_n - L_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \left(\frac{e_s - e_d}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right]$$

sendo: ET [mm.dia⁻¹] a taxa de evaporação da água; λ [MJ.kg⁻¹] o calor latente de vaporização; ρ_w [kg.m⁻³] a massa específica da água, igual a 1000 kg.m⁻³; Δ [kPa.°C⁻¹] o gradiente da pressão de saturação do vapor em relação à temperatura; S_n [MJ.m⁻².s⁻¹] a radiação líquida de onda curta; L_n [MJ.m⁻².s⁻¹] a radiação líquida de onda longa; G [MJ.m⁻².s⁻¹] o fluxo de energia para o solo; ρ_a [kg.m⁻³] a massa específica do ar; c_p [MJ.kg⁻¹.°C⁻¹] o calor específico do ar úmido, igual a 1,013.10⁻³ MJ.kg⁻¹.°C⁻¹; e_s [kPa] a pressão de saturação do vapor; e_d [kPa] a pressão do vapor; γ [kPa.°C⁻¹] a constante psicrométrica, igual a 0,66 kPa.°C⁻¹; r_a [s.m⁻¹] a resistência aerodinâmica; r_s [s.m⁻¹] a resistência superficial da vegetação; f_c um fator de conversão de unidades, igual a 3,6x10⁻⁶.

A energia disponível para a evapotranspiração é primeiramente utilizada para evaporar a água interceptada e o restante da energia, se ainda houver, fica disponível para atender a transpiração da vegetação. A evaporação potencial (EPI) é calculada utilizando a Equação (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**) considerando a resistência superficial (r_s) nula e a resistência aerodinâmica dependente da velocidade do vento e da altura média da vegetação.

8.2.4. Escoamento superficial

O escoamento superficial gerado em cada URH é o escoamento direto efetivo, aquele que chega rapidamente à rede de drenagem. No modelo, considera-se que a ocorrência de escoamento superficial se dá apenas em áreas saturadas, as quais são variáveis em função do nível de saturação da bacia, seguindo um processo Dunniano (Dunne & Black,

1970). Para a geração desse escoamento utiliza-se uma relação probabilística entre umidade do solo e fração de área saturada (áreas onde a infiltração é nula):

$$X = 1 - \left(1 - \frac{W}{Wm}\right)^{\frac{b}{b+1}}$$

sendo X a fração da área que está saturada; W [mm] o volume de água armazenada no solo; Wm [mm] é a capacidade máxima de armazenamento de água no solo; b [-] um parâmetro do modelo associado à URH que define o grau de heterogeneidade da capacidade de armazenamento de água no solo.

O escoamento superficial $Dsup$ entre dois passos de tempo consecutivos ($t-1$ e t) é obtido para cada URH j de uma minibacia i por:

$$Dsup_{i,j} = P_{i,j} \cdot \Delta t - (Wm_j - W_{i,j}^{t-1}) \dots \dots \dots \quad \text{se } A \leq 0$$

$$Dsup_{i,j} = P_{i,j} \cdot \Delta t - (Wm_j - W_{i,j}^{t-1}) + Wm_j \cdot A^{b_j+1} \dots \dots \dots \quad \text{se } A > 0$$

sendo $P_{i,j}$ [mm] a precipitação afetiva que chega à superfície do solo da URH j da minibacia i ; $Dsup_{i,j}$ [mm] o escoamento superficial da URH j da minibacia i ; A um limite dado pela expressão:

$$A = \left[\left(1 - \frac{W_{i,j}^{t-1}}{Wm_j}\right)^{\frac{b}{b_j+1}} - \frac{P_{i,j} \cdot \Delta t}{Wm_j \cdot (b_j + 1)} \right]$$

8.2.5. Escoamento sub-superficial

O escoamento sub-superficial é aquele mais lento que o superficial, porém mais rápido que o subterrâneo. Para descrever este escoamento o modelo utiliza uma equação não-linear com relação à umidade do solo que relaciona a condutividade hidráulica do solo com a sua textura, semelhante à equação apresentada por Brooks e Corey (Rawls et al., 1993). A equação é dada por:

$$Dint_{i,j} = Kint_j \cdot \left(\frac{W_{i,j}^{t-1} - Wz_j}{Wm_j - Wz_j}\right)^{3+\frac{2}{\lambda_j}}$$

sendo $Dint_{i,j}$ [mm] o volume de escoamento sub-superficial na URH j da minibacia i ; $Kint_j$ [mm.dia⁻¹] um parâmetro de drenagem sub-superficial; Wz_j [mm] o limite mínimo de

armazenamento de água no solo a partir do qual haverá geração de escoamento superficial; λ_j [-] o índice de porosidade de solo.

8.2.6. Escoamento subterrâneo

O volume percolado ao aquífero é calculado por uma relação linear do volume de água armazenado no solo. Para cada intervalo de tempo, volume de escoamento subterrâneo $Dbas_{i,j}$ de cada URH j da minibacia i é obtido por:

$$Dbas_{i,j} = Kbas_j \cdot \left(\frac{W_{i,j}^{t-1} - Wc_j}{Wm_j - Wc_j} \right)$$

sendo Wc_j [mm] o limite mínimo de armazenamento de água no solo a partir do qual não há percolação; $Kbas_j$ [mm] parâmetro que define a máxima percolação quando o solo está saturado.

8.2.7. Fluxo capilar ascendente

Em situações de stress hídricos, quando a zona saturada do aquífero se encontra em baixas profundidades pode ocorrer uma transferência de água do reservatório subterrâneo para a zona não saturada de solo. Este movimento ascendente ocorre por diferença de potencial ou pela existência de vegetação com raízes profundas o suficiente para retirar água diretamente do aquífero. No modelo, esse fluxo ascendente é determinado por:

$$Dcap_{i,j} = \left(\frac{Wc_j - W_{i,j}^{t-1}}{Wc_j} \right) \cdot DMcap_j$$

sendo Wc_j [mm] o limite máximo de armazenamento de água no solo para haver fluxo ascendente; $DMcap_j$ [mm] o máximo fluxo ascendente no solo.

8.3. Processos Hidrológicos Horizontais

Nem todo o volume dos escoamentos gerados nas minibacias chega à sua correspondente rede de drenagem no mesmo passo de tempo, mas sofrem retardo e amortecimento. No modelo, esses retardo e amortecimento dos hidrogramas dos escoamentos são considerados através da passagem deles por três reservatórios lineares, sendo um para cada tipo de escoamento gerado: superficial, sub-superficial (ou interno) e subterrâneo. Os volumes armazenados nos três reservatórios são computados por:

$$Vsup_i^{t'} = Vsup_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (1000 \cdot Dsup_{i,j} \cdot A_{i,j})$$

$$Vint_i^{t'} = Vint_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (1000 \cdot Dint_{i,j} \cdot A_{i,j})$$

$$Vbas_i^{t'} = Vbas_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (Dbas_{i,j} - Dcap_{i,j}) \cdot 1000 \cdot A_{i,j}$$

sendo $Vsup_i$ [m^3], $Vint_i$ [m^3] e $Vbas_i$ [m^3] os volumes nos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia i e A [km^2] a área da URH j da minibacia i . O índice j indica o número da URH e N_{URH} é número de URHs existentes, ambos relacionados à minibacia i considerada.

A vazão de saída de cada reservatório com destino à rede de drenagem é computada como uma função linear do respectivo volume armazenado no reservatório e do tempo de concentração da minibacia. As equações que estimam as vazões de saídas são:

$$Qsup_i = \frac{1}{TKS_i} Vsup_i^{t'}$$

$$Qint_i = \frac{1}{TKI_i} Vint_i^{t'}$$

$$Qbas_i = \frac{1}{TKB_i} Vbas_i^{t'} \quad , \quad \text{com } TKB = CB * 3600$$

sendo $Qsup_i$ [$m^3 \cdot s^{-1}$], $Qint_i$ [$m^3 \cdot s^{-1}$] e $Qsub_i$ [$m^3 \cdot s^{-1}$] as vazões de saídas dos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia i ; TKS_i [s], TKI_i [s] e TKB_i [s] os tempos de retardo dos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia i ; CB [h] um parâmetro calibrável que controla o retardo do escoamento subterrâneo na minibacia e pode ser pré-estimado a partir dos dados de recessão dos hidrogramas.

Os valores de TKS e TKI são obtidos em função do tempo de concentração Tc_i [s] da minibacia e controlados pelos parâmetros calibráveis CS [-] e CI [-]:

$$TKS_i = CS \cdot Tc_i$$

$$TKI_i = CI \cdot Tc_i$$

O tempo de concentração Tc_i [s] da minibacia i calculado pela fórmula de Kirpich:

$$Tc_i = a \frac{L_i^b}{S_i^c}$$

sendo L_i [km] e S_i [$m \cdot m^{-1}$] o comprimento e a declividade, respectivamente, do maior afluente do rio principal da minibacia i . Os índices a , b e c são fixos com valores iguais a, respectivamente, 239,04, 0,77 e 0,385.

Finalmente, a vazão $Qmini_i$ [$m^3 \cdot s^{-1}$] que chega ao trecho de rio da minibacia é o somatório das vazões dos escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo:

$$Qmini_i = Qsup_i + Qint_i + Qbas_i .$$

8.3.1. Propagação de vazões na rede de drenagem

As minibacias da discretização são interligadas entre si pela sua rede de drenagem, de forma que cada uma escoa para uma minibacia de jusante através do seu próprio exutório. A vazão gerada em uma minibacia é somada às vazões de montante do seu rio principal para posterior propagação até seu exutório ou considerada diretamente como a vazão no seu exutório, conforme o caso. Nas minibacias de cabeceira, aquelas que não possuem escoamento vindo de montante, o modelo não realiza a propagação de vazão nos trechos de rios correspondentes, mas considera que toda vazão saindo dos reservatórios lineares das minibacias é destinada diretamente ao exutório da mesma. Apenas nas minibacias internas, aquelas que recebem contribuição de montante, é realizada a propagação de vazão em seus respectivos trechos de rio. Um esquema dos processos de geração e propagação de escoamentos nas minibacias e de propagação de vazão na rede de drenagem está ilustrado na Figura 8.3.

No modelo MGB-IPH, a propagação tradicional de vazões nos trechos de rios das minibacias é realizada utilizando o método de Muskingum-Cunge. Em cada trecho de rio são consideradas diversas seções de cálculo, as quais são definidas discretizando o trecho em sub-trechos de acordo com critérios de precisão numérica, de forma que os hidrogramas de saída podem ser avaliados tanto no exutório de cada minibacia (fim do sub-trecho mais de jusante do trecho) como em cada uma dessas seções. Para uma melhor precisão no tempo de viagem e no amortecimento do hidrograma, além da subdivisão dos trechos de rios, o passo de tempo diário também é sub-divido pelo modelo em intervalos menores durante a propagação.

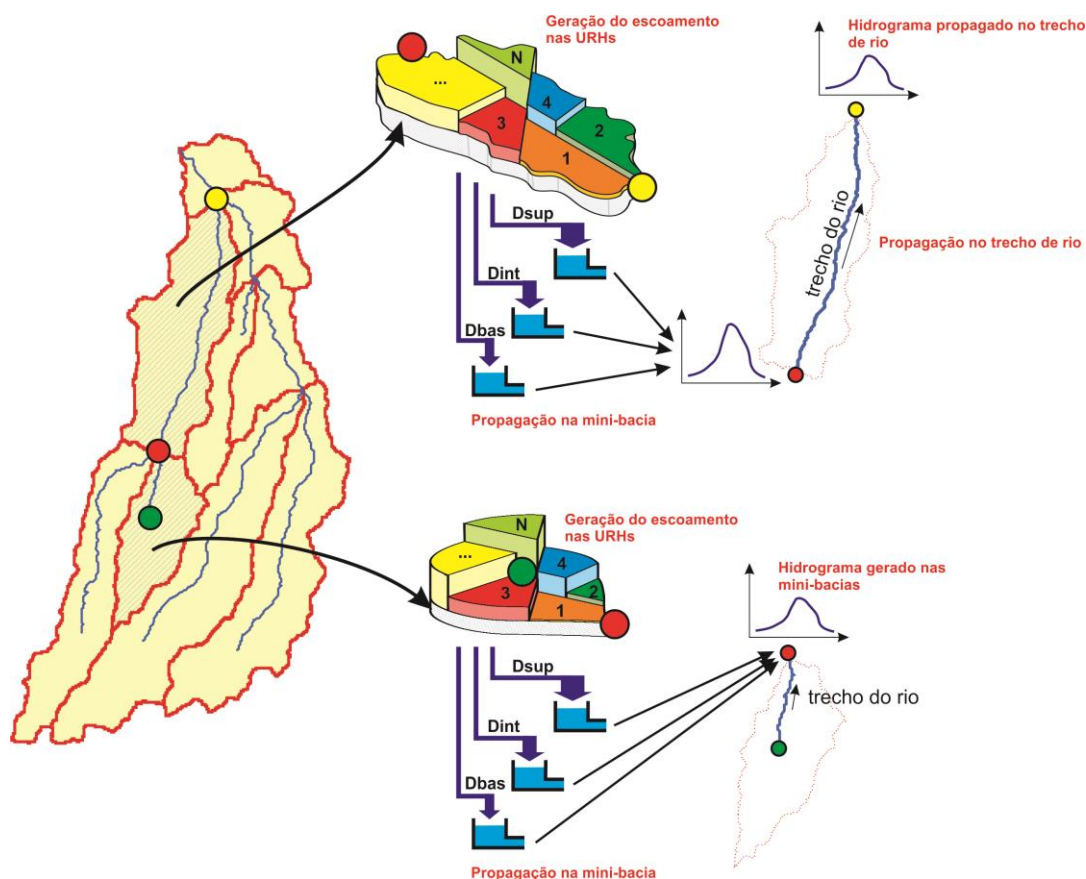


Figura 8.3 - Esquema dos processos de geração e propagação de escoamentos nas minibacias e propagação de vazão na rede de drenagem.

A vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer é obtida em função das vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e da vazão de entrada no intervalo atual, como mostra a equação abaixo.

$$Q_{i+1}^{t+1} = C1 \cdot Q_i^t + C2 \cdot Q_i^{t+1} + C3 \cdot Q_{i+1}^t$$

sendo Q [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] a vazão; i e $i+1$ as seções de cálculo de montante (entrada) e jusante (saída) de determinado sub-trecho de rio; t e $t+1$ o início e o final do intervalo de tempo de cálculo Δt [s]. Os coeficientes $C1$, $C2$ e $C3$ são calculados pelas expressões:

$$C1 = \frac{2 \cdot K \cdot X + \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t}$$

$$C2 = \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t}$$

$$C3 = \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t}$$

com seus parâmetros de tempo K [s] e de espaço X [-] dados por:

$$K = \frac{\Delta t}{c_0}$$

$$X = 0,5 - \frac{Q_0}{B_0 \cdot S_0 \cdot c_0 \cdot \Delta x}$$

sendo Q_0 [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] uma vazão de referência; B_0 [m] a largura do rio; S_0 [$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$] a declividade do sub-trecho; c_0 [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] a celeridade cinemática; Δx [m] o comprimento do sub-trecho de rio.

Dada a escala de aplicação do modelo, a vazão de referência Q_0 e a largura do rio B_0 são estimados utilizando "relações geomorfológicas" construídas relacionando cada uma destas variáveis à área de contribuição da bacia a montante do trecho de rio. O comprimento e a declividade dos trechos podem ser obtidos através de Modelos Digitais de Elevação (MDE). A celeridade cinemática é obtida da equação de Manning, considerando o caso particular de um canal com seção retangular:

$$c_0 = \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_0^{0,4} \cdot S_0^{0,3}}{n^{0,6} \cdot B_0},$$

sendo n [-] o coeficiente de Manning do trecho.

O intervalo de tempo de cálculo Δt [s] e o comprimento do sub-trecho Δx [m] são dados por:

$$\Delta t \leq \frac{Tr}{M}$$

$$\Delta x \leq 0,5 \cdot \Delta t \cdot \left[1 + \left(1 + \frac{3 \cdot Q_0}{2 \cdot B_0 \cdot S_0 \cdot c_0^2 \cdot \Delta t} \right) \right]$$

sendo Tr [s] o tempo de subida da onda de cheia e M um parâmetro que deve ser sempre maior que 5.

9. ANEXO B: PARÂMETROS CALIBRADOS NA BHP

Bacia 1							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 2							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 3							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						

CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 4							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 5							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 6							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 7							

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 8							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	900	0.4	2	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	1000	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	900	0.4	2	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	1000	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	900	0.4	2	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	1000	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Várzeas	500	0.1	2	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 9							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 10							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	500	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	600	0.4	3	5	0.67	0	0.1

Agri_raso	500	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	600	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	500	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	600	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	400	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 11							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 12							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	500	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	600	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	500	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	600	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	500	0.4	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	600	0.4	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	9						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 13							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1

Camp_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	200	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.12	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	100						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 14							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	200	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.12	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	100						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 15							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	300	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	400	0.5	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	200	0.5	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.12	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	100						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 16							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	500	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	600	0.2	4	5	0.67	0	0.1
AGRI_RASO	500	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_PROF	600	0.2	4	5	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	500	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	600	0.2	4	5	0.67	0	0.1
Várzeas	500	0.2	3	5	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.2	0.1	5	0.67	0	0.1

Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 17							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	500	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	600	0.2	3	5	0.67	0	0.1
AGRI_RASO	500	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_PROF	600	0.2	3	5	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	500	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	600	0.2	3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.2	2	5	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.2	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 18							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.2	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 19							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.2	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						

CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 20							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	700	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	800	0.2	3.5	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.2	2.5	5	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.2	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 21							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	300	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	400	0.2	3	10	0.67	0	0.1
AG_RASO	300	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
AG_PROF	400	0.2	3	10	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	300	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	400	0.2	3	10	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.2	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 22							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	300	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	400	0.2	3	10	0.67	0	0.1
AG_RASO	300	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
AG_PROF	400	0.2	3	10	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	300	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	400	0.2	3	10	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.2	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 23							

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	200	0.2	3	10	0.67	0	0.1
AG_RASO	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
AG_PROF	200	0.2	3	10	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	200	0.2	3	10	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.2	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 24							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	200	0.2	3	10	0.67	0	0.1
AG_RASO	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
AG_PROF	200	0.2	3	10	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	200	0.2	3	10	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.2	2.5	10	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.2	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 25							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	600	0.1	1	5	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	700	0.1	1.5	5	0.67	0	0.1
AGRI_RASO	600	0.1	1	5	0.67	0	0.1
AGRI_PROF	700	0.1	1.5	5	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	600	0.1	1	5	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	700	0.1	1.5	5	0.67	0	0.1
Várzeas	300	0.1	1	5	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 26							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	100	0.1	1.5	4	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	200	0.1	2	4	0.67	0	0.15

AG_RASO	100	0.1	1.5	4	0.67	0	0.1
AG_PROF	200	0.1	2	4	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	100	0.1	1.5	4	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	200	0.1	2	4	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.1	1	4	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.1	0.1	4	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 27							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	200	0.1	1.5	34	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	300	0.1	2	34	0.67	0	0.15
AG_RASO	200	0.1	1.5	34	0.67	0	0.1
AG_PROF	300	0.1	2	34	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	200	0.1	1.5	34	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	300	0.1	2	34	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.1	1	34	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.1	0.1	34	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 28							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	300	0.1	2.5	44	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	400	0.1	3	44	0.67	0	0.15
AG_RASO	300	0.1	2.5	44	0.67	0	0.1
AG_PROF	400	0.1	3	44	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	300	0.1	2.5	44	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	400	0.1	3	44	0.67	0	0.1
Várzeas	400	0.1	1	44	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.1	0.1	44	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 29							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	300	0.1	2.5	4	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	400	0.1	3	4	0.67	0	0.15
AG_RASO	300	0.1	2.5	4	0.67	0	0.1
AG_PROF	400	0.1	3	4	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	300	0.1	2.5	4	0.67	0	0.1

CAMP_PROF	400	0.1	3	4	0.67	0	0.1
Várzeas	400	0.1	1	4	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.1	0.1	4	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 30							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	100	0.1	3.5	34	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	200	0.1	4	34	0.67	0	0.15
AG_RASO	100	0.1	3.5	34	0.67	0	0.1
AG_PROF	200	0.1	4	34	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	100	0.1	3.5	34	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	200	0.1	4	34	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.1	3	34	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.1	0.1	34	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 31							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	700	0.1	3	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	800	0.1	4	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	700	0.1	3	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	800	0.1	4	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	700	0.1	3	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	800	0.1	4	5	0.67	0	0.1
Várzeas	700	0.1	2	5	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 32							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	700	0.1	3	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	800	0.1	4	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	700	0.1	3	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	800	0.1	4	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	700	0.1	3	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	800	0.1	4	5	0.67	0	0.1
Várzeas	700	0.1	2	5	0.67	0	0.1
Semi_Imp	100	0.1	0.1	5	0.67	0	0.1

Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 33							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	70	0.3	4	50	0.67	0	0.1
Flor_prof	200	0.3	5	50	0.67	0	0.1
Agri_raso	70	0.3	4	50	0.67	0	0.1
Agri_prof	200	0.3	5	50	0.67	0	0.1
Camp_raso	70	0.3	4	50	0.67	0	0.1
Camp_prof	200	0.3	5	50	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.3	3	50	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.3	2.1	50	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 34							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	70	0.3	4	30	0.67	0	0.1
Flor_prof	200	0.3	5	30	0.67	0	0.1
Agri_raso	70	0.3	4	30	0.67	0	0.1
Agri_prof	200	0.3	5	30	0.67	0	0.1
Camp_raso	70	0.3	4	30	0.67	0	0.1
Camp_prof	200	0.3	5	30	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.3	3	30	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.3	2.1	30	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 35							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	70	0.3	4	30	0.67	0	0.1
Flor_prof	200	0.3	5	30	0.67	0	0.1
Agri_raso	70	0.3	4	30	0.67	0	0.1
Agri_prof	200	0.3	5	30	0.67	0	0.1
Camp_raso	70	0.3	4	30	0.67	0	0.1
Camp_prof	200	0.3	5	30	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.3	3	30	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.3	2.1	30	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	80						

CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 36							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	600	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 37							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	600	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 38							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	600	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 39							

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	600	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	700	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	600	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	5						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 40							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	900	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	2.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 41							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 42							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Flor_prof	4200	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1

Agri_raso	2000	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Agri_prof	4200	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Camp_prof	4200	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1
Várzeas	2500	0.3	0.1	1	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 43							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Flor_prof	2000	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1
Várzeas	600	0.3	0.1	1	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 44							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	2000	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	2000	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	2000	0.3	2.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	2000	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 45							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Agri_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Agri_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Camp_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1

Camp_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Várzeas	900	0.3	1	40	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	40	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	3000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 46							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Agri_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Agri_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Camp_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Camp_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Várzeas	900	0.3	1	40	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	40	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	3000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 47							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Agri_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Agri_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Camp_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Camp_prof	2200	0.3	2.5	40	0.67	0	0.1
Várzeas	900	0.3	1	40	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	40	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	3000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 48							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	2.2	40	0.67	0	0.1
Agri_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Agri_prof	2200	0.3	2.2	40	0.67	0	0.1
Camp_raso	1200	0.3	1.5	40	0.67	0	0.1
Camp_prof	2200	0.3	2.2	40	0.67	0	0.1
Várzeas	900	0.3	0.5	40	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	40	0.67	0	0.1

Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 49							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	1.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	2200	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	2200	0.3	2.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	700	0.3	1.5	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 50							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1200	0.3	1.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	2500	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	1200	0.3	1.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	2500	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	1200	0.3	1.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	2500	0.3	2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	1000	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 51							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	800	0.3	0.1	8	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	2200	0.3	0.15	8	0.67	0	0.1
AG_RASO	800	0.3	0.1	8	0.67	0	0.1
AG_PROF	2200	0.3	0.15	8	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	800	0.3	0.1	8	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	2000	0.3	0.15	8	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.1	8	0.67	2	0.6
Semi_imp	500	0.3	0.1	8	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	180						

CB	5800						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 52							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	800	0.3	0.1	2	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	2500	0.3	0.15	2	0.67	0	0.1
AG_RASO	800	0.3	0.1	2	0.67	0	0.1
AG_PROF	2500	0.3	0.15	2	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	800	0.3	0.1	2	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	2500	0.3	0.15	2	0.67	0	0.1
Várzeas	1500	0.3	0.1	2	0.67	2	0.6
Semi_Imp	500	0.3	0.1	2	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	100						
CB	3000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 53							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	800	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	2500	0.2	0.15	2	0.67	0	0.1
AG_RASO	800	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
AG_PROF	2500	0.2	0.15	2	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	800	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	2500	0.2	0.15	2	0.67	0	0.1
Várzeas	1800	0.2	0.1	2	0.67	2	0.6
Semi_Imp	500	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 54							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
FLOR_RASO	800	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
FLOR_PROF	2500	0.2	0.15	2	0.67	0	0.1
AG_RASO	800	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
AG_PROF	2500	0.2	0.15	2	0.67	0	0.1
CAMP_RASO	800	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
CAMP_PROF	2500	0.2	0.15	2	0.67	0	0.1
Várzeas	2500	0.2	0.1	2	0.67	2	0.6
Semi_Imp	500	0.2	0.1	2	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	180						
CB	4000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 55							

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	0.1	4	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	0.2	4	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	0.1	4	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	0.2	4	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	0.1	4	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	0.2	4	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.1	4	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	4	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 56							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	0.15	1	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.1	1	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	1	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 57							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	0.1	4	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	0.2	4	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	0.1	4	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	0.2	4	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	0.1	4	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	0.2	4	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.1	4	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	4	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 58							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1

Agri_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	500	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 59							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.2	5	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 60							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	3	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	3.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	3	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	3.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	3	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	3.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	2.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 61							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1

Camp_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.2	5	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 62							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	400	0.3	0.1	1	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 63							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 64							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.2	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.2	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.2	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.2	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.2	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.2	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.2	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.2	0.1	10	0.67	0	0.1

Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 65							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.2	0.2	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.2	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.2	0.2	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.2	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.2	0.2	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.2	0.5	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.2	0.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.2	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 66							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	0.1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	0.2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	0.1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	0.2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	0.1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	0.2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.1	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 67							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						

CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 68							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.2	5	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 69							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.2	5	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 70							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	4200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.2	5	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 71							

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 72							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Flor_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Agri_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Agri_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Camp_raso	2000	0.3	0.2	5	0.67	0	0.1
Camp_prof	3200	0.3	0.3	5	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.2	5	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	5	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 73							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	2200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	2000	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	2000	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 74							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1

Agri_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 75							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	0.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 76							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 77							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	900	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	990	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	900	0.3	1	20	0.67	0	0.1

Camp_prof	990	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	850	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 78							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	800	0.3	1	40	0.67	0	0.1
Flor_prof	900	0.3	1.8	40	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	1	40	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	1.8	40	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	40	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	1.8	40	0.67	0	0.1
Várzeas	500	0.3	1.2	40	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	20						
CI	180						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 79							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	1000	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	1200	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.3	1.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.3	1.2	20	0.67	2	0.6
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	2000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 80							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1

Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 81							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	900	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	3900	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	3900	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Camp_raso	900	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	3900	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Várzeas	3900	0.5	0.1	10	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 82							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	900	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	4500	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	4500	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Camp_raso	900	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	4500	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Várzeas	4500	0.5	0.1	10	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 83							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	900	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	3900	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	3900	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Camp_raso	900	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	3900	0.5	0.2	10	0.67	0	0.1
Várzeas	3900	0.5	0.1	10	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						

CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 84							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	900	0.5	0.8	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	2500	0.5	1	10	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	0.8	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	2500	0.5	1	10	0.67	0	0.1
Camp_raso	900	0.5	0.8	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	2500	0.5	1	10	0.67	0	0.1
Várzeas	2500	0.5	0.8	10	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 85							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 86							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 87							

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 88							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 89							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Agri_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 90							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Flor_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1

Agri_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Agri_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Camp_raso	800	0.5	2.5	10	0.67	0	0.1
Camp_prof	900	0.5	3.5	15	0.67	0	0.1
Várzeas	800	0.5	2.2	15	0.67	0.5	0.1
Semi_imp	100	0.5	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	10						
CI	100						
CB	5000						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 91							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.3	1.5	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	50	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 92							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.3	1.5	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	50	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 93							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1

Camp_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.3	1.5	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	50	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 94							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.3	1.5	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	50	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 95							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	70	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	150	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.3	1.5	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	50	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 96							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.6	1	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	50	0.6	0.1	10	0.67	0	0.1

Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 97							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.6	1	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	50	0.6	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 98							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	50	0.6	1.8	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	100	0.6	2.5	20	0.67	0	0.1
Várzeas	50	0.6	1	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	50	0.6	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 99							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	100	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	200	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	100	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	200	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	100	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	200	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.3	1.5	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						

CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 100							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	100	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	200	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	100	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	200	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	100	0.3	1	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	200	0.3	1.2	20	0.67	0	0.1
Várzeas	100	0.3	1.5	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	100	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 101							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 102							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 103							

uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 104							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 105							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 106							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1

Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 107							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 108							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						
Bacia 109							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
Flor_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Flor_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Agri_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1
Agri_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Camp_raso	280	0.3	0.5	20	0.67	0	0.1

Camp_prof	350	0.3	0.8	20	0.67	0	0.1
Várzeas	250	0.3	0.2	20	0.67	2	0.2
Semi_imp	250	0.3	0.1	10	0.67	0	0.1
Água	0	0	0	0	0	0	0
CS	8						
CI	80						
CB	1200						
QB_M3/SKM2	0.01						

10. ANEXO C: PARÂMETROS FIXOS NA BHP

Albedo												
uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Flor_raso	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Flor_prof	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Agri_raso	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Agri_prof	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Camp_raso	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Camp_prof	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Várzeas	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Semi_Imp	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Água	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
IAF: Índice de altura foliar												
uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Flor_raso	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Flor_prof	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Agri_raso	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Agri_prof	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Camp_raso	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Camp_prof	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Várzeas	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Semi_Imp	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Água	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Altura das Árvores												
uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Flor_raso	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Flor_prof	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Agri_raso	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Agri_prof	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Camp_raso	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Camp_prof	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Várzeas	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Semi_Imp	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Água	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Resistência superficial												
uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
Flor_raso	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Flor_prof	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Agri_raso	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Agri_prof	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Camp_raso	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Camp_prof	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Várzeas	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Semi_Imp	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Água	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

11. ANEXO D: PORCENTAGEM DE CLASSES DE RESPOSTAS HIDROLÓGICAS (CRH) NA BHP

Sub-bacia	% de CRH por sub-bacia								
	Flor_raso	Flor_Prof	Agri_raso	Agri_prof	Camp_raso	Camp_prof	Varzea	Semi_imp	Agua
1	5.9	9.8	10.9	33.3	16.7	16.3	3.1	0.0	4.1
2	1.4	11.3	2.3	54.2	2.5	22.0	3.0	0.2	3.2
3	2.8	6.2	10.0	38.1	18.2	17.9	4.6	0.2	1.9
4	1.2	0.8	18.1	30.3	22.8	23.1	3.7	0.1	0.0
5	2.6	2.9	20.3	29.5	20.2	17.6	4.3	2.5	0.1
6	10.9	5.6	22.6	22.4	20.7	13.3	3.3	0.7	0.5
7	2.2	6.2	11.2	44.6	8.0	20.1	2.4	0.0	5.1
8	5.6	13.4	12.5	48.2	2.5	13.0	3.9	0.7	0.0
9	1.1	7.2	8.0	52.7	1.4	20.1	7.3	0.0	2.1
10	3.7	11.2	13.7	37.2	4.9	16.4	12.8	0.0	0.0
11	6.3	10.4	10.5	27.6	14.1	22.8	8.3	0.0	0.0
12	0.7	9.6	1.4	39.7	1.3	38.2	4.4	0.0	4.6
13	3.4	20.4	0.7	37.3	0.6	27.6	3.3	4.1	2.5
14	1.1	8.3	2.9	63.2	0.7	15.6	2.3	0.1	5.8
15	0.0	1.9	0.0	69.1	0.0	6.2	1.2	0.1	21.4
16	6.9	16.0	8.2	17.6	17.2	30.7	3.3	0.0	0.0
17	4.4	17.9	6.2	26.4	7.5	26.8	3.2	0.0	7.6
18	9.7	11.6	14.2	12.5	26.0	23.0	2.9	0.0	0.0
19	5.7	11.5	9.8	23.4	15.4	30.4	3.6	0.0	0.1
20	0.8	5.4	10.6	44.9	2.3	20.9	4.9	0.0	10.0
21	9.3	23.1	3.3	36.7	1.8	16.9	3.3	0.4	5.1
22	0.4	13.9	2.6	56.6	0.6	21.9	2.9	0.0	1.0
23	15.0	19.0	15.2	26.6	8.0	11.5	3.9	0.4	0.3
24	1.9	5.4	7.5	54.5	2.2	22.4	3.0	0.1	2.9
25	0.3	14.0	0.7	46.1	0.6	32.6	5.6	0.0	0.1
26	18.7	18.1	18.5	23.5	9.3	9.2	2.8	0.0	0.0
27	4.3	11.0	11.3	49.6	3.9	16.5	3.1	0.0	0.3
28	0.0	16.0	0.0	47.4	0.1	31.5	4.9	0.0	0.0
29	3.7	11.1	11.9	37.1	11.8	19.8	4.7	0.0	0.0
30	7.5	13.1	10.2	50.4	3.1	12.3	3.2	0.0	0.2
31	0.5	11.8	1.1	39.6	0.8	24.2	15.8	0.0	6.2
32	2.0	18.7	3.7	40.7	1.0	23.3	3.7	0.0	6.9
33	38.5	19.5	7.5	12.3	7.8	5.7	6.7	1.0	1.0
34	15.7	14.0	21.4	32.3	5.1	7.9	3.4	0.0	0.2
35	11.8	30.9	16.3	23.3	5.3	7.5	3.2	0.0	1.9
36	0.1	23.3	0.1	38.1	0.1	28.9	6.9	0.0	2.5
37	0.2	54.8	0.0	30.7	0.0	9.4	0.5	0.0	4.4
38	5.7	21.3	11.6	17.7	8.9	10.1	14.1	0.0	10.7
39	2.0	0.7	2.7	2.2	4.1	0.5	64.2	0.0	23.5
40	13.1	22.2	7.4	28.1	4.5	14.6	10.1	0.0	0.1
41	7.6	16.2	2.8	45.9	3.0	20.0	4.2	0.0	0.3

42	6.8	23.7	4.6	22.4	5.8	18.5	16.6	0.0	1.6
43	3.6	10.2	0.8	1.7	3.1	4.9	72.2	0.0	3.4
44	60.5	7.3	8.5	5.5	11.2	5.6	0.6	0.0	0.9
45	5.5	11.1	16.6	33.2	8.4	25.2	0.0	0.0	0.0
46	10.3	6.2	38.5	18.7	16.7	9.5	0.0	0.0	0.0
47	11.0	18.1	9.9	21.5	7.9	18.2	13.2	0.0	0.1
48	8.3	19.2	21.7	26.1	11.4	13.0	0.4	0.0	0.1
49	2.0	9.7	0.7	12.1	2.2	8.0	64.4	0.0	0.9
50	12.1	11.1	3.4	7.0	7.3	11.3	47.4	0.0	0.5
51	13.8	15.8	13.3	18.6	12.5	24.3	1.0	0.1	0.7
52	5.4	32.4	4.2	22.8	5.8	28.0	0.6	0.1	0.6
53	0.4	31.0	0.9	11.8	0.4	25.2	29.2	0.0	1.2
54	0.7	2.8	0.2	0.6	0.7	0.7	94.1	0.0	0.2
55	7.4	0.3	2.5	0.1	4.8	0.2	84.1	0.0	0.6
56	9.2	1.1	6.5	0.4	10.8	0.5	70.1	0.0	1.4
57	25.3	17.8	2.0	1.9	8.0	14.6	18.1	0.0	12.4
58	13.7	2.0	3.1	0.3	9.0	0.1	65.5	0.0	6.4
59	32.9	14.1	3.4	1.6	11.2	1.0	31.7	0.0	4.0
60	27.3	9.2	26.4	13.3	17.1	6.7	0.0	0.0	0.0
61	16.0	14.1	6.7	12.6	18.6	13.3	18.5	0.0	0.2
62	9.7	0.3	2.6	0.1	11.2	0.2	75.1	0.0	0.9
63	7.4	22.2	12.9	31.2	7.3	18.9	0.0	0.0	0.0
64	15.7	9.4	8.0	30.4	19.6	16.8	0.0	0.0	0.1
65	9.8	17.7	10.6	35.3	5.4	21.3	0.0	0.0	0.0
66	11.4	53.4	1.7	20.1	2.8	10.5	0.0	0.0	0.0
67	14.7	28.6	1.8	7.4	11.0	16.6	14.7	0.0	5.2
68	39.7	34.5	6.3	8.5	5.9	4.4	0.6	0.0	0.1
69	46.7	38.7	2.9	5.3	3.1	3.1	0.2	0.0	0.0
70	17.8	63.9	1.8	3.3	3.2	9.5	0.6	0.0	0.0
71	40.2	21.5	8.1	1.9	20.1	5.7	1.4	0.0	1.3
72	7.0	70.9	1.0	3.5	1.5	16.0	0.0	0.0	0.1
73	27.6	26.9	9.0	4.3	14.5	14.1	2.2	0.0	1.5
74	27.1	29.5	5.4	9.5	12.0	13.6	2.9	0.0	0.3
75	15.3	2.6	5.8	0.3	65.9	0.2	0.0	0.0	9.9
76	26.4	17.4	3.1	1.4	10.1	3.9	37.3	0.0	0.4
77	30.3	18.8	6.0	13.1	11.0	6.0	14.3	0.0	0.4
78	33.4	9.1	6.9	0.6	16.3	0.9	31.0	0.0	1.8
79	18.7	23.4	4.7	7.8	4.8	5.7	34.1	0.0	0.7
80	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	64.0	0.0	36.0
81	9.1	19.9	3.5	5.6	16.9	14.8	26.9	0.0	3.4
82	12.4	8.3	4.9	12.7	23.9	15.7	19.7	0.1	2.2
83	1.1	1.4	0.4	65.9	4.0	21.0	3.7	0.1	2.4
84	0.0	1.6	0.1	49.1	0.1	27.4	19.1	0.1	2.5
85	0.0	1.2	2.3	43.8	1.6	32.8	17.7	0.0	0.6
86	0.0	2.7	6.0	29.8	2.2	47.0	4.2	7.3	0.7
87	0.9	3.4	19.6	17.8	11.4	34.9	0.0	12.0	0.1
88	0.5	0.4	23.6	26.1	20.5	28.2	0.7	0.0	0.1
89	0.5	0.3	41.7	19.2	25.5	11.9	0.1	0.0	0.8

90	0.9	0.1	53.2	5.9	36.0	3.5	0.1	0.0	0.2
91	45.7	6.6	22.3	5.5	17.1	2.9	0.0	0.0	0.0
92	30.9	43.6	4.3	9.7	4.7	6.6	0.0	0.0	0.2
93	2.2	21.2	2.5	54.2	1.1	18.7	0.0	0.0	0.1
94	39.1	10.4	21.6	15.6	8.3	4.5	0.0	0.0	0.5
95	28.7	6.0	28.8	21.3	8.4	5.3	0.0	0.0	1.6
96	16.3	24.4	18.4	27.6	5.3	7.5	0.0	0.0	0.4
97	2.8	25.9	10.0	34.4	8.8	17.1	0.0	0.0	1.0
98	1.0	9.0	3.8	48.8	4.4	31.5	0.4	0.0	1.2
99	4.3	2.3	16.0	20.8	33.1	22.8	0.0	0.0	0.7
100	7.3	3.2	9.3	8.7	39.3	19.7	10.4	0.0	2.2
101	2.8	0.8	6.8	1.9	69.6	14.7	1.8	0.0	1.7
102	2.8	4.3	3.6	9.5	36.5	39.1	0.7	0.0	3.4
103	0.0	0.9	0.0	36.6	0.0	54.2	8.2	0.0	0.0
104	3.1	4.1	3.9	12.5	24.2	48.8	0.3	0.0	3.1
105	0.0	1.8	0.0	25.2	0.0	70.5	2.5	0.0	0.0
106	0.0	2.5	0.0	24.8	0.0	72.7	0.0	0.0	0.0
107	0.0	1.9	0.0	22.2	0.0	75.8	0.0	0.0	0.0
108	0.5	0.4	15.2	13.8	25.5	43.8	0.0	0.0	0.7
109	1.0	1.4	5.2	22.7	8.4	58.5	2.5	0.0	0.2