

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Tomásio Eduardo Januário

Modelagem Hidrológica da Bacia Hidrográfica do Rio Limpopo em Moçambique, com
TOPMODEL e Sensoriamento Remoto

São Paulo
2021

Tomásio Eduardo Januário

Modelagem Hidrológica da Bacia Hidrográfica do Rio Limpopo em Moçambique, com
TOPMODEL e Sensoriamento Remoto

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho

São Paulo

2021

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	5
AGRADECIMENTOS	6
RESUMO	7
ABSTRACT	9
LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABELAS	16
LISTA DE ABREVIACÕES	18
1 INTRODUÇÃO	21
2 OBJETIVOS	24
2.1 Objetivo geral	24
2.1.1 Objetivos específicos:	24
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
3.1 Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica	25
3.1.1 Precipitação	26
3.1.2 Evaporação, transpiração e interceptação vegetal	28
3.1.3 Infiltração e percolação	30
3.1.4 Vazão	31
3.1.5 Bacia hidrográfica	33
3.2 Modelos hidrológicos	35
3.2.1 Estrutura básica	36
3.2.2 Processos espaciais dentro dos modelos	39
3.2.3 Calibração de parâmetros	42
3.2.4 Análise de sensibilidade	44
3.3 Técnicas de sensoriamento remoto para modelagem hidrológica	45
4 MATERIAIS E MÉTODOS	48
4.1 Descrição da área de estudo	48
4.1.1 Clima e sistemas de circulação	49
4.1.2 Hidrologia e infraestruturas hidráulicas	51
4.1.3 Estações hidrometeorológicas	52
4.2 O modelo hidrológico TOPMODEL	57
4.2.1 Fluxo constante na zona saturada	58
4.2.2 Fluxos na zona não saturada	60
4.2.3 Fluxos na zona saturada	62
4.2.4 Estrutura de escoamento	63

4.2.5 Parâmetros, variáveis de entrada e variáveis de saída	63
4.3 Dados de entrada de sensoriamento remoto	66
4.3.1 Modelo digital de elevação SRTM 90 m	66
4.3.1.1 Índice topográfico da BHRL	69
4.3.2 GPM-IMERG	72
4.3.3 CMORPH	74
4.3.4 ETp-MOD16A2	77
4.3.5 GLDAS-2	78
4.4 Avaliação de desempenho do TOPMODEL	79
4.4.1 Método SCE-UA	80
4.4.2 Método de Monte Carlo	81
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	83
5.1 Descrição hidrometeorológica dos eventos	83
5.1.1 Evento 1: 18/01/2000 à 28/03/2000	84
5.1.2 Evento 2: 02/03/2003 à 27/03/2003	89
5.1.3 Evento 3: 07/12/2011 à 29/03/2012	92
5.1.4 Evento 4: 10/01/2013 à 14/02/2013	96
5.1.5 Evento 5: 14/12/2014 à 22/02/2015	101
5.2 Simulações com TOPMODEL	105
5.2.1 Simulações para Combomune	106
5.2.2 Simulações para Chókwè	108
5.2.3 Simulações para Xai-Xai	110
5.3 Análise de sensibilidade dos parâmetros do TOPMODEL	112
6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	119
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
8 ANEXOS	130

DEDICATÓRIA

Aos meus filhos Jacinta Ciany, Winnie Luísa e Yan Tomásio Januário.

AGRADECIMENTOS

Cumpro-me o dever de agradecer a todos que de uma forma direta ou indireta permitiram a materialização dos objetivos desta dissertação, com forte destaque para:

Os meus pais António Januário e Jacinta Armando Almoço, por terem me incentivado na busca contínua do conhecimento científico e pessoal. Também gostaria de agradecer ao restante da minha família (irmãos, esposa, tios, primos), por todo tipo de apoio concedido.

Ao meu sábio orientador, Professor Doutor Augusto José Pereira Filho, pela oportunidade e confiança em mim depositada no desenvolvimento de todas as etapas do trabalho. Vai também um especial agradecimento pelos conselhos da vida por ele dado.

A CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pela concessão da bolsa de estudos que garantiu a minha estadia na mega cidade de São Paulo durante as fases do desenvolvimento do trabalho.

À Universidade Eduardo Mondlane (UEM) em Moçambique por permitir a continuação da minha formação a tempo inteiro.

Ao Mestre Marcos Figueiredo Salviano do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), pela minuciosa colaboração nas diversas análises dos dados de sensoriamento remoto, pelas valiosas sugestões e observações que muito ajudaram na estrutura geral do trabalho.

Ao Sr. Isac Filimone da Direcção Nacional de Gestão de Recursos Hídricos de Moçambique (DNGRH), por ceder os dados hidrometeorológicos utilizados neste trabalho para as análises preliminares e por mostrar prontidão no esclarecimento de qualquer dúvida com relação aos materiais por ele fornecidos.

Por último, agradeço a todos os professores do Departamento de Ciências Atmosféricas (IAG-USP), pelos conhecimentos adquiridos nas disciplinas, ao suporte técnico, secretaria de Pós-Graduação e aos demais funcionários do Instituto por todo tipo de apoio material fornecido durante o período da formação.

RESUMO

Januário, T. E. (2021). *Modelagem Hidrológica da Bacia Hidrográfica do Rio Limpopo em Moçambique, com TOPMODEL e Sensoriamento Remoto* (Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil)

Moçambique é um país de jusante, partilhando nove das quinze bacias hidrográficas internacionais e historicamente, o mais afetado pelos desastres naturais na África Austral. No ano 2000, as enchentes associadas a uma onda de ciclones tiveram um impacto particularmente ímpar na vida das populações e do país. A bacia hidrográfica do rio Limpopo (BHRL), com uma área total de captação de aproximadamente 415.000 km², é conhecida pela sua vulnerabilidade a enchentes, altas taxas de evapotranspiração (ET) e secas que causam perdas significativas à comunidade local. O presente estudo teve por objetivo realizar simulações de eventos de enchentes ocorridos na porção moçambicana da BHRL, no período compreendido entre 2000 a 2015 com o modelo hidrológico TOPMODEL (topography-based hydrological model) e dados de sensoriamento remoto por satélite. Foram utilizados como entrada no modelo, dados do modelo digital de elevação (MDE) da missão SRTM (resolução ~ 90 m), dois produtos de estimativa de precipitação: CMORPH e GPM-IMERG), dados do produto de estimativa de evapotranspiração potencial (MOD16) e dados de vazão estimado pelo modelo GLDAS. Dados do modelo digital de elevação (MDE) da missão SRTM (resolução ~ 90 m) foram utilizados para calcular o índice topográfico (IT), a entrada básica do TOPMODEL para simular a vazão da bacia. A calibração foi realizada de forma automática com o uso do método Shuffled Complex Evolution (SCE-UA). A calibração e a validação do modelo foram avaliadas por meio do índice Kling–Gupta Efficiency (KGE). Os resultados da calibração indicaram que as simulações com GPM-IMERG (KGE ~ 0.50 e 0.62) tendem a subestimar as vazões, enquanto que com CMORPH o desempenho foi bem melhor (KGE ~ 0.66 e 0.75) nas sub-bacias de Combomune, Chókwè e Xai-Xai. Para compreender a influência de cada parâmetro do TOPMODEL nas simulações dos eventos, foram aplicados testes de sensibilidade pelo método de Monte Carlo.

Palavras-chave: Enchentes, Modelagem Hidrológica, BHRL, TOPMODEL, CMORPH, GPM-IMERG, KGE

ABSTRACT

Januário, T. E. (2021). *Hydrological Modeling of Limpopo River Basin in Mozambique, with TOPMODEL and Remote Sensing* (Master Dissertation, Department of Atmospheric Sciences, Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, Brazil)

Mozambique is a downstream country, sharing nine of the fifteen international river basins and historically the most affected by natural disasters in southern Africa. The Limpopo River basin (LRB), with a total catchment area of approximately 415.000 km², is known for its vulnerability to floods, high rates of evapotranspiration and droughts that cause significant losses to the local community. Floods are the biggest problem in the lower Limpopo areas (a portion of the river basin in Mozambique). The present study aimed to perform simulations of flood events occurring in three Mozambican sub-basin of LRB from 2000 to 2015 with topography-based hydrological model (TOPMODEL) and satellite remote sensing data. Was used as input in TOPMODEL, Digital Elevation Model (DEM) data from the SRTM mission (~90 m resolution), data from two high-resolution global satellite-based precipitation products: Climate Prediction Center MORPHing technique (CMORPH) and Integrated Multi-SatellitE Retrievals for the Global Precipitation Mission (GPM) algorithm (IMERG), 8-day MOD16 Evapotranspiration Product and flow data estimated by Global Land Data Assimilation System (GLDAS). The DEM data was used to calculate the topographic index, the basic input of TOPMODEL to simulate the flow of the basin. Calibration and validation of the model was performed by the Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) method and were evaluated using the Kling – Gupta Efficiency (KGE). The results indicated that simulations with the GPM-IMERG (KGE: 0.50 and 0.60) tended to underestimate the flows, while with the CMORPH product the performance was much better (KGE: 0.66 and 0.75) in the three sub-basins of LRB, namely Combomune, Chokwe and Xai-Xai. To understand the influence of each TOPMODEL parameter in simulations of flood events, sensitivity tests were applied using the Monte Carlo simulation.

Keywords: Floods, Hydrological modeling, LRB, TOPMODEL, CMORPH, GPM-IMERG, KGE.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1:** Diagrama esquemático com as diversas fases do ciclo hidrológico: estão indicadas na imagem a condensação, precipitação que ocorre debaixo da nuvem (em forma de chuva ou neve), evaporação direta na atmosfera e das superfícies líquidas (rios, lagos, mares e oceanos). Na zona de aeração estão indicados os processos de interceptação da água da chuva pelas folhas e caules, infiltração que gera o escoamento sub-superficial, capilaridade, percolação, depressões, transpiração das plantas e a evaporação dos solos (evapotranspiração). Na zona de saturação está indicado o escoamento sub-superficial sobre o rio e lago. Fonte: Tucci, 1993....23
- Figura 3.2:** Distribuição global da taxa de precipitação em decímetro (3 meses)⁻¹ para os meses de junho, julho e agosto (JJA), com dados de estações de superfície. As longitudes são representadas no eixo das abcissas e as latitudes no eixo das ordenadas. Os círculos fechados (escuros) indicam regiões com altos valores de precipitação (latitudes equatoriais) e círculos tracejados indicam regiões onde as precipitações são baixas (continentes subtropicais). Fonte: Peixoto & Oort, 1992.....24
- Figura 3.3:** Componentes do hidrograma. Eixo vertical representa a precipitação (mm) e vazão (m³ s⁻¹), o eixo horizontal mostra a evolução temporal da precipitação e vazão. O ponto A representa o início de q_0 , ponto B representa fim de q_0 e início de q_{sb} , ponto C indica o início da recessão, ponto D indica a contribuição exclusiva de q_{sb} . De t_0 a t_A corresponde ao tempo de retardo devido à interceptação pela vegetação e depressões; t_0 a t_B corresponde a duração da precipitação, t_B = tempo de pico e t_C = tempo de recessão. Fonte: Carvalho et al., 2007.....29
- Figura 3.4:** Variação do nível do aquífero Fonte: Carvalho et al., 2007.....30
- Figura 3.5:** O balanço hídrico em uma bacia hidrográfica, considerando um solo impermeável: P = precipitação; ET = evapotranspiração; Q = vazão e ΔS = taxa de variação do armazenamento. Fonte: Muys et al., 2011.....31
- Figura 3.6:** Estrutura espacial dos processos de captação em modelos de chuva-vazão: (A) *modelo concentrado*, valor do escoamento é calculado no único ponto (exutório); (B) *modelo semi-distribuído*, cada célula limítrofes possui resposta hidrológica distinta e o escoamento é calculado separadamente e (C) *modelo distribuído*, direcionam o escoamento calculado de célula por célula mais próxima. Fonte: EPA, 2017.....38
- Figura 3.7:** Comparação entre dois hidrogramas em função do tempo (t). *Obs* indica o hidrograma de vazão observada (linha contínua) e *Sim* indica o hidrograma de vazão simulada (linha tracejada), a diferença entre os dois hidrogramas corresponde ao *Erro*. Fonte: adaptado de Beven, 2012.....40
- Figura 3.8:** Operação de coleta e transmissão de dados hidrológicos por satélite. Na imagem um rádio transmissor da estação hidrológica transmite dados para o satélite GOES e um data center que recebe o sinal transmitido pelo satélite. Fonte: Viessman, 1989.....44
- Figura 4.1:** Mapa da bacia hidrográfica do rio Limpopo. Estão indicados na figura os limites da bacia (contorno preto), os rios principais são representados por finas linhas azuis (rede de drenagem), a escala de distância (km), os contornos geográficos, medidor de estágio é representado por um triângulo preto. As longitudes são representadas no eixo das abcissas e as latitudes no eixo das ordenadas. Fonte: Autor.....46
- Figura 4.2:** Principais características de circulação importantes para as chuvas do sul da África durante o verão. Baixa de Angola (L), zona de convergência intertropical (ITCZ), bandas de nuvens, Zona Frontal Angola-Benguela (ABFZ), Corrente das Agulhas e região de retroflexão,

- Seychelles-Chagos Thermocline Ridge (SCTR), Meridional Overturning Circulation (MOC), corte de baixa inundação induzida denotado por COLs, ciclones tropicais (TC), Oscilação de Madden Julian (MJO), Benguela Niño induzido por inundações (BNiño). Fonte: Reason, 2015.....48
- Figura 4.3:** Evolução temporal da precipitação diária (mm) observada na porção moçambicana da BHRL entre 2000 e 2015. P260 indica as precipitações observadas na estação de Chókwè (linha amarela) e P393 indica as precipitações observadas na estação de Combomune (linha azul). Fonte: Autor.....50
- Figura 4.4:** Evolução temporal da vazão diária (m^3/s) observada na porção moçambicana da BHRL entre 2000 e 2015. E33 indica as vazões observadas na estação de Combomune (linha azul), E35 indica as vazões observadas na estação de Chókwè (linha amarela) e E38 indica as vazões observadas na estação de Xai-Xai (linha verde). Fonte: Autor.....51
- Figura 4.5:** Delineação das sub-bacias da porção moçambicana da BHRL. Estão representados os limites geográficos, rios principais (finas linhas azuis), áreas de drenagem a montante dos pontos de monitoramento de vazão. As latitudes estão indicadas no eixo das ordenadas e as longitudes indicadas no eixo das abcissas. Fonte: Autor.....52
- Figura 4.6:** Diagrama unifilar da BHRL. O rio principal é representado no diagrama com uma linha azul, seus afluentes também de mesma cor e espessura, a direção do fluxo é representada por uma flecha. As áreas de drenagem (km^2) são representadas pelos triângulos verdes e o triângulo amarelo representa a UHE de Massingir. Fonte: Autor.....53
- Figura 4.7:** Diagrama esquemático de previsão de área saturada nos reservatórios do TOPMODEL. $ln(a/T_0 \tan\beta)_i$ = incrementos da distribuição do IT_i ; Q = vazão no exutório; RZ = zona das raízes; UZ = zona não saturada; SZ = zona saturada; D_i = déficit de saturação; D = profundidade do lençol freático; T_0 = transmissividade da camada de solo saturado. T = transmissividade da camada de solo saturado. A flecha para baixo representa q_v . Fonte: Beven, 2012.....58
- Figura 4.8:** Um interferômetro SAR utilizou duas antenas de radar em diferentes posições. Fonte: van Zyl, 2001.....63
- Figura 4.9:** Algumas das etapas que se seguem no processamento dos MDEs para análise espacial no QGIS. Fonte: <https://en.unesco.org/>.....64
- Figura 4.10:** Mapa topográfico da BHRL. Estão indicados, escala de distância (km), escala de cores da altitude (m) do MDE, latitudes e longitudes e limites da bacia. Fonte: Autor.....65
- Figura 4.11:** Histograma representando a distribuição dos valores de elevação dos pixels da BHRL. Fonte: Autor.....65
- Figura 4.12:** Distribuição espacial do índice topográfico na BHRL. Valores mais altos (verde) representam áreas com solos mais propensos a atingirem a saturação, enquanto valores baixos (laranja) representam o contrário. As latitudes são apresentadas no eixo das ordenadas e as longitudes no eixo das abcissas. Fonte: Autor.....67
- Figura 4.13:** Proporção da área ocupada por cada classe do índice topográfico na BHRL. No eixo das abcissas estão indicadas as classes discretizadas e no eixo das ordenadas a porcentagem da área ocupada na bacia. Fonte: Autor.....67
- Figura 4.14:** Campos de precipitação mensal (em $mm\ d^{-1}$) do *IMERG Final Run Version 03* para junho de 2014. As linhas pretas de traços longos no campo IMERG mostram os limites de latitude para o campo 3B43 (a $50^\circ N$ e $50^\circ S$). Fonte: Huffman et al., 2015.....70
- Figura 4.15:** Exemplo do processo CMORPH em uma região com dois aglomerados de chuva no Pacífico Sul. As imagens das 03:30 e 05:00 UTC são estimativas PMW reais, ou seja, nenhuma

- propagação ou morphing foi aplicada a esses dados. As imagens das 04:00 e 04:30 UTC são (a) propagadas para a frente no tempo, (b) propagadas para trás no tempo e (c) propagação e morphing. Fonte: Joyce et al., 2004.....71
- Figura 5.1:** Trajetórias das tempestades no SWIO de fevereiro a março de 2000. Estão indicados na imagem os contornos geopolíticos (linhas cinzentas), limites da BHRL (linhas azuis). As trajetórias dos CT ELINE (04 à 23 de fevereiro), CT GLÓRIA (28 de fevereiro à 05 de março) e CT HUDAH (24 de março à 09 de abril) são indicadas por linhas sólidas pretas e os pontos coloridos indicam as intensidades dos CT a cada 6h. TD: Depressão Tropical, TS: Tempestade Tropical, Cat 1: Ciclone Categoria 1, Cat 2: Ciclone Categoria 2, Cat 3: Ciclone Categoria 3, Cat 4: Ciclone Categoria 4 e Cat 5: Ciclone Categoria 5. As longitudes são representadas no eixo das abcissas e as latitudes no eixo das ordenadas. Fonte: Autor.....81
- Figura 5.2:** Distribuição espacial da chuva acumulada na BHRL (contorno preto), analisada com conjunto de dados CMORPH entre 18/01/2000 à 28/03/2000. As longitudes são representadas no eixo das abcissas e as latitudes no eixo das ordenadas. Fonte: Autor.....82
- Figura 5.3:** Similar a Figura 5.2, exceto para a precipitação estimada com o produto GPM-IMERG.....82
- Figura 5.4:** Precipitação IMERG (azul), CMORPH (preto) e vazão (vermelho) observados na sub-bacia de Combomune entre 18/01/2000 à 28/03/2000. As vazões estão plotadas no eixo principal (esquerdo) das ordenadas. Precipitações estão plotadas no eixo secundário das ordenadas (direito), que está invertido. Fonte: elaborada pelo Autor.....83
- Figura 5.5.** Similar à Figura 5.4, exceto para vazão em Chókwè (verde).....83
- Figura 5.6.** Similar à Figura 5.4, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).....84
- Figura 5.7:** Evolução temporal da evapotranspiração potencial (ETp) diária estimada (mm dia^{-1}) para as sub-bacias de Combomune (linha azul), Chókwè (linha verde) e Xai-Xai (linha vermelha) entre 18/01/2000 à 28/03/2000. Fonte: Autor.....84
- Figura 5.8:** Similar à Figura 5.1, exceto para CT JAPHET que atingiu o centro de Moçambique entre os dias 25 de fevereiro à 4 de março de 2003. Fonte: Autor.....85
- Figura 5.9:** Similar à Figura 5.2, exceto para o período entre 02 à 23 de março de 2003. Fonte: Autor.....86
- Figura 5.10:** Similar à Figura 5.4, exceto para o período entre 02 à 23 de março de 2003. Fonte: Autor.....86
- Figura 5.11.** Similar à Figura 5.10, exceto para vazão em Chókwè (verde).....87
- Figura 5.12.** Similar à Figura 5.10, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).....87
- Figura 5.13:** Similar à Figura 5.7, exceto para o período entre 02 à 23 de março de 2003. Fonte: Autor.....88
- Figura 5.14:** Similar à Figura 5.1, exceto para TS DANDO (15-17 de janeiro), CT FUNSO (19-28 de janeiro) e CT IRINA (25 de fevereiro à 12 de março de 2012). Fonte: Autor.....89
- Figura 5.15:** Similar à Figura 5.2, exceto para o período entre 07/12/2011 à 29/03/2012. Fonte: Autor.....89
- Figura 5.16:** Similar à Figura 5.4, exceto para o período entre 07/12/2011 à 29/03/2012. Fonte: Autor.....90
- Figura 5.17.** Similar à Figura 5.16, exceto para vazão em Chókwè (verde).....90
- Figura 5.18.** Similar à Figura 5.16, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).....91
- Figura 5.19:** Similar à Figura 5.7, exceto para o período entre 07/12/2011 à 29/03/2012. Fonte: Autor.....91
- Figura 5.20:** Similar à Figura 5.2, exceto para o período entre 10/01/2013 à 14/02/2013. Fonte:

Autor.....	92
Figura 5.21: Similar à Figura 5.4, exceto para o período entre 10/01/2013 à 14/02/2013. Fonte: Autor.....	93
Figura 5.22. Similar à Figura 5.21, exceto para vazão em Chókwè (verde).....	93
Figura 5.23. Similar à Figura 5.21, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).....	94
Figura 5.24: Similar à Figura 5.7, exceto para o período entre 10/01/2013 à 14/02/2013. Fonte: Autor.....	94
Figura 5.25: Campos meteorológicos na África Austral às 1200 UTC, dia 20 de janeiro de 2013. Os painéis de cima (a) e (b) : mostram os campos de altura geopotencial (contornos em dam) e ventos (barbelas e isotacas em escala de cores em $m s^{-1}$) nos níveis de 250 hPa (esquerda) e 500 hPa (direita). (c) mostra a altura geopotencial (contornos sólidos em dam) e temperatura (linha tracejada em vermelho a cada 5 °C) em 850 hPa. (d) mostra a Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (contornos sólidos em hPa) e Espessura entre 1000 e 500 hPa (linhas tracejadas em dam). Estão indicadas também as latitudes e longitudes, contornos geopolíticos e contornos da BHRL. Fonte: Autor.....	96
Figura 5.26: Similar à Figura 5.1, exceto para TS CHEDZA (25 de fevereiro à 12 de março de 2012). Fonte: Autor.....	97
Figura 5.27: Similar à Figura 5.2, exceto para o período entre 14/12/2014 à 22/02/2015. Fonte: Autor.....	98
Figura 5.28: Similar à Figura 5.4, exceto para o período entre 14/12/2014 à 22/02/2015. Fonte: Autor.....	98
Figura 5.29. Similar à Figura 5.28, exceto para vazão em Chókwè (verde).....	99
Figura 5.30. Similar à Figura 5.28, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).....	99
Figura 5.31: Similar à Figura 5.7, exceto para o período entre 14/12/2014 à 22/02/2015. Fonte: Autor.....	100
Figura 5.32. Vazão observada (Q_{obs}) e simulada (Q_{sim}) com CMORPH durante as etapas de calibração e validação do TOPMODEL, na sub-bacia de Chókwè com $dt = 24h$. Fonte: elaborada pelo Autor.....	103
Figura 5.33. Similar a Figura 5.32, exceto para a precipitação estimada com o produto GPM-IMERG. Fonte: Autor.....	103
Figura 5.34. Vazão observada (Q_{obs}) e simulada (Q_{sim}) com CMORPH durante as etapas de calibração e validação do TOPMODEL, na sub-bacia de Xai-Xai com $dt = 24h$. Fonte: elaborada pelo Autor.....	105
Figura 5.35. Similar a Figura 5.34, exceto para a precipitação estimada com o produto GPM-IMERG. Fonte: Autor.....	105
Figura 5.36. Vazão observada (Q_{obs}) e simulada (Q_{sim}) com CMORPH durante as etapas de calibração e validação do TOPMODEL, na sub-bacia de Xai-Xai com $dt = 24h$. Fonte: elaborada pelo Autor.....	107
Figura 5.37. Similar a Figura 5.36, exceto para a precipitação estimada com o produto GPM-IMERG. Fonte: Autor.....	108
Figura 5.38. Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Combomune, com dados de CMORPH (azul).....	110
Figura 5.39. Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Combomune, com dados de IMERG (vermelho).....	111
Figura 5.40. Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Chókwè, com dados de CMORPH (azul).....	112

- Figura 5.41.** Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Chókwè, com dados de IMERG (vermelho).....113
- Figura 5.42.** Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Xai-Xai, com dados de CMORPH (azul).....114
- Figura 5.43.** Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Xai-Xai, com dados de IMERG (vermelho).....115

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Estações pluviométricas na porção moçambicana da BHRL, com resolução temporal de 24 horas. Colunas da esquerda para a direita: código da estação, nome da estação, o rio, latitude, longitude e altitude. Fonte: dados provenientes de https://www.ara-sul.gov.mz	50
Tabela 4.2: Estações hidrométricas na porção moçambicana da BHRL, com resolução temporal de 24 horas. Colunas da esquerda para a direita: código da estação, nome da estação, o rio, latitude, longitude e altitude. Fonte: dados provenientes de https://www.ara-sul.gov.mz	51
Tabela 4.3. Parâmetros de entrada do TOPMODEL.....	61
Tabela 4.4. Variáveis de entrada do TOPMODEL.	61
Tabela 4.5. Variáveis de saída do TOPMODEL.	62
Tabela 4.6. Informações detalhadas sobre o conjunto de dados MOD16A2 (Running, 2019).....	73
Tabela 5.1: Eventos de precipitação sobre a BHRL. Estão indicados, da esquerda para a direita, a ordem do evento, data de início e fim do evento, precipitação média espacial estimada pelo método CMORPH e GPM-IMERG, e sistema sinótico associado ao evento de precipitação.....	80
Tabela 5.2. Valores dos parâmetros utilizados nas simulações com TOPMODEL.....	101
Tabela 5.3: Desempenho do TOPMODEL nas etapas de calibração e validação de eventos de precipitação em Combomune. KGE: índice Kling–Gupta Efficiency, P_{bias} : viés percentual e R^2 : coeficiente de determinação.....	102
Tabela 5.4: Desempenho do TOPMODEL nas etapas de calibração e validação de eventos de precipitação em Chókwè. KGE: índice Kling–Gupta Efficiency, P_{bias} : viés percentual e R^2 : coeficiente de determinação.....	104
Tabela 5.5: Desempenho do TOPMODEL nas etapas de calibração e validação de eventos de precipitação em Xai-Xai. KGE: índice Kling–Gupta Efficiency, P_{bias} : viés percentual e R^2 : coeficiente de determinação.....	106

LISTA DE ABREVIACOES

- ABFZ:** Zona Frontal Angola-Benguela
- AGRMET:** Air Force Weather Agency's Agricultural Meteorology modeling system
- AMSU:** Advanced Microwave Sounding Unit
- ASI:** Agenzia Spaziale Italiana
- ARA-Sul:** Administração Regional das águas do Sul, Moçambique
- AVHRR:** Advanced Very High Resolution Radiometer
- BHRL:** Bacia Hidrográfica do Rio Limpopo
- CCME:** Complexos Convectivos de Mesoescala
- CMORPH:** Climate Prediction Center Morphing Technique
- CT:** Ciclone Tropical
- CLM:** Community Land Model
- CLSM:** Catchment Land Surface Model
- DCP:** Data Collection Platform
- DLG:** Deustches Zentrum fr Luft- und Raumfahrt
- DPR:** Dual Frequency Precipitation Radar
- EEM:** Espectro eletromagntico
- ENSO:** El Niño-Oscilao Sul
- ETP:** Evapotranspirao Potencial
- GeoTIFF:** Georeferenced Tagged Image File Format
- GESDISC:** Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center
- GOES:** Geostationary Operational Environmental Satellite
- GLDAS:** Global Land Data Assimilation System
- GMI:** GPM Microwave Imager.
- GPCP:** Global Precipitation Climatology Project
- GPM:** Global Precipitation Measurement
- GSFC:** Goddard Space Flight Center
- GSMAP:** Global Satellite Mapping of Precipitation
- IV:** Infravermelho
- JAXA:** Japan Aerospace Exploration Agency
- KGE:** Kling-Gupta Efficiency
- LAI:** ndice de rea Foliar
- LSM:** Land Surface Model

MDE: Modelo Digital de Elevação

MSS: Landsat Multispectral Scanner

MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MDE: Modelo Digital de Elevação

MHS: Microwave Humidity Sounder

NASA: National Aeronautics and Space Administration

NCEP: National Centers for Environmental Prediction

NDVI: Índice de Vegetação por Diferença Normalizada

NOAA: US National Oceanic and Atmospheric Administration

NGA: National Geospatial-Intelligence Agency

NSE: Nash-Sutcliffe Efficiency

PERSIANN: Precipitation Estimation from Remote Sensed Information using Artificial Neural Networks

PMW: Microondas passivos

QGIS: Quantum Geographic Information System

SADC: Comunidade de Desenvolvimento da África Austral

SAR: Synthetic Aperture Radar

SCE-UA: Shuffled Complex Evolution of University of Arizona

SIHCL: South Indian High e Continental Low

SRTM: Shuttle Radar Topography Mission

SSM/ISpecial: Sensor Microwave Imager

SWIO: Sudoeste do Oceano Índico

SR: Sensoriamento remoto

SSMIS: Special Sensor Microwave Imager Sounder

SSE: Space Shuttle Endeavor

SRTM: Shuttle Radar Topography Mission

TMI: TRMM Microwave Imager

TOPMODEL: Topography-based Hydrological Model

TRMM: Tropical Rainfall Measurement Mission

TMPA: TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis

TIR: Infravermelho térmico

TTT: Tropical-Temperate-Troughs

TSM: Temperatura da Superfície do mar (SST)

UTC: Universal Time Coordinated

VIC: Variable Infiltration Capacity

ZCIT: Zona de Convergência Intertropical

ZCSI: Zona de Convergência do Sul do Oceano Índico

1 INTRODUÇÃO

Moçambique, como um país em vias desenvolvimento, com um clima predominantemente úmido a semi-úmido, é um país com o estuário de diversos rios, partilhando nove (9) das quinze (15) bacias hidrográficas internacionais da região da SADC (Comunidade de Desenvolvimento da África Austral). Os rios são os maiores transportadores dos principais recursos hídricos do país, dos quais mais de 50% são originados nos países de montante. Devido à sua localização costeira, torna o país extremamente vulnerável a eventos climáticos como enchentes, ciclones, secas e outros eventos, que tendem a transformar-se em calamidades. O crescimento da população e os processos de urbanização, as tendências de utilização da terra, o crescente empobrecimento da população, o uso inadequado de sistemas tecnológicos na construção de infra-estruturas básicas, e sistemas de saneamento inadequados, entre outros, são os fatores que têm aumentado a vulnerabilidade da população em face da vasta diversidade destes eventos climáticos extremos (INGC *et al.*, 2003; Shaviraachin, 2005; Asante *et al.*, 2009).

Enchente é um fenômeno natural com grande poder destrutivo que acontece de forma rápida e por vezes inesperada. Forma-se quando precipitações intensas provocam o aumento da vazão dos canais hídricos, o que resulta em uma elevação do nível das águas e consequente extravasamento das margens (Martins, 2013; Siteo *et al.*, 2015). Os impactos das inundações vão desde óbitos, destruição de habitações, disseminação de doenças e interdição de vias (Salviano, 2019) e podem ser reduzidos evitando-se construções e outros desenvolvimentos próximos aos rios. No ano de 2000, as enchentes associadas a uma onda de ciclones tiveram um impacto particularmente ímpar na vida das populações e do país (INGC *et al.*, 2003).

A bacia hidrográfica do rio Limpopo (BHRL), com uma área total de captação de aproximadamente 415.000 km², é conhecida pela sua vulnerabilidade a cheias, altas taxas de evapotranspiração e secas que causam perdas significativas à comunidade local (LBPTC, 2010; DNGRH, 2017). As cheias são o maior problema na BHRL, particularmente nas zonas do baixo Limpopo, através da planície de inundação costeira em Moçambique. Esta região de baixa elevação é particularmente susceptível já que durante períodos de alto caudal recebe uma larga porção das águas da parte superior da bacia (Chilundo & Kelderman, 2008; DNGRH, 2017). Nos meses de verão, as quantidades e os padrões de precipitação na região da bacia são afetados por um conjunto de vários sistemas meteorológicos, dentre eles se destacam: a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), frentes frias (WMO, 2012) e os sistemas tropicais (ciclones, depressões, tempestades) do sudoeste do Oceano Índico (SWIO),

Tropical-Temperate-Troughs (TTTs), os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCME), o El Niño Oscilação Sul (ENSO) e La Niña (INGC *et al.*, 2003; Shaviraachin, 2005; Asante *et al.*, 2009; Reason, 2015; Manhique *et al.*, 2015). Segundo Rapolaki (2020) uma melhor compreensão da natureza dos extremos das chuvas sobre a BHRL é crucial para os tomadores de decisão, gestores de desastres e para previsões sazonais de estações úmidas ou secas e na avaliação de como o ciclo da água regional pode se comportar no clima futuro. No entanto, como alternativa têm sido utilizados os modelos hidrológicos.

Os modelos hidrológicos tem como definição a representação dos processos que ocorrem em uma bacia hidrográfica o que possibilita a prevenção das consequências das diferentes ocorrências em relação aos valores observados e permitem também estudar o impacto das mudanças do uso do solo na bacia hidrográfica, realizar previsão de eventos (Tucci, 1998; Beven, 2001; Xu, 2002) e simulação de cenários (Silva, 2007; EPA, 2017). O modelo escolhido para realização deste trabalho foi o *Topography-based hydrological model* (TOPMODEL; Beven *et al.*, 1984). O TOPMODEL, desenvolvido por Beven & Kirkby em 1979, é um modelo hidrológico *chuva-vazão*, do tipo concentrado e semi-distribuído, baseado na área variável de contribuição. Este modelo é considerado semi-distribuído pelo motivo de somente os parâmetros relacionados à topografia serem distribuídos e os demais parâmetros considerados constantes para toda a bacia. A suposição básica do TOPMODEL é que todos os pontos em uma bacia com o mesmo valor do índice topográfico respondem de forma hidrológicamente semelhante (Beven, 2012).

A cobertura de uma área ampla pode ser obtida usando vários instrumentos de medição de local (pluviômetros) ou por via de sensoriamento remoto (radares e satélites), para estimativas de medição da precipitação. E para essas regiões, medições precisas da precipitação são necessárias devido à grande variabilidade natural da chuva (Brock & Richardson, 2001). Os mais recentes produtos de precipitação baseados em satélite medem a precipitação com resoluções espaciais e temporais muito altas (Alsumaiti *et al.*, 2020). Para atingir essas resoluções, eles combinam imagens de infravermelho com ecos passivos de micro-ondas para produzir estimativas de precipitação. Dois dos produtos de estimativas de precipitação global multi-satélite de alta resolução são utilizados neste estudo: o *Climate Prediction Center MORPHing technique* (CMORPH; Joyce *et al.*, 2004) da *US National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e a versão mais recente (V06) do algoritmo *Integrated Multi-SatellitE Retrievals* (IMERG; Huffman *et al.*, 2015) *for Global Precipitation Mission* (GPM), da *US National Aeronautics and Space Administration* (NASA). São também utilizados dados de evapotranspiração potencial (ETp) do algoritmo *Moderate Resolution*

Imaging Spectroradiometer (MODIS) Global Evapotranspiration Project (MOD16; Mu et al., 2011) e dados de vazão provenientes do modelo *Global Land Data Assimilation System (GLDAS; Rodell et al., 2004)*.

A técnica CMORPH utiliza estimativas de precipitação global de meia hora derivadas de varreduras de satélite de micro-ondas passivas que são propagadas por vetores de movimento derivados de dados infravermelhos de satélite geostacionário (geo-IV). Além disso, a forma e a intensidade das características de precipitação são “modificadas” (transformadas) durante o tempo entre as varreduras do sensor de micro-ondas, executando uma interpolação linear ponderada no tempo. Este processo produz análises espacial e temporalmente completas de precipitação derivada de microondas, independente do campo de temperatura infravermelho (Joyce *et al.*, 2004; 2010; Pereira Filho *et al.*, 2018). Segundo Huffman *et al.* (2015), o IMERG é baseado em componentes de três algoritmos da NASA (TRMM *Multi-Satellite Precipitation Analysis; TMPA*), NOAA (CPC Morphing –Kalman Filter; CMORPH-KF), e Universidade da Califórnia Irvine (*Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks – Cloud Classification System; PERSIANN-CCS*). As estimativas de precipitação de entrada calculadas a partir dos vários sensores passivos de microondas de satélite são inter-calibradas para o produto GPM, então "transformadas" e combinadas com campos geo-IV calibrados por precipitação de microondas, e ajustados com dados precipitação mensal dos medidores de superfície (Alsumaiti *et al.*, 2020; Yu *et al.*, 2021).

Assim, o presente estudo tem por objetivo realizar simulações de eventos de enchentes ocorridos na porção moçambicana da BHRL, no período compreendido entre 2000 a 2015 com o modelo hidrológico TOPMODEL utilizando dados de sensoriamento remoto baseados em satélite. Serão utilizados como entrada no modelo, dois produtos de estimativas de precipitação global (CMORPH e GPM-IMERG), um produto de estimativa de ETp global (MOD16) e dados de vazão estimado pelo modelo GLDAS. O trabalho inicia com uma revisão bibliográfica dos conceitos fundamentais da modelagem hidrológica (Capítulo 3). Uma breve descrição da área de estudo bem como os métodos empregados no estudo é exibida no Capítulo 4. A calibração e validação do modelo, foram realizadas pela metodologia SCE-UA e avaliadas pelo índice KGE. O Método de Monte Carlo foi utilizado para especificar os parâmetros mais sensíveis e importantes nas simulações de eventos selecionados. Os resultados de aplicação desses métodos todos são apresentados e discutidos no Capítulo 5. Segue-se por último as conclusões e recomendações para trabalhos futuros no Capítulo 6.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Este estudo tem como objetivo principal realizar simulações de eventos de enchentes ocorridos na porção moçambicana da BHRL, no período compreendido entre 2000 e 2015 com o modelo hidrológico TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) utilizando dados de sensoriamento remoto baseados em satélite. Serão utilizados como entrada no modelo, dois produtos de estimativa de precipitação (CMORPH e GPM-IMERG), dados do produto de estimativa de ETp, MOD16 e dados de vazão estimado pelo modelo GLDAS.

2.1.1 Objetivos específicos:

De maneira a fundamentar o objetivo principal, os objetivos específicos serão:

- descrever hidrometeorologicamente os eventos de enchentes selecionados para simulações nas sub-bacias de Combomune, Chókwè e Xai-Xai;
- utilizar a metodologia SCE-UA para calibrar os parâmetros do TOPMODEL;
- avaliar o desempenho do CMORPH e do GPM-IMERG nas etapas de calibração e validação nas três sub-bacias com o auxílio de três índices estatísticos;
- testar a sensibilidade e importância dos parâmetros do TOPMODEL nas simulações de cada evento de enchente.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo, faz-se uma descrição geral do ciclo hidrológico, bacias hidrográficas e alguns aspectos dos modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão como: sua estrutura básica, processos espaciais, calibração e análise de sensibilidade dos parâmetros. O capítulo termina com a apresentação das técnicas de sensoriamento remoto utilizadas na estimativa dos principais componentes do ciclo hidrológico.

3.1 Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica

A água é a substância mais comum na terra, cobrindo mais de 70% de sua superfície. São dois os sistemas através do qual ela se move: a terra e a atmosfera. A terra pode ser dividida em oceanos, mares e a parte terrestre (lagos e reservatórios, pântanos, lagoas, canais e rios). Na atmosfera a água é transportada na fase condensada (água líquida ou cristais de gelo), em forma de nuvem ou em forma de vapor de água (Peixoto & Oort, 1992; Singh, 2016). É de extrema importância procurar entender como a água é afetada e como ela afeta a manipulação do ecossistema (Viessman, 1989).

Existem vários *ciclos biogeoquímicos* na natureza e bastante interativos, mas o dominante entre esses ciclos é provavelmente o *ciclo hidrológico* (CH; Singh, 2016). O CH é um fenômeno global e complexo de transporte de água (nas suas variadas formas) no sistema climático terrestre. O processo acontece em dois ramos principais: o *ramo atmosférico* e o *ramo terrestre* (entradas, saídas e reservatório de água nas suas várias formas). Este ciclo é ilustrado na Figura 3.1. A descrição do CH inicia-se pelo *vapor de água* presente na atmosfera que, sob determinadas condições atmosféricas, condensa-se, formando microgotículas de água que se mantêm suspensas no ar devido a turbulência (Peixoto & Oort, 1992; Tucci, 1993). Da quantidade de água que atinge a superfície da terra por precipitação, parte dela pode evaporar sem ter alcançado a superfície (evaporação direta), outra parte pode se infiltrar no solo e algumas podem escoar por terra para evaporar ou infiltrar-se em reservatórios de água subterrânea, uma parte pode preencher as depressões (tornar-se armazenamento de depressão). A água que se infiltra no solo pode evaporar, ser absorvida pelas raízes das plantas e, então, transpirada pelas plantas (evapotranspiração). A água dos riachos pode se acumular em lagos e reservatórios de superfície, evaporar ou ser transpirada pela vegetação ribeirinha, infiltrar-se em reservatórios de água subterrânea ou fluir de volta para o oceano, onde o ciclo começa novamente (Maidment, 1996). Assim, o CH abrange três sistemas principais com a hidrosfera

como a principal fonte de água, a atmosfera como distribuidora de água e a esfera terrestre como usuária de água (Viessman, 1989; Singh, 2016) e a escala de tempo pode ser da ordem de segundos, minutos, dias ou anos.

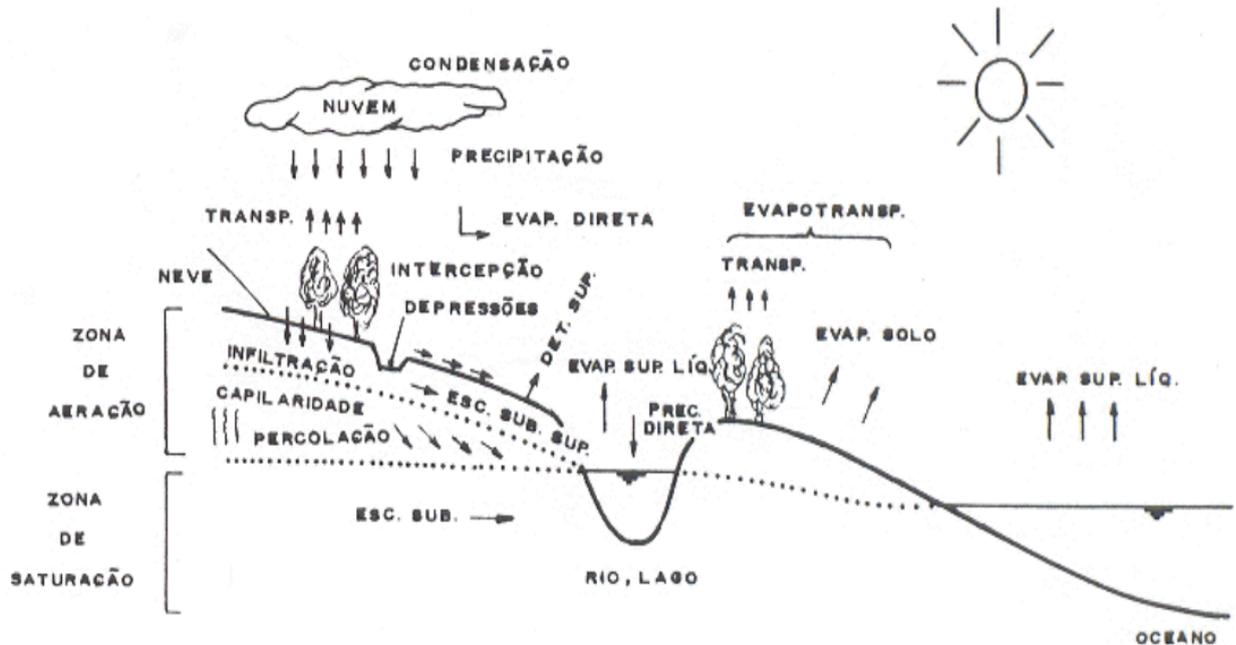


Figura 3.1: Diagrama esquemático com as diversas fases do ciclo hidrológico: estão indicadas na imagem a condensação, precipitação que ocorre debaixo da nuvem (em forma de chuva ou neve), evaporação direta na atmosfera e das superfícies líquidas (rios, lagos, mares e oceanos). Na zona de aeração estão indicados os processos de interceptação da água da chuva pelas folhas e caules, infiltração que gera o escoamento sub-superficial, capilaridade, percolação, depressões, transpiração das plantas e a evaporação dos solos (evapotranspiração). Na zona de saturação está indicado o escoamento sub-superficial sobre o rio e lago. Fonte: Tucci, 1993.

3.1.1 Precipitação

De acordo com Tucci (1993) e Paz (2004), a *precipitação* é entendida como qualquer forma de água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre, como por exemplo, neblina, chuva, granizo, saraiva, orvalho, geadas, neve, etc. É um dos elementos principais do sistema climático e representa o elo de ligação entre os demais fenômenos hidrológicos e devido a sua capacidade de gerar escoamento, a chuva constitui a forma de precipitação de maior interesse para a hidrologia, ela é expressa em milímetros (mm) pluviométricos. Ocorre quando complexos fenômenos de aglutinação e crescimento das microgotículas, em nuvem com presença significativa de umidade (vapor de água) e *núcleos de condensação* (poeira ou gelo), formam uma grande quantidade de gotas com tamanho e peso suficientes para que a força de gravidade supere a turbulência normal ou movimentos

ascendentes do meio atmosférico. Quando o vapor de água se transforma diretamente em cristais de gelo, a precipitação pode ocorrer na forma de *neve* ou *granizo*.

Como componente vital do ciclo hidrológico, a precipitação é caracterizada por sua natureza caótica, a curta escala de tempo em que pode ocorrer e evoluir e a alta variabilidade nos domínios temporal e espacial (Alsumaiti et al., 2020). Na Figura 3.2 é possível observar como ela varia geograficamente (Viessman, 1989; Peixoto & Oort, 1992). No entanto, obter cobertura espaço-temporal precisa, de alta resolução e contínua, de dados de precipitação é muito importante para pesquisa, gestão de recursos hídricos e monitoramento de desastres (Lu et al., 2021). Para tal, podem ser utilizados vários métodos para medir taxas (R) e acumulações de precipitação, dentre eles destacam-se: (a) *Método tradicional* (ou pontual) que consiste no uso de aparelhos (pluviômetros, pluviógrafos e disdrômetros) que medem uma amostra coletada de chuva na superfície ou alguma propriedade óptica das gotas em queda. É ainda o método mais preciso (Tucci, 1993; Brock & Richardson, 2001); (b) uso de técnicas de *sensoriamento remoto* (radares e satélites) para estimar a precipitação em uma grande área (Tucci, 1993; Brock & Richardson, 2001). Método muito importante para locais com dados escassos; no entanto, sua precisão é limitada por causa de diferentes fontes de erros sistemáticos e aleatórios (Alsumaiti et al., 2020). (c) *Reanálise*: é o uso de modelos climáticos que se ajustam aos dados de campo e interpolam os campos de precipitação (Mol, 2005).

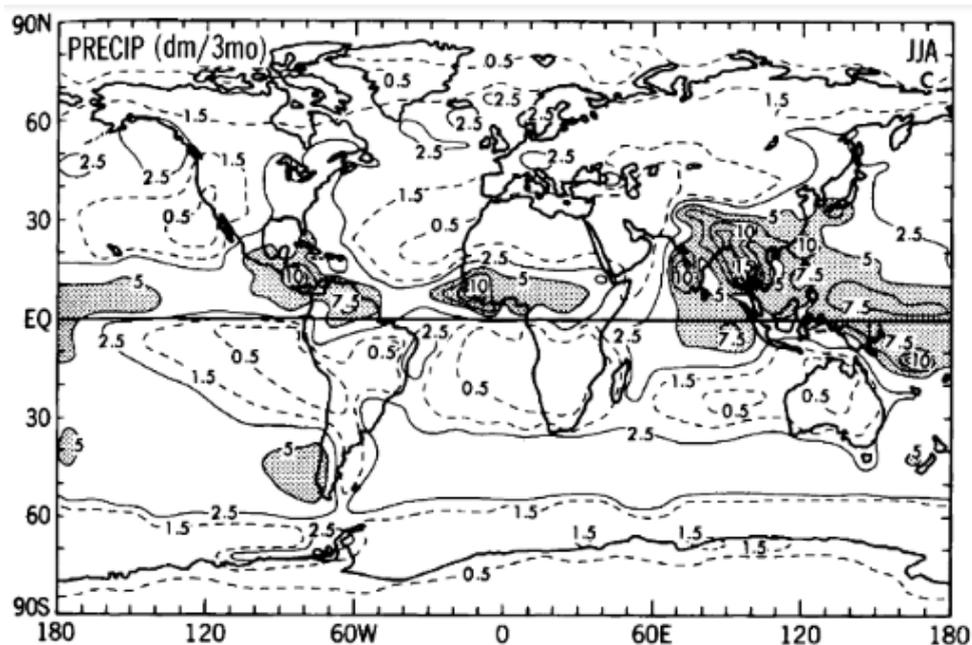


Figura 3.2: Distribuição global da taxa de precipitação em decímetro (3 meses)⁻¹ para os meses de junho, julho e agosto (JJA), com dados de estações de superfície. As longitudes são representadas no eixo das abcissas e as latitudes no eixo das ordenadas. Os círculos fechados (escuros) indicam regiões com altos valores de precipitação (latitudes equatoriais) e círculos tracejados indicam regiões onde as precipitações são baixas (continentes subtropicais). Fonte: Peixoto & Oort, 1992.

A distribuição da precipitação na Figura 3.2, revela claramente o papel dos oceanos e dos continentes no que concerne à produção da chuva a em todo globo. A característica mais significativa nesta distribuição é com altos valores de R nas regiões de latitudes equatoriais estar associada a forte convecção na *Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)*. O deslocamento sazonal do ZCIT é mais pronunciado em regiões continentais do que em regiões oceânicas. Grande parte dos continentes subtropicais, como o caso de África e Austrália, cobertos por desertos, o R é muito baixo (Peixoto & Oort, 1992). Sendo baixo o R , torna-se mais difícil o planejamento e gestão adequada dos recursos hídricos, nessas regiões como é o caso da Bacia hidrográfica do Rio Limpopo (BHRL) na África Austral (ver seção 4.1; Viessman, 1989; Moreira, 2007; Rapolaki, 2020). Muitas dessas regiões áridas e semi-áridas, têm desenvolvido extensos sistemas de irrigação, a fim de atender às necessidades de água das plantações que não podem ser satisfeitas apenas pela precipitação (Zhu & Ringler, 2012; Gera et al., 2017).

3.1.2 Evaporação, transpiração e interceptação vegetal

No trajecto em direcção à superfície terrestre a precipitação sofre *evaporação*. Em meteorologia, o termo *evaporação* (E), restringe-se à mudança da água no estado líquido para vapor (na forma de calor latente) devido a radiação solar e aos processos de difusão molecular e turbulenta (Tucci, 1993; Degano et al., 2018). Sobre influência directa ou indirecta da radiação solar, a água evapora a partir dos oceanos e pelo continente e é *transpirada* (T) através dos estômatos nas folhas e caules das plantas e animais de volta para atmosfera (Peixoto & Oort, 1992; Ruhoff et al., 2011; Mu et al., 2011). Os oceanos contribuem com cerca de 86% da evaporação global, o que reduz a temperatura oceânica por meio do resfriamento evaporativo (Singh, 2016). Em 1934, Dalton demonstrou que a evaporação pode ser calculada por:

$$E = (e_s - e_a)f(u) \quad (3.1)$$

onde E =evaporação por unidade de tempo; $(e_s - e_a)$ =déficit de pressão de vapor do ar; $f(u)$ = função da velocidade horizontal do vento (Camargo & Camargo, 2000).

A combinação destes dois processos separados em que a água é perdida por um lado da superfície do solo por evaporação e por outro lado da vegetação por transpiração é referida como *evapotranspiração* (ET), expressos em milímetros pluviométricos. Na natureza, ambos processos ocorrem simultaneamente. A ET representa o fluxo de água e energia entre a superfície terrestre e a baixa atmosfera e está directamente relacionado com a temperatura da

superfície do que com a quantidade de vegetação (Camargo & Camargo, 2000; Kumar & Reshmidevi, 2013). A força motriz deste processo é a diferença de pressão entre o vapor de água na superfície de evaporação e o vapor de água na atmosfera circundante (Degano et al., 2021). A passagem de água para atmosfera ocorre através dos estômatos localizados nas folhas. A ET é a variável hidrológica de grande relevância, representa o segundo maior componente (depois da precipitação) do CH (Mu et al., 2011; Beven, 2012), desempenha um papel importante na dinâmica climática global, para o balanço hídrico de uma bacia hidrográfica e principalmente para o balanço hídrico agrícola (Tucci, 1993; Allen et al., 1998).

De acordo com Mu et al. (2011), por meio da ET, 60% da precipitação terrestre retorna para a atmosfera, mas na medida em que diminui a umidade do solo (disponibilidade de água na superfície da terra), ocorrem restrições à transferência de água para atmosfera. Esta condição de restrição permite distinguir três tipos diferentes de ET, a *potencial* (ETp), da *cultura de referência* (ETo) e a *real* (ETr). Introduzido por Thornthwaite e Wilm em 1944, ETp (abordado neste trabalho) é a quantidade máxima de água que pode evaporar de um solo totalmente coberto por vegetação, com ótimo desenvolvimento e sem limitações hídricas. Tal processo requer suprimento de energia, e a única fonte disponível para isso é a radiação solar (Camargo & Camargo, 2000; Degan et al., 2018). A definição ETo é semelhante a ETp, porém ETo é calculado com dados aplicados a uma cultura específica e por meio da Equação 3.2, de Penman-Monteith (PM; Monteith, 1965; Allen et al., 1998; Ruhoff et al., 2011; Running, 2019). Se faltar água no solo a evapotranspiração ficará reduzida, deixando de ser potencial; ocorrerá, então, a ETr, menor que a ETp. Portanto, o conceito de ETr é definido como sendo a quantidade de água realmente perdida pela superfície, que depende das condições atmosféricas, do teor de água no solo e das características da vegetação. Suas informações são escassas e de difícil obtenção (demandam um longo período de observação e possuem custos elevados).

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (3.2)$$

onde ET = evapotranspiração diária [mm dia⁻¹]; $\Delta = d(e_{sat})/dt$ corresponde a taxa de variação da pressão de saturação do vapor d'água [kPa °C⁻¹]; R_n = saldo de radiação [W m⁻²]; G = fluxo de calor no solo [W m⁻²]; ρ_a = massa específica do ar; r_s = resistência da superfície (evaporação da superfície do solo e a transpiração do dossel da planta); r_a = resistência aerodinâmica; γ =

constante psicrométrica [$0.066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]; λ = calor latente de vaporização da água [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]; c_p = calor específico da água.

Caindo sobre o solo com cobertura vegetal, boa parte do volume precipitado sofre *interceptação* pelo dossel das folhas, de onde evapora, excedendo assim a capacidade de armazenar água na superfície dos vegetais, ou por ação dos ventos, a água interceptada pode-se reprecipitar para o solo, gerando *escoamento superficial*. Viessman (1989) define a interceptação como sendo o segmento de entrada da chuva bruta que umedece e adere aos objetos acima do solo até retornar à atmosfera por meio da evaporação. O tipo, a intensidade e duração da chuva, vento e condições atmosféricas que afetam a evaporação são fatores que servem para determinar as perdas por interceptação (Viessman, 1989; Tucci, 1993).

3.1.3 Infiltração e percolação

A *infiltração* corresponde à passagem de água da superfície da terra para o interior do solo a partir de uma fonte como chuva, irrigação ou degelo. A infiltração repõe a umidade do solo, recarrega os aquíferos e, em última análise, suporta os fluxos dos rios durante os períodos de seca. Nem toda a umidade é drenada para as camadas mais profundas do solo, ou seja, parte é transferida para atmosfera por evapotranspiração. À medida que o solo vai sendo saturado a maiores profundidades, a infiltração decresce até uma taxa residual, com o excesso não infiltrado da precipitação gerando *escoamento superficial*. A presença de vegetação na superfície do solo contribui para obstaculizar o escoamento superficial, favorecendo a infiltração durante o seu percurso. A vegetação também reduz a energia cinética de impacto das gotas de chuva no solo, minimizando a erosão. A taxa f com a qual ocorre a infiltração é influenciada por fatores como tipo e extensão da cobertura vegetal, temperatura, intensidade da chuva, propriedades físicas do solo e qualidade da água (Viessman, 1989; Tucci, 1993; Maidment, 1996). O movimento da água em um solo não saturado pode ser descrito pela equação de Darcy, originalmente deduzida para solos saturados:

$$q_v = - \frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \right) \quad (3.3)$$

onde q_v = velocidade de Darcy; k = permeabilidade intrínseca do solo. Está relacionada com a condutividade hidráulica K ; μ = viscosidade dinâmica da água; p = pressão da água no interior do solo; ρ = massa específica da água; g = aceleração de gravidade e z = profundidade. Segundo Beven (2012) um solo de 1 m de profundidade, com porosidade média de 0,4 tem uma capacidade de armazenamento de 400 mm de água.

Percolação é o avanço descendente da água na zona não saturada. A infiltração e a percolação no interior do solo são comandadas pelas tensões capilares nos poros e pela gravidade. A umidade do solo realimentada pela infiltração é aproveitada em parte pelos vegetais, que a absorvem pelas raízes e a devolvem, quase toda, por transpiração, na forma de vapor de água. O que os vegetais não aproveitam, percola para o lençol freático que normalmente contribui para o escoamento de base dos rios (Tucci, 1993).

3.1.4 Vazão

A vazão (Q) é uma variável integradora (Qi et al., 2020), sua distribuição temporal e espacial é resultado da interação de todos os componentes do CH, além das características físicas da bacia hidrográfica (Tucci, 1993). Ela é gerada durante eventos de precipitação, derretimento de neve e pela entrada de água subterrânea nos canais da superfície (Viessman, 1989) e é expressa por um determinado volume de água que atravessa uma secção do canal por unidade de tempo ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), conforme a equação (Singh, 2016; Stevaux & Latrubesse, 2017):

$$Q = A \times v \quad (3.4)$$

onde A = área da seção do canal [m^2] e v = velocidade do fluxo [m s^{-1}].

Durante os períodos de seca, as vazões são sustentadas pela descarga de água subterrânea. A representação gráfica da variação de Q é o *hidrograma* (hidrógrafa ou fluviograma). É um gráfico contínuo que exhibe as propriedades de Q ao longo do tempo. Conforme ilustrado na Figura 3.1, o hidrograma é o resultado de vários processos hidrológicos que ocorrem em vários pontos de uma bacia hidrográfica, durante e após qualquer evento de precipitação. Sua forma depende das características da precipitação e das propriedades da bacia. Segundo Viessman (1989); Tucci (1993); Maidment (1996); Beven (2012) e Singh (2016) os componentes principais de uma hidrograma são:

(1) *escoamento superficial direto* (q_0): compreende a quantidade de água que flui na superfície da Terra em resposta ao excesso de precipitação (chuva e neve), impulsionada por forças gravitacionais, vencendo principalmente o atrito com a superfície do solo. O q_0 também pode ocorrer como um mecanismo de excesso de saturação; (2) *interfluxo* ou *escoamento sub-superficial* (q_r): corresponde ao movimento lateral da água na parte superior da zona não saturada, que entra diretamente em um corpo de água sem que antes tenha ocorrido como q_0 ;

(3) *escoamento subterrâneo* ou *escoamento de base* (q_{sb}): consistindo em interfluxo lento e fluxo de água subterrânea e; (4) *precipitação do canal*. Sua distribuição com relação ao tempo está altamente correlacionada com o padrão de tempestade.

O hidrograma da Figura 3.3 apresenta quatro trechos principais. O primeiro, até o ponto A, em que o escoamento é devido unicamente à contribuição do lençol freático (escoamento subterrâneo ou de base) e por causa disto, a vazão decresce. O segundo trecho é devido à contribuição da parcela de precipitação que excede à capacidade de infiltração, parte é interceptada pela vegetação e obstáculos e retida nas depressões, parte se infiltra no solo suprindo a deficiência de umidade. Há formação do escoamento superficial direto o qual promove aumento da vazão à medida que aumenta a área de contribuição para o escoamento (Tucci, 1993; Carvalho et al., 2007).

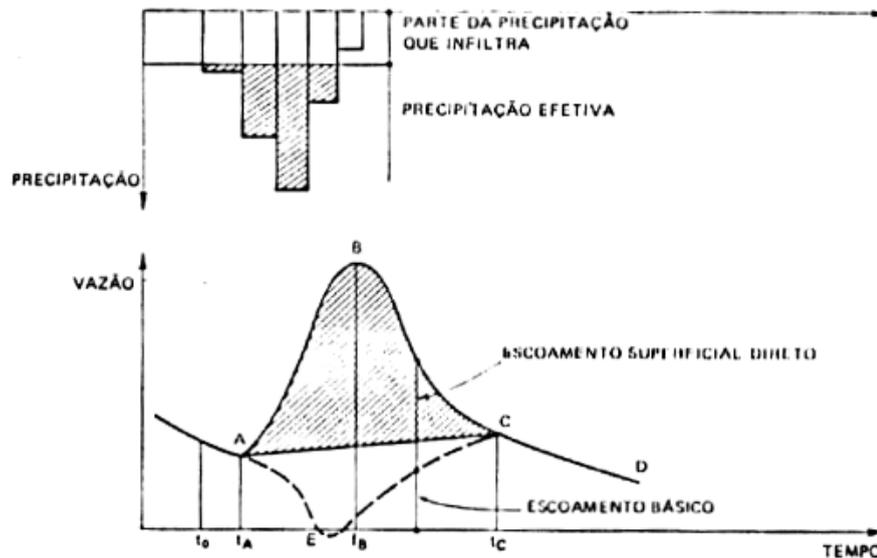


Figura 3.3: Componentes do hidrograma. Eixo vertical representa a precipitação (mm) e vazão ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), o eixo horizontal mostra a evolução temporal da precipitação e vazão. O ponto A representa o início de q_0 , ponto B representa fim de q_0 e início de q_{sb} , ponto C indica o início da recessão, ponto D indica a contribuição exclusiva de q_{sb} . De t_0 a t_A corresponde ao tempo de retardo devido à interceptação pela vegetação e depressões; t_0 a t_B corresponde a duração da precipitação, t_B = tempo de pico e t_C = tempo de concentração. Fonte: Carvalho et al., 2007.

À medida em que a tempestade prossegue e a chuva tiver duração suficiente, a vazão eleva-se até o pico (ponto B), o valor máximo para a vazão resultante da precipitação sob análise (vazão de pico). No trecho AB, existe contribuição simultânea dos escoamentos q_0 e q_{sb} , chamado também de trecho de ascensão do escoamento superficial direto. O ponto B caracteriza o fim do q_0 e a predominância do q_{sb} . No trecho BC, final do período de tempestade,

reduz-se gradualmente a área de contribuição do q_0 . É o chamado trecho de depleção do escoamento superficial direto, o qual se encerra no ponto C. A duração da precipitação deve exceder o tempo de concentração da bacia t_c para que fique assegurado que toda a região de montante da bacia está contribuindo com o escoamento (Lima Neto, 2019). No trecho após o ponto C, volta-se novamente a se ter apenas a contribuição do q_{sb} , o qual é chamado de curva de depleção do escoamento de base (ponto D) (Viessman, 1989; Tucci, 1993; Maidment, 1996; Carvalho et al., 2007). A contribuição da vazão subterrânea é influenciada pela infiltração na camada superior do solo, sua percolação e conseqüente aumento do aquífero, retratado na Figura 3.4 pela linha LL que se movimenta para MM. Ao mesmo tempo, em razão do escoamento superficial, o nível d'água passa de N para O (Tucci, 1993; Carvalho et al., 2007). No hidrograma anterior, a linha tracejada AEC representa a contribuição da água do lençol subterrâneo ao curso d'água.

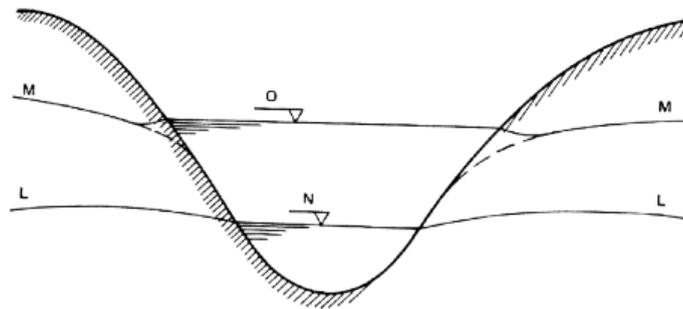


Figura 3.4: Variação do nível do aquífero Fonte: Carvalho et al., 2007.

3.1.5 Bacia hidrográfica

De uma forma geral, podemos definir um *sistema hidrológico* como sendo um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos atuando sobre uma ou várias variáveis de entrada, para convertê-la (as) em uma (ou várias) variáveis de saída (Figura 3.5). E a maioria dos sistemas hidrológicos são extremamente complexos e de difícil compreensão. Portanto, a abstração torna-se necessária no sentido de compreender ou prever alguns aspectos de seu comportamento (Tucci, 1998; Xu, 2002). Segundo Tucci (1993) uma *bacia hidrográfica* (BH) é um sistema hidrológico aberto, que acionado por uma entrada (a precipitação), através dos diversos processos do CH, transforma esta entrada em saída (escoamento).

Em geral, os componentes de uma BH incluem encostas, rede de drenagem, pântanos, corpos d'água, estruturas hidráulicas, vegetação, solos, etc. A área compreendida dentro da linha divisória e por onde circulam os cursos fluviais que conformam a rede de drenagem é

definida como *área de drenagem* (Stevaux & Latrubesse, 2017). A precipitação (P) que cai nas vertentes da BH, infiltra-se nos solo dando origem a diversos tipos de escoamento. As perdas intermediárias são os volumes evapotranspirados (ET), à interceptação pela vegetação, erosão do solo, armazenamento da água em depressões do solo, infiltração sub-superficial e profunda, etc. A BH é usada para denotar a área de captação natural da água da chuva que faz convergir os escoamentos para um único ponto de saída, que é chamado de *exutório* (Tucci, 1993; Paz, 2004; Singh, 2016). A topografia e elevação da superfície geralmente determinam limites ou divisões de drenagem entre as sub-bacias.

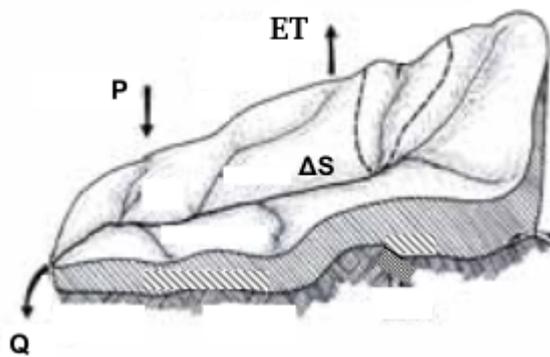


Figura 3.5: O balanço hídrico em uma bacia hidrográfica, considerando um solo impermeável: P = precipitação; ET = evapotranspiração; Q = vazão e ΔS = taxa de variação do armazenamento. Fonte: Muys *et al.*, 2011.

O balanço de água (*balanço hídrico*) em uma BH corresponde ao equilíbrio entre entradas, saídas e variações no armazenamento dos reservatórios ($\Delta S = dS/dt$) e é baseado no princípio da conservação da massa e troca de energia entre os sistemas envolvidos. O balanço hídrico pode ser traduzida matematicamente como:

$$\Delta S = P - ET - Q \quad (3.5)$$

onde ΔS = taxa de variação do armazenamento [mm s^{-1}]; P = precipitação [mm]; ET = evapotranspiração [mm]; Q = vazão [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]; O balanço hídrico, pode ser calculado para qualquer ramo do sistema climático (Viessman, 1989; Tucci, 1993; Singh, 2016).

Segundo Beven e Kirkby (1979), diferentes partes de uma bacia hidrográfica têm normalmente diferentes capacidades de infiltração e teor de umidade, fazendo com que as vertentes gerem escoamentos de diferentes magnitudes. Este facto está relacionado com *índice topográfico* (IT) de declividade e está correlacionado com a umidade subsuperficial do solo. Este índice é calculado para cada vertente (ou sub-bacia) e é matematicamente expresso por

$\ln(\alpha/\tan\beta)$, onde α =área por unidade de largura da sub-bacia e β =ângulo de inclinação da sub-bacia (ver subseção 4.3.1 para mais detalhes).

3.2 Modelos hidrológicos

Com vista a compreender ou prever alguns aspectos do comportamento das bacias hidrográficas torna-se necessário realizar modelagem. A modelagem da resposta de bacias hidrográficas é frequentemente chamada de modelagem de bacias hidrográficas (Singh, 2016), e são geralmente projetadas para atender a dois dos objetivos principais. O primeiro deles é *obter uma melhor compreensão dos fenômenos hidrológicos que operam sobre ela e de que forma as mudanças na bacia podem afetar esses fenômenos*. Outro objetivo é *a geração de sequências sintéticas de dados hidrológicos para o projeto da instalação de estruturas ou para uso em previsões de eventos extremos* (Xu, 2002).

Hoje em dia, a modelagem de bacias hidrográficas e a modelagem chuva-vazão são usadas de forma intercambiável. A modelagem quantitativa de *chuva-vazão* remonta a meados do século XIX, quando a fórmula racional foi introduzida para determinar o pico de vazão devido a um evento de chuva em uma pequena bacia hidrográfica urbana (Singh, 2016). Começando por definir alguns aspectos ligados à modelagem hidrológica, temos primeiro:

Um *fenômeno* é um processo físico, que produz alteração de estado no sistema. Por exemplo, precipitação, evaporação, infiltração, etc (Tucci, 1998).

Um *parâmetro*, é uma componente que representa as características intrínsecas da bacia e são valores que podem ser medidos, estimados ou calibrados. Geralmente considera-se como constante no tempo, mas também pode variar com espaço e o tempo. Exemplos de parâmetros são: rugosidade de uma seção de um rio, área de uma bacia hidrográfica, coeficiente de permeabilidade do solo, rugosidade do rio, coeficiente de difusão, entre outros (Refsgaard, 1996; Tucci, 1998; Wheeler, 2008; Beven, 2009).

Uma *variável* é entendida como uma característica de um sistema passível de medição, que assume valores diferentes quando medido em momentos diferentes. Chuvas diárias, vazão, evaporação, temperatura, infiltração, umidade do solo, etc. são alguns exemplos (Xu, 2002; Wheeler, 2008).

Simulação é a descrição variável no tempo do sistema natural calculado pelo modelo hidrológico. Na simulação existem, em geral, três fases que são classificadas como *estimativa* ou *ajuste*, *verificação* e *previsão* (Refsgaard, 1996; Tucci, 1998).

Um *modelo* é uma representação simplificada de um sistema complexo e consiste de um conjunto de equações simultâneas (Refsgaard, 1996; Tucci, 1998). Os modelos descrevem os

componentes básicos e mais importantes de um sistema complexo (variáveis de estado e parâmetros). Cada modelo é uma composição de algoritmos, independentemente do nome dado ao mesmo (Tucci, 1998; Singh, 2016).

A *modelagem hidrológica* pode ajudar a entender, monitorar a qualidade e a quantidade dos recursos hídricos, servindo assim como um sistema de suporte à tomada de decisões relacionadas à previsão de inundações (Beven, 2001; Pinho & Vieira, 2002; EPA, 2017). A *previsão* é a simulação do sistema pelo modelo com parâmetros ajustados para quantificação de suas respostas a diferentes entradas (Tucci, 1998). Com a crescente demanda por recursos hídricos em todo o mundo, a tomada de decisões aprimorada em um contexto de padrões climáticos flutuantes de ano para ano requer o uso de modelos aprimorados (Beven, 2012).

Já há muito tempo, tem sido reconhecido que os resultados obtidos por modelagem hidrológica de uma bacia hidrográfica dependem fortemente da qualidade dos dados de entrada (Refsgaard, 1996). O uso dos modelos visa, principalmente, tentar estimar como seria ou será a resposta do sistema estudado a eventos futuros, antecipando-os. Assim, quanto menos informações estiverem disponíveis, geralmente maiores serão as incertezas dos prognósticos dos modelos (Da Paz, 2004).

Uma das principais informações utilizada na entrada de modelos chuva-vazão é a precipitação, que representa a parte fundamental do CH (Moreira et al., 2007). Estes modelos descrevem a distribuição espacial da precipitação, as perdas por interceptação, evaporação, depressão do solo, o fluxo através do solo pela infiltração, percolação, água subterrânea, escoamento superficial, subsuperficial e no rio e formam um componente-chave em muitos sistemas de previsão (Tucci, 1998; Sene, 2016). Na modelagem chuva-vazão a área de captação é tratada como uma *caixa preta*, sem qualquer referência aos processos internos que controlam a transformação da chuva em vazão (Beven, 2012). Algumas categorias de modelos de chuva-vazão são descritas pela sua *estrutura básica* e pelos *processos espaciais dentro do modelo*. Ambos controlam a maneira como os modelos calculam o escoamento (EPA, 2017).

3.2.1 Estrutura básica

A estrutura básica dos modelo chuva-vazão é baseada nas equações governantes que um modelo usa para determinar a vazão. Suas categorias podem ser generalizadas em estruturas *empíricas*, *conceituais* e *de bases físicas*.

(1) Os *modelos empíricos*, às vezes chamados de *modelos de caixa preta*, usam relações estatísticas não lineares entre as entradas e saídas. Eles são orientados para a observação e

dependem fortemente da precisão dos dados de entrada (Kokkonen *et al.*, 2001). Para modelos de regressão simples de chuva-vazão, as entradas são chuva e vazão histórica, com saídas de vazão em uma localização específica. A equação geral que rege os modelos empíricos é uma função das entradas, conforme mostrado abaixo (EPA, 2017):

$$Q = f(X, Y) \quad (3.6)$$

onde Q = vazão e (X, Y) são conjuntos de dados de entrada de precipitação e vazão histórica.

A maioria dos modelos empíricos são *modelos de caixa preta*, o que significa que muito pouco se sabe sobre os processos internos que controlam, como os resultados da vazão são determinadas (Beven, 2012; Granata *et al.*, 2016). Alguns exemplos de modelos empíricos são: o Método *Soil Conservation Service-Curve Number* (SCS-CN), usado em *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT; Neitsch *et al.*, 2009; Singh, 2016), equações de regressão e aprendizado de máquina usado por *Artificial and Deep Neural Networks* (USDA, 1986).

(2) *Modelos conceituais* interpretam os processos de escoamento conectando componentes simplificados no CH geral. Eles são baseados em armazenamentos do reservatórios e equações simplificadas do processo hidrológico físico, que fornecem uma ideia conceitual dos comportamentos em uma bacia (EPA, 2017). Os modelos conceituais representam a equação do balanço hídrico com a conversão da chuva em escoamento, evapotranspiração e água subterrânea (Vaze, 2012). As equações gerais que regem os modelos conceituais são versões da equação do balanço hídrico que controlam a água superficial e as flutuações de armazenamento mostradas abaixo.

$$\frac{dS}{dt} = P - ET - Q_s \pm GW \quad (3.7)$$

onde dS/dt = taxa de variação do armazenamento do reservatório [mm h^{-1}]; P = precipitação; ET = evapotranspiração; Q_s = escoamento superficial e GW = água subterrânea.

Os modelos conceituais variam em complexidade dependendo da sofisticação das equações de equilíbrio usadas para representar os componentes hidrológicos (Pechlivanidis *et*

al., 2011; Beven, 2012). TOPMODEL¹, HBV², NWSRFS³ e HSPF⁴ são alguns exemplos de modelos conceituais (EPA, 2017).

(3) Já os *modelos de base física*, também chamados de *modelos baseados em processos* ou *mecanísticos*, são aqueles em que seus parâmetros possuem significado físico e os processos presentes são representados por meio de equações diferenciais baseadas nas leis físicas que regem cada passo. Equações de base física governam o modelo para representar várias partes de respostas hidrológicas reais na bacia hidrográfica (EPA, 2017). As leis e princípios gerais da física usados incluem equações de balanço hídrico, conservação de massa e energia, momentum e cinemática. A forma semi-discreta da Equação de St. Venant abaixo é usada no modelo PIHM (Qu, 2004).

$$\left(\frac{\partial h}{\partial t} = P_0 - I - E_0 - Q_{oc} + \sum_{j=1}^3 Q_s^{ij} \right)_i \quad (3.8)$$

onde $\frac{\partial h}{\partial t}$ = profundidade da água no instante t ; P_0 = precipitação [mm]; Q_s^{ij} = escoamento superficial do elemento i para j ; I = infiltração [mm]; E_0 = infiltração [mm]; Q_{oc} = interação entre o escoamento superficial e o roteamento do canal;

Um modelo de base física possui uma estrutura lógica semelhante ao sistema do mundo real. A maior força de um modelo físico é a conexão entre os parâmetros do modelo e as características físicas de captação que o tornam mais realista. Um grande número de parâmetros físicos e de processo são necessários para calibrar o modelo (EPA, 2017). Este tipo de modelo, também chamado de modelo de caixa branca, consiste, portanto, em seu nível mais básico "amigável" de um conjunto de equações diferenciais parciais, diferenciais-integrais e integrais vinculadas, juntamente com parâmetros que, em princípio, têm significados físicos diretos e podem ser avaliados por medições independentes (Refsgaard, 1996). Exemplos de modelos

¹ Topography based Hydrological Model (Beven & Kirkby, 1979; Beven *et al.*, 1984)

² Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (Bergström, 1992)

³ National Weather Service River Forecast System (Burnash *et al.*, 1973)

⁴ Hydrological Simulation Program-Fortran (Bicknell *et al.*, 2005)

físicos incluem VELMA⁵, VIC⁶, MIKE SHE⁷, PIHM⁸, KINEROS⁹ (Singh, 1995) e IHDM¹⁰ (Beven *et al.*, 1987).

3.2.2 Processos espaciais dentro dos modelos

A estrutura espacial dos processos de captação em modelos de chuva-vazão pode ser categorizada como *concentrada*, *semi-distribuída* e *totalmente distribuída*. Os modelos de chuva-vazão cobrem um amplo espectro de processos espaciais porque existem muitas maneiras de representar uma bacia hidrográfica (Beven, 2012).

(1) Um *modelo concentrado* (ou agrupado) é aquele que não considera a variabilidade espacial dentro da bacia. Tratam a área de captação como uma unidade homogênea. São usados valores médios sobre a bacia hidrográfica, como armazenamento médio do solo e quantidades uniformes de precipitação (Singh, 1995; Xu, 2002; Beven, 2012). As características de captação são definidas como sendo iguais para toda a área e muitas vezes causam a *sobre* ou *sub-parametrização*. Um único valor de saída de escoamento é calculado no ponto de saída do rio da área de captação nesses modelos (mostrado na Figura 3.6A). Um modelo concentrado é projetado para simular o escoamento total e o fluxo de água no ponto de saída, não fluxos específicos dentro de uma bacia (Rinsema, 2014). Por esse motivo, os modelos concentrados simulam adequadamente as condições de escoamento médio com tempos computacionais rápidos. Por causa dessas suposições, os modelos concentrados têm uma tendência a superestimar ou subestimar os valores de escoamento. Mudanças no uso da terra podem alterar o processo de escoamento em áreas específicas, mas um modelo concentrado faz a média dessas em toda a bacia. Todos os dados, incluindo entrada, saída e parâmetros, são constantes no espaço e no tempo em um modelo concentrado. Ao assumir homogeneidade sobre a bacia hidrográfica, os modelos concentrados perdem a resolução espacial dos dados (Vaze, 2012). Os

⁵ Visualizing Ecosystem Land Management Assessments (McKane *et al.*, 2014)

⁶ Variable Infiltration Capacity Model (Liang *et al.*, 1994)

⁷ MIKE System Hydrologique European (SHE; Abbott *et al.*, 1986)

⁸ Penn State Integrated Hydrologic Modeling System (Qu, 2004)

⁹ Kinematic Runoff and Erosion Model (Woolhiser *et al.*, 1990)

¹⁰ Institute of Hydrology Distributed Model (IHDM, Beven *et al.* 1987; Calver and Wood, 1995).

modelos empíricos e conceituais são geralmente executados espacialmente como concentrados. Devido às muitas suposições e condições médias que os modelos concentrados incorporam, eles não representam grandes bacias hidrográficas (Moradkhani & Sorooshian, 2008). Um modelo conceitual, que geralmente é um modelo do tipo concentrado, costuma ser chamado de modelo de caixa cinza (Refsgaard, 1996). Exemplos típicos de códigos de modelos conceituais concentrados são o modelo da bacia hidrográfica de Stanford (Crawford e Linsley, 1966), o modelo HBV (Bergström, 1976) e o modelo Sacramento (Burnash, 1995).

(2) Um *modelo semi-distribuído* pode adotar uma representação concentrada para sub-bacias individuais, ou seja, apenas alguns dados possuem variabilidade espacial. Esses modelos levam em consideração a variabilidade espacial em escalas menores do que os modelos concentrados, mas não calculam o escoamento em cada célula da grade (EPA, 2017). O modelo permite a subdivisão da bacia em sub-bacias, de acordo com a drenagem principal da mesma (Tucci, 1998). As sub-bacias representam características importantes em uma bacia hidrográfica e combinam vantagens de modelos concentrados e distribuídos. Modelos semi-distribuídos são classificados por seus parâmetros de entradas.

Um modelo semi-distribuído pode ter dados que são separados dentro da bacia, mas homogêneos dentro da sub-bacia (Beven, 2012). As sub-bacias podem ser divididas de várias maneiras: por declive, grupo de solo, zonas de vegetação ou uma combinação chamada Unidades de Resposta Hidráulica (HRUs) em que a região dentro da HRU responde à chuva da mesma maneira, com base em mapas de cobertura do solo (Beven, 2012; Devi *et al.*, 2015). Os modelos semi-distribuídos calculam o escoamento no ponto de fluidez para cada sub-bacia mostrada como pontos pretos na Figura 3.6B. Os benefícios de um modelo semi-distribuído são o tempo computacional rápido e a capacidade de usar menos dados e menos parâmetros do que um modelo distribuído. Uma desvantagem é a manipulação de dados de entrada. Por exemplo, dados de precipitação espacialmente distribuídos devem ser calculados dentro da sub-bacia, ou dados de pluviômetro em locais específicos devem ser distribuídos para a área usando o *método de Thiessen*. Os modelos conceituais e físicos podem ser executados de maneira semi-distribuída, dependendo dos dados de entrada. O TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979) é um modelo conceitual e semi-distribuído que usa a inclinação da superfície da terra e as características do solo para subdividir a bacia hidrográfica (Xu, 2002).

(3) Os *modelos distribuídos* são os mais complexos porque consideram a heterogeneidade espacial nas entradas e parâmetros. Separam o processo do modelo por

pequenos elementos ou células de grade. Eles também são estruturados como um modelo de base física, o que os torna mais relacionáveis ao processo hidrológico real. Cada pequeno elemento (ou célula) possui uma resposta hidrológica distinta e é calculado separadamente, mas incorpora interações com células limítrofes (ver Figura 3.6C). Direcionam o escoamento calculado de célula por célula mais próxima, com base em equações físicas usadas para determinar o caminho do fluxo e os atrasos naturais (Singh, 1995; Rinsema, 2014).

Modelos distribuídos fazem previsões que são distribuídas no espaço, com variáveis de estado que representam médias locais de armazenamento, profundidades de fluxo ou potencial hidráulico, discretizando a captação em um grande número de elementos ou quadrados de grade e resolvendo as equações para as variáveis de estado associadas a cada elemento grade quadrado. Os valores dos parâmetros também devem ser especificados para cada elemento em um modelo distribuído (Beven, 2012).

As entradas necessárias para um modelo distribuído típico são *Modelos Digitais de Elevação* (MDE); imagens de uso da terra a partir de satélites; precipitação em grade; características do solo e como elas mudam ao longo do tempo; topografia; e características da bacia hidrográfica, como dimensões e limites. As desvantagens dos modelos distribuídos são suas demandas por dados distribuídos e parâmetros calibrados para cada célula da grade. Outro ponto fraco dos modelos distribuídos é o tempo computacional necessário para executar uma simulação, que pode variar de um minuto a várias horas, dependendo dos dados de entrada, tamanho da bacia e restrições computacionais, é a razão pela qual os modelos distribuídos não são amplamente utilizados (Vaze, 2012; Rinsema, 2014). Um importante aliado dos modelos distribuídos é o Sistema de Informações Geográficas (SIG), que constitui uma poderosa ferramenta na preparação, armazenagem, análise e apresentação dos dados obtidos (Xu, 2002).

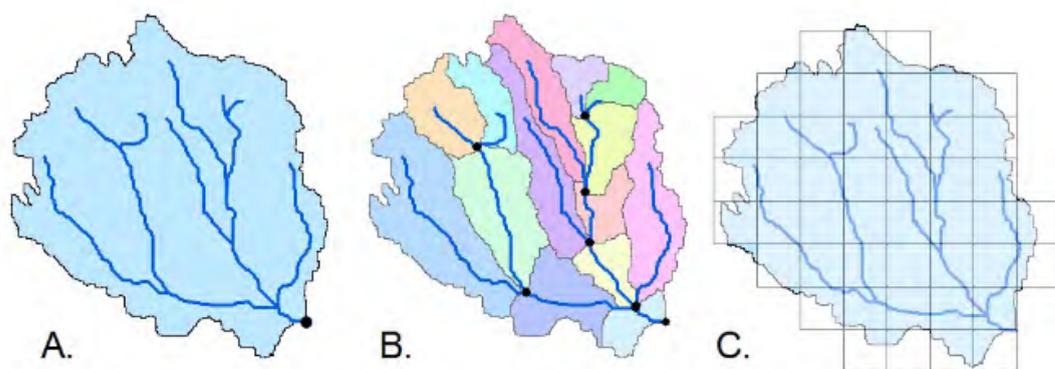


Figura 3.6: Estrutura espacial dos processos de captação em modelos de chuva-vazão: (A) *modelo concentrado*, valor do escoamento é calculado no único ponto (exutório); (B) *modelo semi-distribuído*, cada célula limítrofes possui resposta hidrológica distinta e o escoamento é calculado separadamente e

(C) *modelo distribuído*, direcionam o escoamento calculado de célula por célula mais próxima. Fonte: EPA, 2017.

Todos os outros tipos de modelos variam desde a forma determinística, usando várias informações sobre os processos físicos envolvidos, até as formas de "caixa preta", onde os processos físicos não estão envolvidos, são usados no propósito operacional para gerar sequências sintéticas de dados hidrológicos para projetos de instalação de infraestruturas hidráulicas ou para uso em previsões e alertas de inundações (Xu, 2002). A escolha de determinado tipo de modelo deve ser feita de acordo com o processo que se deseja simular. Para isto deve-se observar o embasamento teórico do mesmo, assim como a disponibilidade de dados requeridos pelo respectivo modelo (Silva, 2005; Beven, 2012).

3.2.3 Calibração de parâmetros

Cada modelo hidrológico é constituído por uma série de parâmetros especificados pelas características da bacia hidrográfica. O termo *calibrar* significa ajustar os valores dos parâmetros, dentro de um aceitável intervalo, a fim de combinar a saída do modelo (simulação/previsão) com as observações (Viessman e Lewis, 1989; Refsgaard, 1996; Singh, 2016; Lima Neto, 2019). O sucesso da aplicação de qualquer modelo depende do quão o modelo está calibrado, ou seja, ele deve ser capaz de identificar valores apropriados para os parâmetros (Duan et al., 1992). O processo de calibração dos parâmetros do modelo pode ser realizado de forma manual ou automática. A calibração manual (ou tradicional) é bastante trabalhosa e, por vezes, infrutífera. As vantagens deste método consistem no fato do usuário possuir experiência e conhecimento dos parâmetros e suas dependências com os resultados. Contudo, são utilizadas técnicas automáticas, que visam minimizar o número de execuções necessárias para encontrar um conjunto de *parâmetros ideal* (Duan et al., 1992; Franchini, 1996; Tucci, 1998; Beven, 2012).

O produto de uma simulação hidrológica consiste em um hidrograma, que é calculado pelo modelo e comparado com aquele observado. O objetivo do usuário é o de aproximar o máximo possível os dois hidrogramas por meio de índices estatísticos que facilitem a comparação dos hidrogramas. Estes índices são chamados de *funções objetivo* (FO; Tucci, 1998). As FO são apresentadas no comparativo entre dados simulados e observados e as diferenças entre os dois, podem ser positivas ou negativas, superestimando ou subestimando os valores do escoamento (Lima Neto, 2019). Tal processo, pode ser observado na Figura 3.7. Variadas têm sido as FO usadas nestes processos de ajuste dos hidrogramas (Silva, 2010; Salviano, 2019), cada uma delas tem um aspecto a ser considerado (Gupta et al, 1998). Para Collischonn & Tucci (2003), estas funções procuram avaliar a qualidade do ajuste. Neste caso, a FO deve buscar medir a discrepância entre estes valores para que o *erro* seja minimizado. Segundo Tucci (1998), as principais FO utilizadas na modelagem hidrológica são: *função quadrática* (Equação 3.9), *função módulo* (Equação 3.10), *função inversa* (Equação 3.11) e *função relativa* (Equação 3.12):

$$F_1 = \sum_{t=1}^N (Q_{obs}^t - Q_{sim}^t)^2 \quad (3.9)$$

$$F_2 = \sum_{t=1}^N |Q_{obs}^t - Q_{sim}^t| \quad (3.10)$$

$$F_3 = \sum_{t=1}^N \left(\frac{1}{Q_{obs}^t} - \frac{1}{Q_{sim}^t} \right)^2 \quad (3.11)$$

$$F_4 = \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{obs}^t - Q_{sim}^t)^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{obs}^t)^2} \quad (3.12)$$

onde N = número total do período analisado; Q_{sim}^t = vazão simulada no instante t e Q_{obs}^t = vazão observada no instante t .

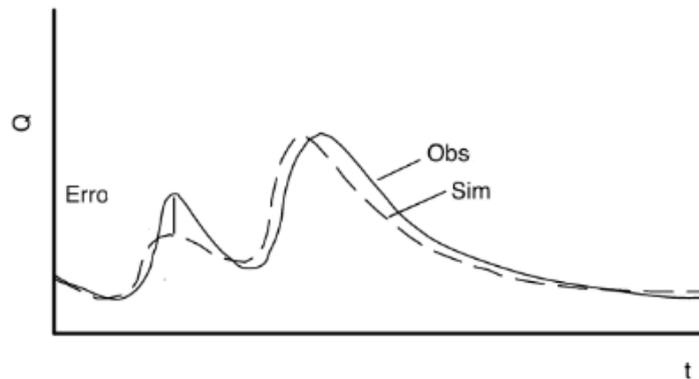


Figura 3.7: Comparação entre dois hidrogramas em função do tempo (t). Na imagem *Obs* indica o hidrograma de vazão observada (linha contínua) e *Sim* indica o hidrograma de vazão simulada (linha tracejada), a diferença entre os dois hidrogramas corresponde ao *Erro*. Fonte: adaptado de Beven, 2012.

Existem outras FO que podem ser utilizadas, dependendo do problema proposto pelo usuário (Beven, 2001; Silva, 2010; Muhammed, 2012). É comum um modelo ajustar bem as vazões máximas, como o índice *Nash–Sutcliffe Efficiency* (NSE , Equação 3.13; Nash e Sutcliffe, 1970), tradicionalmente o mais utilizado na modelagem hidrológica e superestimar (ou subestimar) as vazões mínimas (Tucci, 1998; Silva e Kobiyama, 2007; Singh, 2016). Contudo o NSE pode variar de $]-\infty; 1]$, onde o valor 1 é considerado ótimo (ajuste perfeito; (Moriasi et al., 2007); $NSE > 0.75$ são considerados “bons”; $0.36 < NSE < 0.75$ são considerados “aceitáveis”; $NSE \leq 0$ possuem resultados distantes dos valores observados (Rocha Filho, 2010; Lima Neto, 2019; Salviano, 2021).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{sim}^t - Q_{obs}^t)^2}{\sum_{t=1}^N (Q_{obs}^t - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (3.13)$$

onde $\overline{Q_{obs}}$ = média da vazão observada ao longo de todo período analisado.

A pesquisa em métodos de calibração automáticas (técnicas interativas) na busca de mínimos globais nos modelos hidrológicos chuva-vazão levou ao desenvolvimento vários outros métodos, como exemplo cita-se o *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE) method (Beven & Binley 1992), o procedimento de Monte Carlo (Ratto *et al.*, 2001; Beven, 2009; Razmyan & Lotfi, 2012), o *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA) method (Duan *et al.*, 1992), dentre outros (Tucci, 1998; Gupta *et al.*, 2009). Detalhes sobre as técnicas utilizadas para realizar as etapas de calibração e validação serão apresentados na seção 4.4.

O termo *validação* consiste em comprovar se um modelo específico pode produzir resultados de simulação dentro da faixa de precisão especificada nos critérios de desempenho para o estudo particular. A validação tradicional baseada na comparação de vazões simuladas com vazões observadas na saída da bacia ainda permanece a única opção em muitos casos práticos (Refsgaard, 1996; Singh, 2016; Fujita, 2018).

3.2.4 Análise de sensibilidade

A utilização de técnicas interativas (automáticas) para otimizar os parâmetros de um modelo, deve ser precedida por um estudo de análise de sensibilidade (AS) e importância destes parâmetros. Os parâmetros, por sua vez, devem ser estabelecidos limites de suas variações. No entanto, apenas um número reduzido de parâmetros é responsável pela maior parte das modificações causadas nas saídas de modelos (Tucci, 1998; Brighenti *et al.*, 2017).

Segundo Saltelli *et al.* (2004) a AS é o estudo de como a incerteza na saída de um modelo (numérico ou não) pode ser distribuída, qualitativa ou quantitativamente, a diferentes fontes de incerteza na entrada do modelo, incluindo parâmetros do modelo, forçantes, condições iniciais, etc. Nesta perspectiva, um dos principais objetivos da AS, é expressar a influência de diferentes parâmetros do modelo sobre as estimativas de vazão (Saltelli *et al.*, 2000; Beskow *et al.*, 2011). Os parâmetros são amostrados a partir de uma distribuição de parâmetros anteriores pelo uso de métodos disponíveis, como amostragem aleatória de Monte Carlo (MC), amostragem de Importância ou amostragem de Hipercubo Latino (McKay *et al.*, 1979; Ratto *et al.*, 2001, 2007). Uma das formas básicas de testar a sensibilidade a diferentes tipos de saída é por meio de “*gráficos de pontos*”, que representam a dispersão do valor do parâmetro versus a saída do modelo, geralmente uma FO (Beven, 2012; Singh, 2016). A descrição da técnica utilizada para testar a sensibilidade dos parâmetros do modelo selecionado neste estudo, é apresentada na sub-seção 4.4.2.

3.3 Técnicas de sensoriamento remoto para modelagem hidrológica

Considerações físicas

Sensoriamento remoto (SR) pode ser definido como a técnica de obtenção de informações sobre um objeto, área ou fenômeno sem nenhum contato físico com o alvo a ser investigado (Refsgaard, 1996; Singh, 2016). As informações podem ser obtidas por meio da radiação eletromagnética (REM) ou por fontes artificiais (radar ou satélites). A REM é o meio pelo qual a energia eletromagnética é propagada na forma de ondas.

Satélites são veículos localizados no espaço que orbitam a Terra. Neles são instalados sensores que detectam a REM em determinados comprimentos de onda e carregam uma variedade de equipamentos de comunicação com objetivo de monitorar alvos específicos na Terra. Cada componente do ciclo hidrológico (CH) tem seu sinal distinto e responde a diferentes bandas do espectro eletromagnético (EEM; Kumar & Reshmidevi, 2013; Singh, 2016; Sheffield *et al.*, 2018). É conveniente diferenciar entre duas grandes classes de satélites na modelagem hidrológica: satélites de recursos terrestres e satélites ambientais (Refsgaard, 1996).

O início do uso de técnicas de SR com propósitos práticos em estudos hidrológicos pode ser vinculado ao lançamento de sistemas de satélite como o *Landsat Multispectral Scanner* (MSS) da *US National Aeronautics and Space Administration* (NASA), lançado em 1972 e o *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) da *US National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), lançado em 1978, fornece informações para estudos hidrológicos, oceanográficos e meteorológicos em 5 bandas espectrais e com 1,1 km de resolução (Holben, 1986; Refsgaard, 1996; Loveland *et al.*, 2000). Os sensores usados em técnicas de SR podem ser classificados em *ativos* e *passivos*. Os *sensores passivos* registram a REM recebida da atmosfera, superfície terrestre e oceanos, enquanto os *sensores ativos* transmitem um sinal (REM por exemplo) para a atmosfera e registram os retornos. A característica da energia refletida, recebida na antena do sensor depende das propriedades do alvo, distância da antena e o comprimento de onda dos sinais.

Aplicações hidrológicas

Estimativas de medição da precipitação de alta resolução (no tempo e no espaço) são necessárias para várias aplicações (Joyce *et al.*, 2004). Para atingir essas altas resoluções, têm sido combinadas imagens de infravermelho (IV) com ecos de microondas passivos (PMW) com

a finalidade de produzir estimativas de precipitação (Alsumaiti *et al.*, 2020), dando origem a várias técnicas e diferentes produtos (Joyce *et al.*, 2010).

Os produtos operacionais atuais de sensor único e multi-satélite, bem como vários produtos combinados incluem a *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM) *Multi-Satellite Precipitation Analysis* (TMPA; 0,25°, 3 horas; Huffman *et al.*, 2007), que se baseia em *infravermelho térmico* (TIR)-precipitação estimada calibrada com radar de precipitação e fundido com o gerador de imagens por microondas TRMM *Microwave Imager* (TMI) e outros dados passivos de microondas, por exemplo o *Special Sensor Microwave Imager Sounder* (SSMIS; sucessor do SSM/I; Ferraro & Marks, 1995); *Advanced Microwave Sounding Unit* (AMSU), *Microwave Humidity Sounder* (MHS); *Precipitation Estimation from Remote Sensed Information using Artificial Neural Networks* (PERSIANN, 0.25°, 1 hora; Hsu *et al.*, 1997) é baseado em TIR e usa sensores passivos de microondas (TMI, SSM/I e AMSU) para treinar uma rede neural para estimar as taxas de chuva; e *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMAP; 0,1°, por hora; Aonashi *et al.*, 2009), que combina microondas passivas, incluindo TMI, SSM/I e AMSU, e outras (Sene, 2016; Pereira Filho *et al.*, 2018; Sheffield *et al.*, 2018). Por exemplo, numa das abordagens utilizada neste estudo, o *CPC MORPHing technique* (CMORPH, 0,07°, 30 min;) da NOAA (Joyce *et al.*, 2004), as estimativas de precipitação de instrumentos PMW de uma série de satélites em órbita polar são combinadas e propagadas durante os períodos entre viadutos de satélite com base em observações IV de satélites geoestacionários.

Evapotranspiração (ET) é uma variável de grande importância na modelagem hidrológica, mas não pode ser medida diretamente por técnicas de SR (Refsgaard, 1996). A aplicação de técnicas de SR na estimativa de ET é limitada à estimativa das condições de superfície como albedo, radiação solar de entrada, umidade do solo, características da vegetação como *Índice de Vegetação por Diferença Normalizada* (NDVI) e *Índice de Área Foliar* (LAI), e a temperatura da superfície (Kumar & Reshmidevi, 2013; Singh, 2016). A estimativa precisa da ET é essencial para projetar potenciais mudanças no ciclo hidrológico global em diferentes cenários de mudanças climáticas (Teuling *et al.*, 2009). Para estimar a ET terrestre global a missão *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), também abordado neste estudo, fornece conjuntos de dados em grades regulares de 1 km² em intervalos de 8 dias, mensais e anuais (Kustas *et al.*, 1995; Su, 2002; Kalma *et al.*, 2008; Kumar & Reshmidevi, 2013; Sene 2016; Sheffield *et al.*, 2018).

No *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) *Data Collection Platform* (DCP), um sistema baseado em microprocessador coleta dados hidrometeorológicos,

incluindo precipitação, temperatura do ar e nível de água dos sensores. O DCP processa, armazena e transmite os dados mediante solicitação a um *data center* central por meio de satélites GOES. As unidades funcionam com bateria e usam painéis solares para recarga, o que permite que sejam localizadas em áreas remotas. A Figura 3.8 ilustra como é realizado o processo de coleta e transmissão de dados hidrológicos por satélite para posteriores análises (Finney *et al.*, 1979; Viessman, 1989).

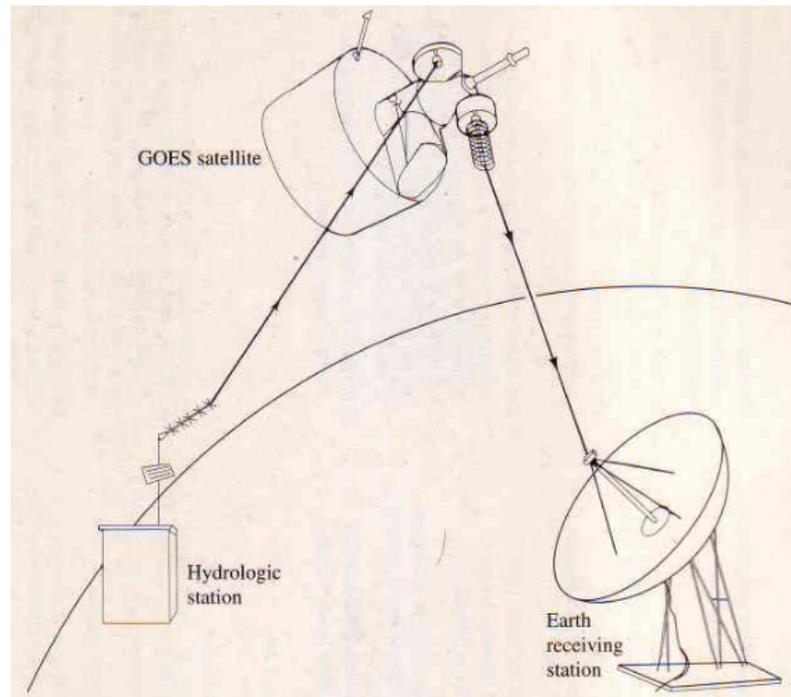


Figura 3.8: Operação de coleta e transmissão de dados hidrológicos por satélite. Na imagem um rádio transmissor da estação hidrológica transmite dados para o satélite GOES e um data center que recebe o sinal transmitido pelo satélite. Fonte: Viessman, 1989.

O principal valor do SR é sua capacidade de fornecer cobertura regional e, ao mesmo tempo, fornecer medições pontuais. Em combinação com sistemas de informação geográfica (SIG), o SR baseado em satélite oferece uma opção de gerenciamento de dados, possibilitando assim o mapeamento das características de uma bacia hidrográfica (Viessman, 1989; Refsgaard, 1996). O *Synthetic Aperture Radar* (SAR) é um exemplo de uma abordagem de detecção ativa que combina imagens sucessivas ao longo da trilha do satélite para simular uma antena de radar de alta resolução e conseqüentemente gerar *Modelo Digital de Elevação* (MDE) da superfície da Terra.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Na seção 4.1 deste capítulo estão descritas as características da área de atuação do estudo (BHRL) para realização das simulações com TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979). Em seguida é descrito o modelo hidrológico TOPMODEL (seção 4.2). Diferentes conjuntos de dados derivados das técnicas de SR baseados em satélite, utilizadas para estimar precipitação, como o GPM-IMERG (Huffman *et al.*, 2015) e CMORPH (Joyce *et al.*, 2004), para estimar a vazão (GLDAS; Rodell *et al.*, 2004), a ETp (MOD16; Mu *et al.*, 2011) e delinear a bacia hidrográfica a partir do modelo digital de elevação (MDE) são apresentados na seção 4.3. Dados do MDE da missão SRTM (resolução ~ 90 m) foram utilizados para calcular o índice topográfico da bacia, entrada básica do TOPMODEL para simulação da vazão. Por último, são apresentados os critérios utilizados para avaliação de desempenho do TOPMODEL na seção 4.4.

4.1 Descrição da área de estudo

O rio Limpopo (RL) com cerca 1.760 Km de comprimento, tem sua nascente na África do Sul, possui uma bacia hidrográfica com uma área de drenagem de aproximadamente 415.000 Km² de extensão e com o exutório no oceano Índico (Figura 4.1). A bacia hidrográfica do rio Limpopo (BHRL) com 27 maiores sub-bacias é uma das 63 bacias transfronteiriças de África e a quarta maior do sul da África, depois das bacias do Congo, Zambeze e Orange. Localiza-se, aproximadamente, entre as latitudes 20°S-26°S e longitudes 25°E-35°E. A bacia abriga cerca de 14 milhões de pessoas que se encontram distribuídos em quatro países ribeirinhos, nomeadamente nordeste da África do Sul (45%), sudeste do Botswana (19%), sul do Zimbábue (15%) e sul de Moçambique (21%) onde o rio deságua no sudoeste do Oceano Índico (OI) perto da cidade de Xai-Xai (Chilundo & Kelderman, 2008; LBPTC, 2010; Zhu & Ringler, 2012; Siteo *et al.*, 2015; Rapolaki, 2020) e o estuário que se forma estende-se desde a costa a aproximadamente 35 km para o interior (Siteo & Qwist-Hoffman, 2013).

Quanto à sua topografia, a BHRL divide-se em três regiões principais: o *Alto Limpopo*, o *Médio Limpopo* e o *Baixo Limpopo*. Os rios mais importantes do ponto de vista das contribuições para o escoamento são os rios *Crocodilo* e *Elefantes* na África do Sul e o rio *Umzingwane* no Zimbábue. Apenas um único afluente em Moçambique, o rio *Changane*, que contribui com uma pequena percentagem do escoamento para o RL (Brito *et al.*, 2009; LBPTC, 2010; Siteo & Qwist-Hoffman, 2013; DNGRH, 2017).

O presente estudo centra-se na parte moçambicana da BHRL, sendo que, três afluentes (sub-bacias) juntam-se ao RL. O *rio Nuanetzi*, nascendo inteiramente no Zimbábue, junta-se ao RL depois de correr cerca de 60 km em Moçambique; o *rio Changane*, localizada inteiramente em Moçambique numa zona árida a semi-árida com pouca chuva (nascendo perto da fronteira com o Zimbabué) junta-se ao RL próximo a sua foz na costa e perto da cidade de Xai-Xai; e o *rio dos Elefantes* proveniente da região montanhosa e rochosa da África do Sul (Maria Perreira, 2004; Brito et al., 2009; Chilundo et al., 2008; DNGRH, 2017).

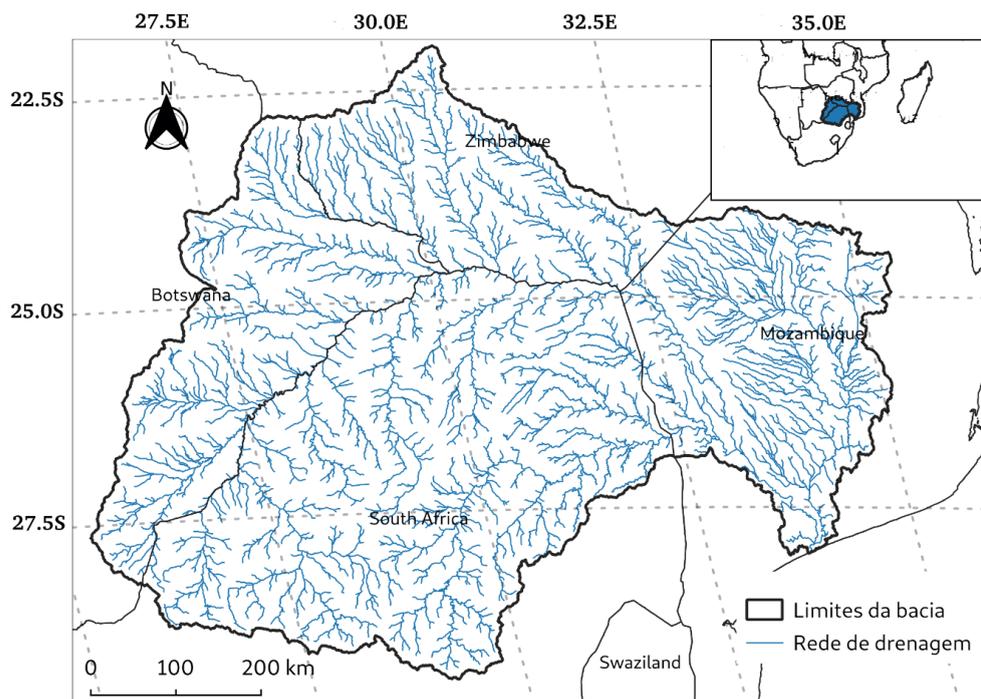


Figura 4.1: Mapa da bacia hidrográfica do rio Limpopo. Estão indicados na figura os limites da bacia (contorno preto), os rios principais são representados por finas linhas azuis (rede de drenagem), a escala de distância (km), os contornos geográficos, indicador de estágio é representado por um triângulo preto. As longitudes são representadas no eixo das abcissas e as latitudes no eixo das ordenadas. Fonte: Autor.

4.1.1 Clima e sistemas de circulação

Pelo critério de Thornthwaite, o clima da parte moçambicana da bacia varia de *árido* (E) perto da fronteira, *semi-árido* (D) na região central, *megathermal seco sub-úmido* (C1) na parte inferior da bacia (INGC *et al.*, 2003; Brito *et al.*, 2009; Siteo & Qwist-Hoffman, 2013). A *temperatura* está fortemente relacionada com a topografia da bacia. Sendo que a média anual na parte moçambicana varia de 23 a 26°C (Brito *et al.*, 2009; Siteo & Qwist-Hoffman, 2013). Na região do Chókwè, varia entre um máximo absoluto de 44°C e um mínimo médio mensal de 11,2°C em Julho, com um mínimo absoluto de 3°C (Zhu & Ringler, 2012; DNGRH, 2017).

A *precipitação* é altamente sazonal e desigualmente distribuída espacialmente. Sua média anual na bacia é de cerca de 530 mm ano⁻¹, variando de 400 mm ano⁻¹ nas áreas quentes e secas do oeste e central a 1.600 mm ano⁻¹ na parte central-sul da bacia e ocorre principalmente nos meses de verão (outubro a março), janeiro sendo normalmente o mês mais chuvoso. A precipitação média na parte moçambicana da bacia é de cerca de 560 mm ano⁻¹. A sub-bacia de Changane é a região com a menor quantidade de precipitação. A sub-bacia dos Elefantes possui a média anual mais elevada em toda a BRL (Zhu & Ringler, 2012; DNGRH, 2017).

A evaporação varia de 1.700 a 2.300 mm ano⁻¹, uma taxa maior do que a precipitação. Evapotranspiração potencial (ETp) de acordo com a fórmula Penman é de 1.200 a 1.700 mm ano⁻¹ (DNGRH, 2017). Os valores mais altos são registrados nos meses de janeiro e fevereiro e os mais baixos em junho e julho (Brito *et al.*, 2009; LBPTC, 2010). A umidade relativa média anual varia muito pouco entre 65 e 70%. As altas taxas de evapotranspiração, fazem com que a maior parte da chuva não contribua para o fluxo do rio ou recarga das águas subterrâneas (Zhu & Ringler, 2012; WMO, 2012; Rapolaki, 2020). Contudo, existem poucos dados sobre evaporação em Moçambique.

Principais sistemas sinóticos

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCME), os *Tropical-Temperate-Troughs* (TTTs), *Angola-Benguela Frontal Zone* (ABFZ), depressões e ciclones tropicais (CT), às frentes frias, o El Niño Oscilação Sul (ENSO) e La Niña fazem parte da lista dos principais sistemas sinóticos responsáveis pela produção de maior quantidade de chuva na região da África Austral durante os meses de verão (INGC *et al.*, 2003; Reason, 2015; Manhique *et al.*, 2015; Rapolaki, 2020). A *Baixa de Angola* (AL) atua como a região fonte para as TTTs que trazem grande parte das chuvas de verão. Coletivamente, os TTTs formam a Zona de Convergência do Sul do Oceano Índico (ZCSI; Cook, 2000; Manhique *et al.*, 2015) e fazem contribuições significativas para as chuvas sazonais, assim como as tempestades aleatórias de massa de ar (Rapolaki, 2020). A *South Indian High e Continental Low* (SIHCL) também interagem com os TTTs para trazer chuvas para a região da BRL (Van den Heever, 1997; LIMCOM, 2013). Quando as condições de La Niña prevalecem, as temperaturas da superfície do mar (TSM) no oeste do Oceano Índico (OI) tendem a ser abaixo do normal e as TTTs ancoram no continente próximo a 25°E para produzir chuvas em Moçambique (Jury *et al.*, 2004). Durante os eventos do El Niño, os TTTs mudam para o leste para aproximadamente 55°E para que a subsidência associada a alta pressão anômala e falta de chuva domine o sudeste da África (Jury *et al.*, 2004; Reason, 2007). Anomalias da TSM quente

(fria) sobre o OI e anomalias de TSM fria (quente) ao sul de Madagascar, que ocorrem frequentemente durante ENSO (La Niña), têm sido associadas a condições secas (cheias) na maior parte de África do Sul (INGC *et al.*, 2003; Shaviraachin, 2005; Manhique *et al.*, 2011; Rapolaki, 2020). A ZCIT estende-se para sul durante os meses de verão do hemisfério sul (estação úmida) trazendo chuvas tropicais para as franjas do norte da BHRL, contribuindo assim para os padrões de clima divergentes na bacia (INGC *et al.*, 2003; LIMCOM, 2013). A Figura 4.2 mostra esquematicamente as localizações dos sistemas descritos acima.

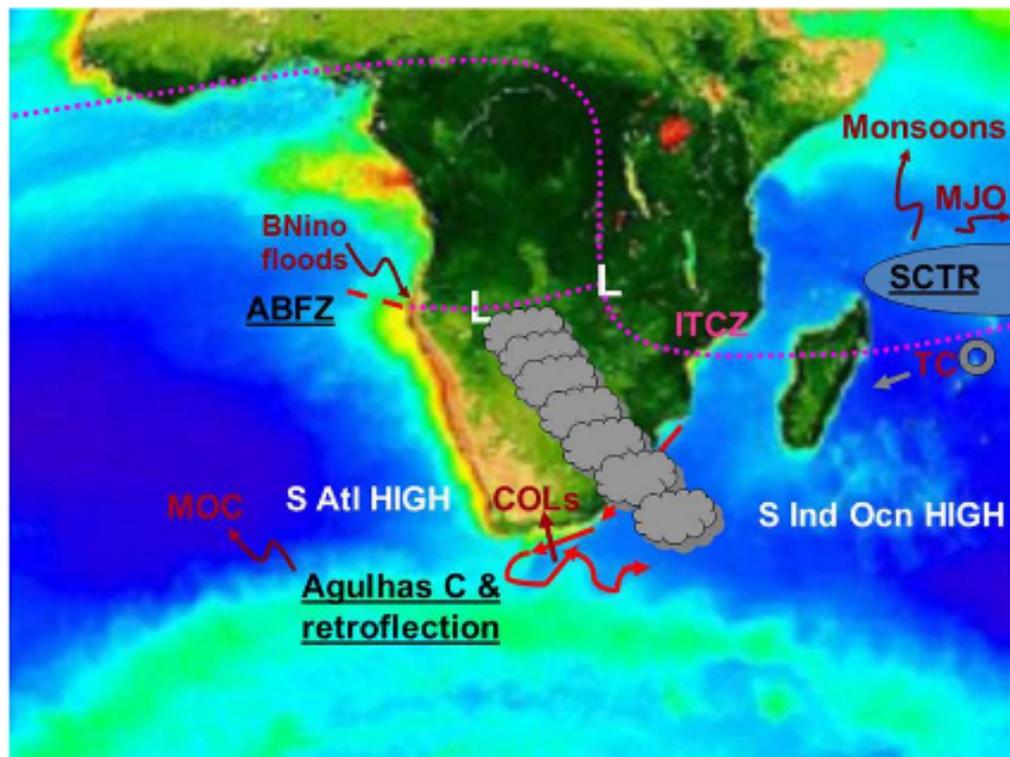


Figura 4.2: Principais características de circulação importantes para as chuvas do sul da África durante o verão. Baixa de Angola (L), zona de convergência intertropical (ITCZ), bandas de nuvens, Zona Frontal Angola-Benguela (ABFZ), Corrente das Agulhas e região de retroflexão, Seychelles-Chagos Thermocline Ridge (SCTR), Meridional Overturning Circulation (MOC), corte de baixa inundação induzida denotado por COLs, ciclones tropicais (TC), Oscilação de Madden Julian (MJO), Benguela Niño induzido por inundações (BNino). Fonte: Reason, 2015.

4.1.2 Hidrologia e infraestruturas hidráulicas

A hidrologia da BHRL é caracterizada por escoamentos repentinos nas cabeceiras e escoamentos altamente sazonais com a maioria dos riachos e uma boa parte do canal principal tendo um leito de rio seco durante os meses da estação seca (WMO, 2012). Dado que Moçambique partilha porções das sub-bacias com países vizinhos, recebe fluxos a montante, bem como os fluxos que provêm do curso principal do RL (Siteo & Qwist-Hoffman, 2013). O

RL chega a secar oito meses ao ano devido ao aumento das abstrações nos países de montante (FAO-SAFR, 2004).

O escoamento total anual do RL é estimado em cerca de 5.200 Mm³ dos quais apenas 400 Mm³ são gerados em Moçambique, ou seja, a parte moçambicana contribui com cerca de 10% (FAO-SAFR, 2004; Brito et al., 2005). A maior sub-bacia dentro do território moçambicano é a do rio Changane (não abordada neste estudo). Ela é caracterizada por um escoamento muito baixo e com longos períodos secos.

A litologia das sub-bacias em Moçambique compreende principalmente areias e cascalhos, bem como silte, lama e argila derivados do Terciário, Cretáceo e da formação Vulcânica do Alto Karoo. Os solos são definidos por uma acumulação de sais de sódio e com uma camada sub-superficial que também contém uma quantidade significativa de argila acumulada (Siteo & Qwist-Hoffman, 2013).

As principais estruturas hidráulicas que influenciam o fluxo do rio em Moçambique são a usina hidrelétrica (UHE) de Massingir, no rio dos Elefantes; a açude de Macarretane (no RL); o regadio de Chókwe e; o regadio de Baixo Limpopo. A agricultura é o sector com a maior utilização da água superficial na bacia (DNA, 1996).

4.1.3 Estações hidrometeorológicas

Em Moçambique, a *Administração Regional de Águas do Sul* (ARA-Sul) é responsável por recolher e gerir dados hidrometeorológicos, com estações telemétricas e manuais segundo Asante et al. (2007) e LBPTC (2010). E de acordo com Siteo & Qwist-Hoffman (2013), atualmente estão em funcionamento seis (6) estações *pluviométricas* e quatro (4) *hidrométricas*, com registros de dados desde 1948 até o presente. Os dados de evaporação observados na bacia, existem apenas no reservatório de Massingir.

Para este estudo, foram selecionados dados de três (3) estações pluviométricas e 3 hidrométricas localizadas no trecho principal do rio, uma vez que apresentavam registros completos para o período estabelecido nos objetivos do trabalho (entre 2000 e 2015). Os detalhes de cada uma das estações utilizadas neste estudo podem ser vistos nas Tabelas 4.1 e 4.2. O vandalismo e a falta de manutenção dos equipamentos danificados, são citados como sendo os principais problemas que afetam o não funcionamento de algumas estações, produzindo assim frequências de amostragens inconsistentes (LBPTC, 2010; WMO, 2012; DNGRH, 2017).

Tabela 4.1: Estações pluviométricas na porção moçambicana da BHRL, com resolução temporal de 24 horas. Colunas da esquerda para a direita: código da estação, nome da estação, o rio, latitude, longitude e altitude. Fonte: dados provenientes de <https://www.ara-sul.gov.mz>.

Código	Nome da estação	Rio	Lat. (°)	Long. (°)	Altitude (m)
P-393	Combomune	Limpopo	23°28'00"S	32°34'00"E	78
P-260	Chókwè	Limpopo	24°31'34"S	33°00'00"E	24
P-864	Xai Xai	Limpopo	25°02'00"S	33°38'00"E	2

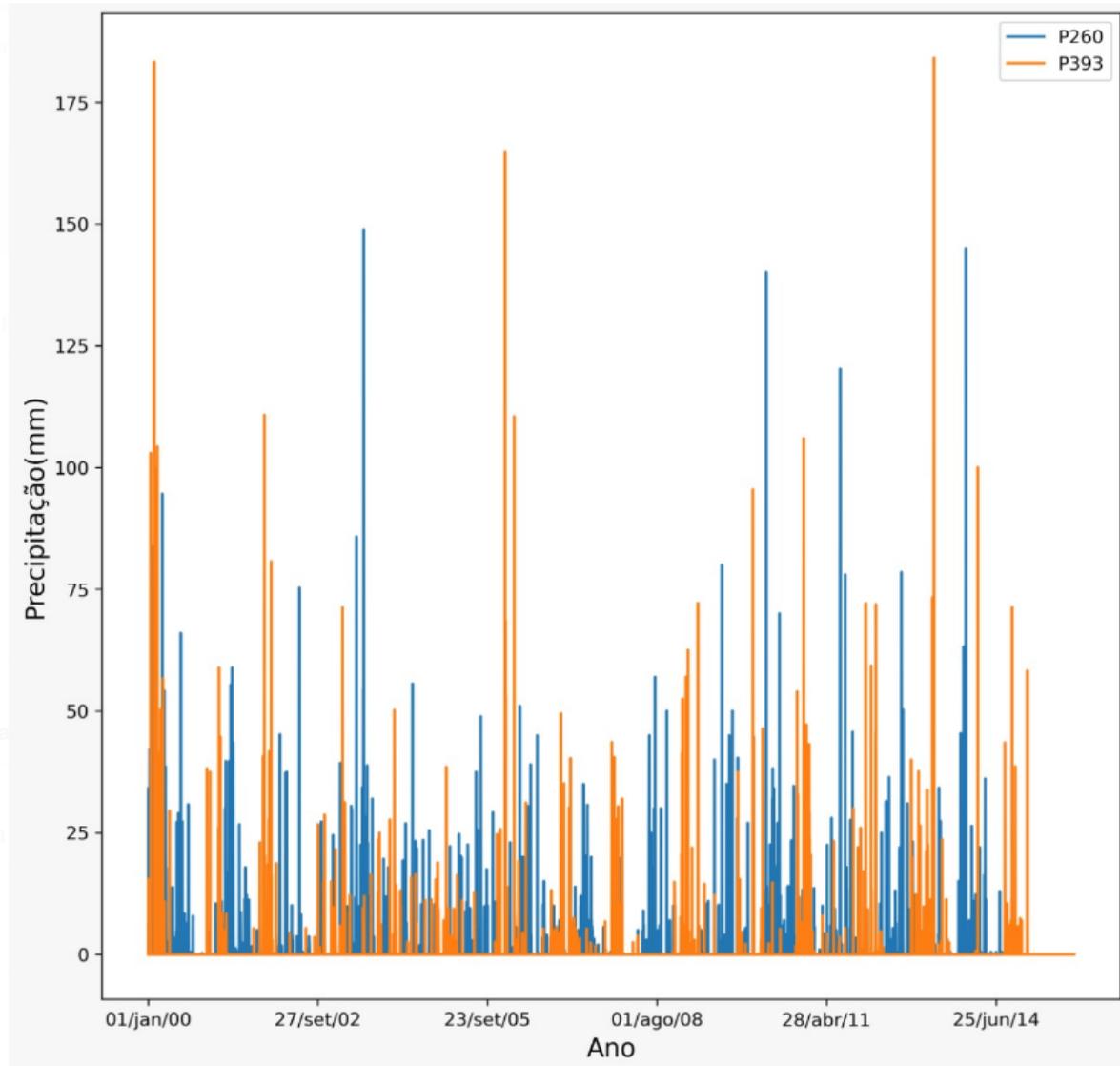


Figura 4.3: Evolução temporal da precipitação diária (mm) observada na porção moçambicana da BHRL entre 2000 e 2015. P260 indica as precipitações observadas na estação de Chókwè (linha amarela) e P393 indica as precipitações observadas na estação de Combomune (linha azul). Fonte: Autor.

Tabela 4.2: Estações hidrométricas na porção moçambicana da BHRL, com resolução temporal de 24 horas. Colunas da esquerda para a direita: código da estação, nome da estação, o rio, latitude, longitude e altitude. Fonte: dados provenientes de <https://www.ara-sul.gov.mz>.

Código	Nome da estação	Rio	Área de drenagem (km ²)	Nível de Alerta (m)	Lat. (°)	Long. (°)
E-33	Combomune	Limpopo	257.353	4,5	23°25'00''S	32°26'00''E
E-35	Chokwe	Limpopo	342.979	5,0	24°30'10''S	33°00'25''E
E-38	Xai-Xai	Limpopo	411.338	4,3	25°01'30''S	33°38'00''E

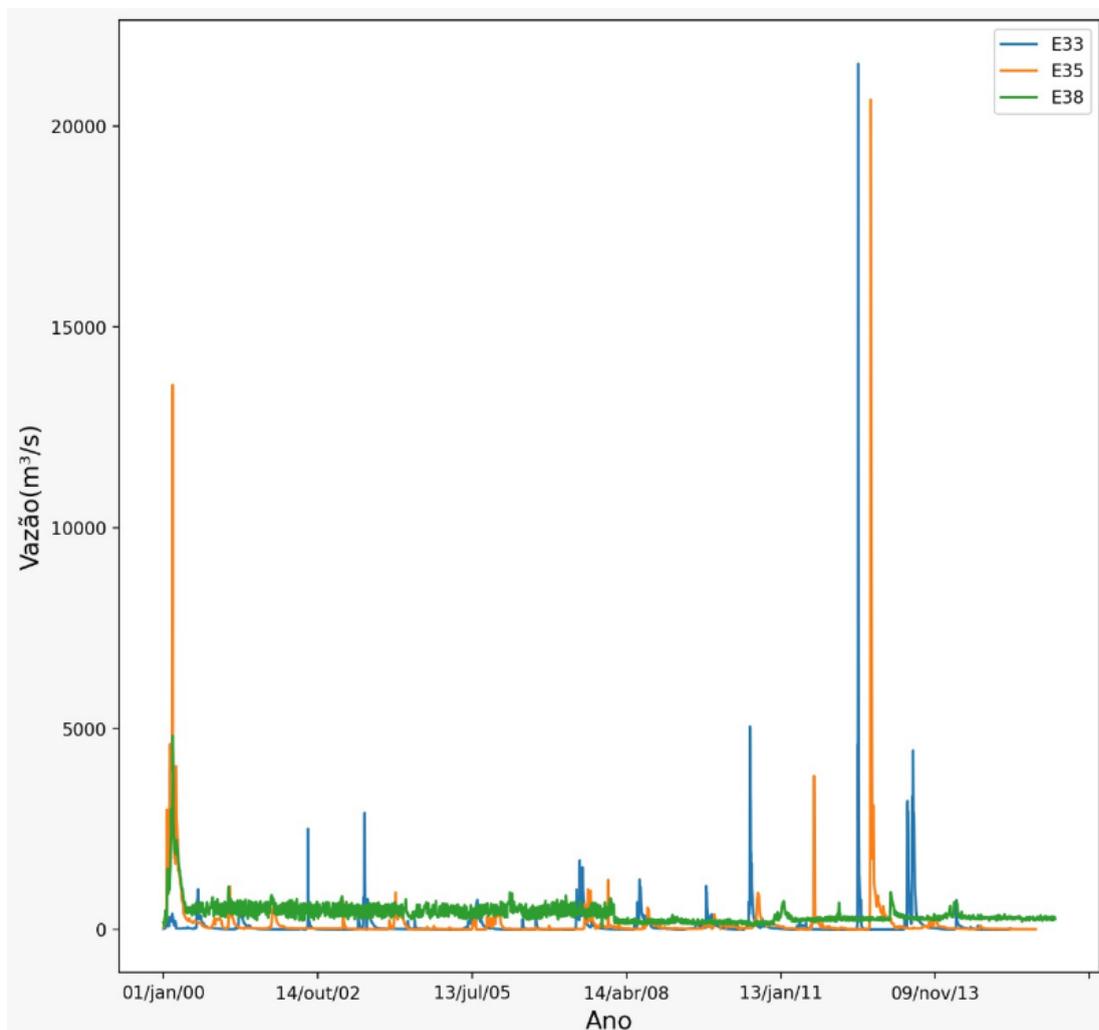


Figura 4.4: Evolução temporal da vazão diária (m³/s) observada na porção moçambicana da BHRL entre 2000 e 2015. E33 indica as vazões observadas na estação de Combomune (linha azul), E35 indica as vazões observadas na estação de Chókwè (linha amarela) e E38 indica as vazões observadas na estação de Xai-Xai (linha verde). Fonte: Autor.

Para realização das simulações com o modelo hidrológico TOPMODEL, as 3 sub-bacias selecionadas para este estudo, foram delimitadas pelos algoritmos do *System for Automated Geoscientific Analyses* (SAGA¹¹) do software livre QGIS, *Quantum Geographic Information System*. De seguida foram calculadas as áreas de drenagem e comparadas com os dados das estações hidrométricas da ARA-Sul. Pode ser observado na Figura 4.5 o resultado da aplicação dos algoritmos, bem como as localizações dos pontos de medição da vazão utilizados da delimitação das sub-bacias selecionadas. Um *Diagrama Unifilar* das 3 sub-bacias, onde se encontram instaladas as estações, é exibido na Figura 4.6. A montagem do diagrama foi realizada no QGIS e no Microsoft Word.

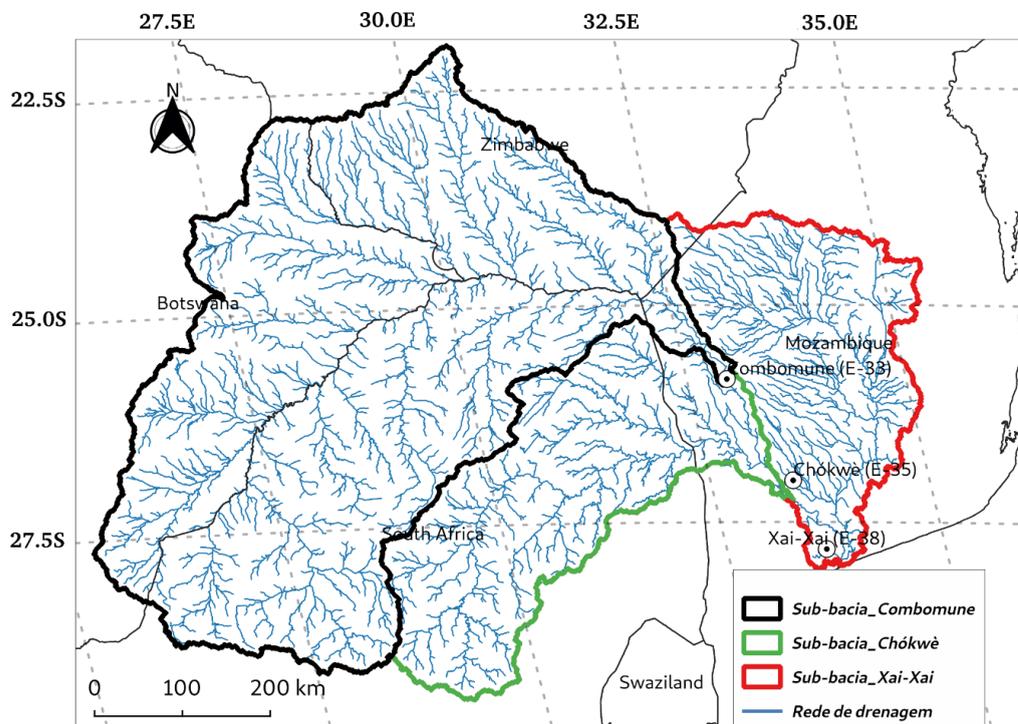


Figura 4.5: Delineação das sub-bacias da porção moçambicana da BHRL. Estão representados os limites geográficos, rios principais (finas linhas azuis), áreas de drenagem a montante dos pontos de monitoramento de vazão. As latitudes estão indicadas no eixo das ordenadas e as longitudes indicadas no eixo das abcissas. Fonte: Autor.

¹¹ SAGA é um software híbrido, multi-plataforma da QGIS livre (<http://www.saga-gis.org/en.html>)

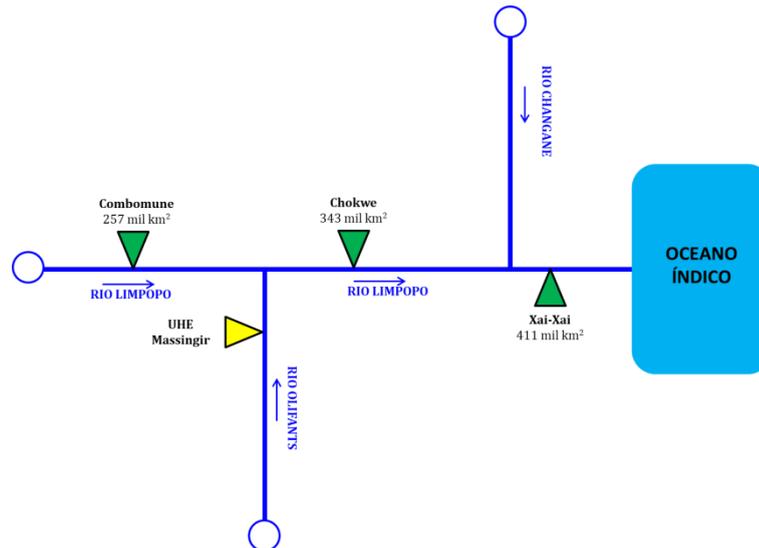


Figura 4.6: Diagrama unifilar da BHRL. O rio principal é representado no diagrama com uma linha azul, seus afluentes também de mesma cor e espessura, a direção do fluxo é representada por uma flecha. As áreas de drenagem (km²) são representadas pelos triângulos verdes e o triângulo amarelo representa a UHE de Massingir. Fonte: Autor.

Dada extensão de dados faltantes e inconsistentes na série de dados pluviométricos (Figura 4.3) e hidrométricos (Figura 4.4), inexistência de dados de evapotranspiração (ETp) no banco de dados fornecidos pela ARA-Sul, fez com que a pesquisa se baseia-se totalmente em dados de SR por satélite. Para a série de dados de chuva, foram utilizadas duas estimativas globais, nomeadamente GPM-IMERG (Huffman *et al.*, 2015) da NASA e CMORPH (Joyce *et al.*, 2004) da NOAA, dados de ETp do produto MOD16 (Mu *et al.*, 2011) da missão MODIS e os dados de vazão provenientes do modelo global GLDAS (Rodell *et al.*, 2004). A descrição de cada uma dessas técnicas de SR, utilizadas como dados de entrada no modelo TOPMODEL é apresentada na seção 4.3.

4.2 O modelo hidrológico TOPMODEL

TOPMODEL (a *Topography-based hydrological Model* – TOPMODEL), desenvolvido inicialmente por Beven & Kirkby (1979) é um modelo hidrológico do tipo chuva-vazão, classificado como conceitual e semi-distribuído baseado na área variável de contribuição à formação do escoamento superficial. Foi um dos primeiros modelos a fazer uso explícito de dados topográficos na sua formulação e, portanto, o nome do modelo (Beven *et al.*, 1984, 2021). É considerado semi-distribuído porque somente os parâmetros relacionados à topografia são distribuídos, os demais parâmetros como transmissividade, condutividade e outros, são considerados constantes para toda a bacia. A influência da topografia da bacia na geração de escoamento superficial é considerada, no modelo, através do índice topográfico, calculado a partir de um MDE (Varrela & Campana, 2000; Silva, 2007; Pena & Neto, 2015; Salviano, 2019). O modelo é baseado no armazenamento e é constituído por uma série de reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento. Esta série de reservatórios representa a resposta média da saturação do solo em uma sub-bacia homogênea. A fonte dominante na geração do escoamento superficial é a chuva. O modelo hidrológico TOPMODEL considera as seguintes hipóteses fundamentais:

H1: Existe uma zona saturada que assume uma configuração como se estivesse em equilíbrio com uma taxa de recarga constante sobre uma área de contribuição ascendente equivalente à descarga subterrânea local naquele ponto;

H2: O lençol freático é quase paralelo à superfície, de modo que o gradiente hidráulico efetivo seja igual à inclinação da superfície local, $\tan\beta$;

H3: O perfil de transmissividade T pode ser descrito por uma função exponencial de déficit de armazenamento, com um valor de T_0 quando o solo está apenas saturado até a superfície (déficit zero);

H4: Dentro de um certo intervalo de tempo existe homogeneidade espacial da taxa de recarga que contribui para a área saturada.

4.2.1 Fluxo constante na zona saturada

Segundo Beven (1981), a variação da *condutividade hidráulica saturada* ao longo da profundidade pode ser descrita como uma função exponencial negativa:

$$K_s(z') = K_0 e^{-fz'} \quad (4.1)$$

onde $K_s(z')$ = condutividade hidráulica saturada na profundidade z' [ms^{-1}]; K_0 = condutividade hidráulica saturada na superfície do solo [ms^{-1}]; f = *sensibilidade* [m^{-1}], um parâmetro que descreve a taxa de decaimento da condutividade com a profundidade (Tarboton, 2003). De acordo com a segunda hipótese, a vazão da zona saturada por unidade de comprimento de contorno de cada ponto i numa cabeceira é expressa por:

$$q_{bi} = \frac{K_0}{f} e^{-fz'} \tan\beta \quad (4.2)$$

Segundo Hornberger et al. (1998), a profundidade do lençol freático z' pode ser expressa em termos de armazenamento (déficit de saturação local) D_i . Desta forma:

$$z'_i = \frac{D_i}{\eta} \quad (4.3)$$

onde D_i = déficit de armazenamento local [m] devido à gravidade e dependente da profundidade do lençol freático local; η = porosidade do solo. Substituindo (3) em (2), produz:

$$q_{bi} = \frac{K_0}{f} e^{-f\left(\frac{D_i}{\eta}\right)} \tan\beta \quad (4.4)$$

O termo f/η pode ser substituído por $1/m$, parâmetro que também descreve a *taxa de decaimento da condutividade com a profundidade* e pode ser estimado a partir da interpretação da curva de recessão. Assim sendo,

$$q_{bi} = \frac{k_0}{f} e^{-\frac{D_i}{m}} \tan\beta_i \quad (4.5)$$

A transmissividade T pode ser entendida como a capacidade de uma camada de solo saturada ser permeada pela água e integrada ao longo do perfil do solo (Silva, 2005). De acordo com a terceira hipótese, para sua obtenção, integramos a Equação (1) ao longo da profundidade do perfil de solo,

$$T = T_0 e^{(-D_i/m)} \quad (4.6)$$

onde $T(z)$ = transmissividade da camada de solo saturado na profundidade z' [$\text{m}^2 \text{h}^{-1}$]. Ela é máxima quando $z' = 0$; $T_0 = k_0/f$, transmissividade quando o solo está saturado na superfície [$\text{m}^2 \text{h}^{-1}$]. Sob as premissas acima apresentadas, em qualquer ponto i de uma encosta (cabeceira),

a vazão da zona saturada q_i , por unidade de comprimento de contorno [$m^2 h^{-1}$] pode ser descrita pela seguinte expressão:

$$q_{bi} = T_0 \tan\beta_i e^{(-D_i/m)} \quad (4.7)$$

onde D_i = déficit de armazenamento local ou profundidade do lençol freático [metros]; m = parâmetro do modelo. Controla a taxa de decaimento de T com o aumento do D_i ; $\tan\beta$ = gradiente hidráulico. Visto que a inclinação é calculada com base na mudança de elevação por unidade de distância no plano.

A interpretação física do parâmetro m é que ele atua como controlador da profundidade efetiva do perfil do solo e, junto com T_0 , determina a zona ativa do solo onde ocorre o escoamento sub-superficial. Quanto maior o valor de m , maior a espessura da camada do solo considerada como condutora para o regime sub-superficial e, quanto mais profundo for o solo, mais lentos tornam-se os processos de geração de vazão (Schuler et al., 2000; Hollanda et al., 2015). Assim sendo, com base na quarta hipótese, a vazão do fluxo subsuperficial por unidade de comprimento de contorno q_i em uma célula i da bacia, com recarga r [$mm h^{-1}$] será dada por:

$$q_i = ra \quad (4.8)$$

onde: a = área de contribuição ascendente [m^2] que drena através do ponto i . Ao combinar as equações (4.7) e (4.8), é possível derivar uma expressão que relaciona a *profundidade do lençol freático local* D_i ao *índice topográfico* naquele ponto, o parâmetro m , a transmissividade local saturada, T_0 e a taxa de recarga efetiva, r :

$$D_i = - m \ln\left(\frac{ra}{T_0 \tan\beta}\right) \quad (4.9)$$

Observe que quando o solo está saturado, o déficit de armazenamento local é nulo ($D_i = 0$). À medida que o solo seca e a água cai, os valores numéricos do déficit de armazenamento tornam-se maiores ($D_i > 0$). Na superfície o $D_i < 0$ (na saturação). Desta forma a Equação (4.7) pode definir o *escoamento de retorno* (Beven & Wood, 1983; Beven, 2012). Uma expressão para a bacia hidrográfica, ou *déficit de armazenamento médio* (\bar{D}), pode ser obtida integrando Equação (4.9) sobre toda a área da bacia hidrográfica (A) que contribui para o lençol freático,

$$\bar{D} = \frac{1}{A} \int_0^A D_i dA = \frac{1}{A} \int_0^A \left[- m \ln\left(\frac{ra}{T_0 \tan\beta}\right) \right] dA \quad (4.10)$$

Expressando essa média de armazenamento em termos de um somatório de todos os pontos (ou pixels) dentro da área de captação, segue:

$$\bar{D} = \frac{1}{A} \sum_i^N A_i \left[-m \ln \left(\frac{ra}{T_0 \tan \beta} \right) \right] \quad (4.11)$$

onde A_i = área associada ao ponto i (ou grupo de pontos com as mesmas características) e N = número de elementos em que a bacia é discretizada (Tucci, 1998; Beven, 2012). Assumido que r seja espacialmente constante, $\ln r$ pode ser eliminado da Equação (4.11) e uma nova relação entre \bar{D} , D_i , as variáveis topográficas e T_0 , terá a nova forma:

$$D_i = \bar{D} + m \left[\gamma - \ln \left(\frac{a}{T_0 \tan \beta} \right) \right] \quad (4.12)$$

onde $\ln(a/T_0 \tan \beta)$ = *índice solo-topográfico* de Beven (1986) e $\gamma = \frac{1}{A} \sum_i^N A_i \ln \left(\frac{a}{T_0 \tan \beta} \right)$. Um valor médio real separado de transmissibilidade T_0 , pode ser definido da seguinte forma:

$$\ln T_e = \frac{1}{A} \sum_i^N A_i \ln T_0 \quad (4.13)$$

Rearranjando a Equação (4.12), fica-se com:

$$\frac{\bar{D} - D_i}{m} = \left[\ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right) - \lambda \right] - [\ln T_0 - \ln T_e] \quad (4.14)$$

onde $\lambda = \frac{1}{A} \sum_i^N A_i \ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right)$ = *constante topográfica da bacia*.

A Equação (4.14) expressa o desvio entre a *profundidade média do lençol freático* \bar{D} e a *profundidade do lençol freático local* D_i (ou déficit) em qualquer ponto i , em termos do desvio do IT local de sua área média, e o desvio do logaritmo da transmissividade local $\ln T_e$ de seu valor integral de área. O relacionamento é escalado pelo parâmetro m (Tucci, 1998; Beven, 2012). A implicação da Equação (4.14) é que: cada ponto na bacia hidrográfica com o mesmo valor do índice $(a/T_0 \tan \beta)$ responde de forma hidrológicamente semelhante. Este índice é denominado de *similaridade hidrológica* (Beven et al., 1994). Altos valores de índice topográfico nos fundos de vales e depressões (em encostas) indicam que essas áreas são previstas como saturantes (Beven, 2012).

4.2.2 Fluxos na zona não saturada

A cada passo de tempo, os incrementos com altos valores do IT são previstos como saturados (baixos déficits de armazenamento). Este fato é mostrado esquematicamente na Figura 4.7, uma representação dos reservatórios do TOPMODEL que possuem diferentes tempos de armazenamento (Tucci, 1998; Silva, 2005; Beven, 2012). A drenagem é considerada

essencialmente vertical e com fluxo para a zona saturada $q_v [LT^{-1}]$ calculado para cada classe de IT (Beven, 2012).

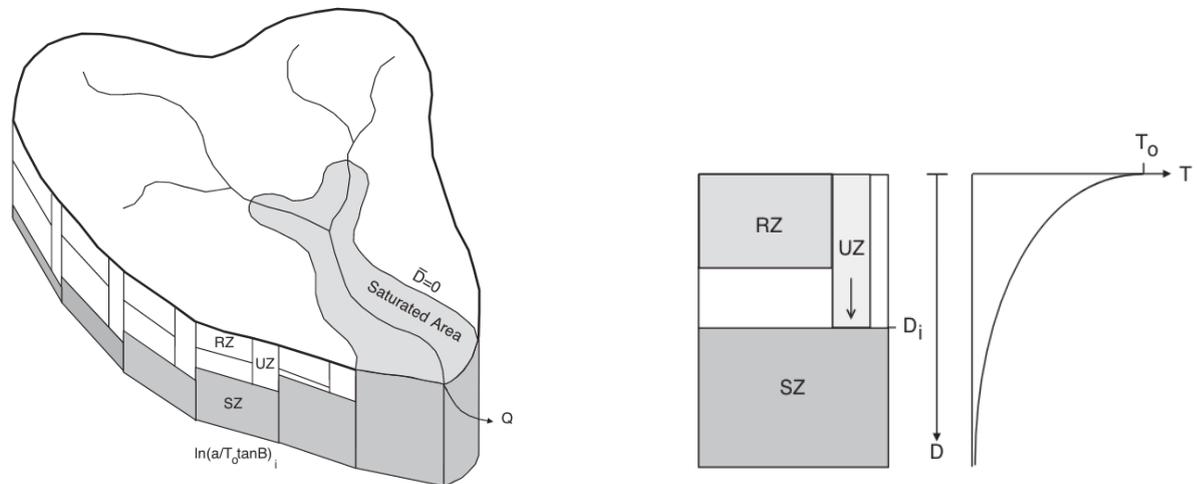


Figura 4.7: Diagrama esquemático de previsão de área saturada nos reservatórios do TOPMODEL. $\ln(a/T_0 \tan \beta)_i$ = incrementos da distribuição do IT; Q = vazão no exutório; RZ = zona das raízes; UZ = zona não saturada; SZ = zona saturada; D_i = déficit de saturação; D = profundidade do lençol freático; T_0 = transmissividade da camada de solo saturado. T = transmissividade da camada de solo não saturado. A flecha para baixo representa q_v . Fonte: Beven, 2012.

Expresso em termos de déficit de armazenamento, Beven & Wood (1983) sugeriram que uma forma funcional adequada para o cálculo da vazão de recarga (o fluxo vertical de água) em qualquer ponto i deve ser dada por:

$$q_v = \frac{S_{UZ}}{D_i t_d} \quad (4.15)$$

onde S_{UZ} = armazenamento na zona não saturada [L] e t_d = tempo médio de permanência da água na UZ [TL^{-1}]. A expressão (4.15) corresponde a um armazenamento linear, mas com uma constante de tempo $\{D_i t_d\}$ que aumenta com o aumento da profundidade do lençol freático (Beven, 2012). O parâmetro t_d não pode ser medido diretamente, mas uma rápida elevação do lençol freático combina com uma baixa resposta do escoamento de base de longo prazo (Iorgulescu & Jordan, 1994). Em geral, os resultados da modelagem não têm sido muito sensíveis a este parâmetro (Beven, 2012). Uma premissa básica do TOPMODEL é a de que S_{UZ} funciona como um reservatório quase constante (Beven & Kirkby, 1979; Silva, 2007).

A contabilização da evapotranspiração (ET) com um número mínimo de parâmetros apresenta um problema de complexidade semelhante ao da drenagem da zona não saturada. O TOPMODEL segue a prática amplamente adotada de calcular a *evapotranspiração atual*, ET_a ,

como sendo uma função da *evapotranspiração potencial*, ET_p e armazenamento de umidade da zona das raízes para casos onde ET_a não pode ser especificado diretamente (Tucci, 1998; Beven, 2012). Quando a zona de drenagem gravitacional (UZ) se esgota, a evapotranspiração pode continuar a esgotar o estoque da zona radicular (RZ) na taxa ET_a , com base na seguinte expressão:

$$ET_a = ET_p \left(1 - \frac{S_{RZ}}{S_{Rmax}}\right) \quad (4.16)$$

onde ET_a =evapotranspiração real; ET_p =evapotranspiração potencial; S_{RZ} =armazenamento na zona das raízes [L] e; S_{Rmax} =armazenamento máximo disponível na zona de raízes [L]. O S_{RZ} representa a capacidade de interceptação da precipitação pela vegetação; ele não interage com os fluxos entre a zona saturada e a não saturada; sua única função é permitir que a água nele armazenada possa ser extraída pela evapotranspiração (Franchini *et al.*, 1996).

4.2.3 Fluxos na zona saturada

Quando uma célula j se encontra em estado de saturação, toda precipitação incidente sobre ela é transformada em escoamento superficial (Silva, 2007; Salviano, 2019). A saída da zona saturada é dada pelo termo de fluxo de base, Q_b . Este fluxo, pode ser calculado em um sentido distribuído pela soma dos fluxos de sub-superfície ao longo de cada um dos M trechos de canal de fluxo de comprimento unitário (Tucci, 1998; Beven, 2012). Relembrando a expressão (4.7), podemos escrever:

$$Q_b = \sum_{j=1}^M I_j (T_0 \tan \beta) e^{-D_j/m} \quad (4.17)$$

Substituindo D_j pelo uso da Equação 4.5 e rearranjando, pode ser mostrado que:

$$Q_b = \sum_{j=1}^m I_j a_j e^{-\gamma \bar{D} / m} \quad (4.18)$$

Uma vez que a_j representa a área de contribuição por comprimento de contorno unitário, portanto:

$$\sum_{j=1}^m I_j a_j = A \quad (4.19)$$

o que resulta em:

$$Q_b = A e^{-\gamma} e^{-\bar{D}/m} \quad (4.20)$$

onde A é a área de captação total em m^2 . Portanto, é possível calcular a vazão de saída em termos do déficit médio de armazenamento da bacia:

$$Q_b = Q_0 e^{-\bar{D}/m} \quad (4.21)$$

Onde $Q_0 = A e^{-\gamma}$ é a descarga quando $\bar{D} = 0$. Que é a mesma forma assumida originalmente por Beven e Kirkby (1979). A solução da Equação 4.21 para uma recessão pura (sem recarga da água), mostra que a descarga tem uma relação hiperbólica inversa (ou de primeira ordem) com o tempo, expressa por:

$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_0} + \frac{t}{m} \quad (4.22)$$

4.2.4 Estrutura de escoamento

Para muitas bacias hidrográficas, especialmente as grandes, pode ser inapropriado assumir que todo o escoamento atinja a saída da bacia (o exutório) dentro de um único intervalo de tempo. O escoamento na bacia é propagado através de uma função *distância-resposta* (Tucci, 1998). Segundo Beven (2012) o tempo necessário para alcançar a saída da bacia a partir de qualquer ponto é obtido por:

$$t_j = \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{v \tan\beta_i} \quad (4.23)$$

onde t_j =atraso do tempo de propagação [h]; x_i =distância do i -ésimo segmento de escoamento [m]; $\tan\beta_i$ =inclinação do i -ésimo segmento de um caminho do escoamento compreendendo N segmentos entre o ponto j e a saída da bacia; v =parâmetro de velocidade no canal da sub-bacia, adotado constante [mh^{-1}]. Então esta equação permite que um histograma de retardo de tempo único seja derivado com base na topografia da bacia para qualquer extensão de área de contribuição de escoamento.

4.2.5 Parâmetros, variáveis de entrada e variáveis de saída

Os parâmetros do modelo podem incluir características como a porosidade e condutividade hidráulica de diferentes horizontes de solo em um modelo espacialmente

distribuído. Eles geralmente são considerados constantes durante o período de uma simulação (Beven, 2012). A versão do TOPMODEL utilizada neste estudo contém 10 parâmetros de entrada, 4 variáveis de entrada e 7 de saída, que serão apresentados a seguir.

Tabela 4.3: Parâmetros de entrada do TOPMODEL.

Parâmetro	Significado
q_{s0}	Fluxo sub superficial (escoamento subterrâneo) inicial [$m\ h^{-1}$];
$\ln T_e$	Logaritmo da transmissividade do solo saturado [$m^2\ h^{-1}$];
m	Fator exponencial do decaimento da transmissividade no perfil do solo [m];
S_{r0}	Déficit inicial na zona de raízes [m];
S_{rmax}	Déficit máximo da zona de raízes [m];
t_d	Tempo de permanência da água na zona não saturada do solo [$h\ m^{-1}$];
v_{CH}	Velocidade média no canal principal [$m\ h^{-1}$];
v_r	Velocidade do escoamento superficial [$m\ h^{-1}$];
k_0	Condutividade hidráulica vertical média da superfície [$m\ h^{-1}$];
c_d	Capilaridade. Parâmetro que interfere na taxa de infiltração do solo [m];
dt	Passo de tempo [h];
$\ln(a/T_0 \tan\beta)$	Imagem com o índice topográfico de cada ponto de grade da bacia.

Tabela 4.4: Variáveis de entrada do TOPMODEL.

Variável	Significado
PR	Precipitação média na bacia [$m\ dt^{-1}$];
Matriz de retardo	Matriz com duas colunas que relaciona a distância de um ponto para o exutório com a área de contribuição. A primeira coluna deverá conter a distância máxima percorrida pelo fluxo de água até um determinado ponto [m]. A segunda coluna deverá conter a relação entre a área de drenagem deste ponto e a área de drenagem do exutório [-];
ETP	Evapotranspiração Potencial média na bacia [$m\ dt^{-1}$];

Vazão observada	Vazão específica observada no exutório [m dt^{-1}]. Esta variável de entrada não influencia no cálculo das variáveis de saída, mas possibilita uma análise do desempenho do modelo.
-----------------	--

Tabela 4.5: Variáveis de saída do TOPMODEL.

Parâmetro	Significado
Q	Vazão específica calculada no exutório da bacia [m dt^{-1}];
q_s	Escoamento subterrâneo específico [m dt^{-1}];
q_{as}	Escoamento superficial específico gerado por áreas saturadas [m dt^{-1}];
q_h	Escoamento superficial específico gerado pelo excedente da infiltração (escoamento hortoniano) [m dt^{-1}];
E_{TE}	Evapotranspiração Efetiva [m dt^{-1}];
S	Déficit de saturação [-];
NSE	Nash-Sutcliffe Efficiency.

4.3 Dados de entrada de sensoriamento remoto

Os conjuntos de dados de sensoriamento remoto empregados neste estudo, incluem dados do MDE, que serviram para calcular o IT da BHRL; dois conjuntos de estimativa de medição da precipitação: CMORPH e GPM-IMERG; dados de ETp (MOD16) dados de vazão (GLDAS-2).

4.3.1 Modelo digital de elevação SRTM 90 m

Um modelo digital de elevação (MDE) consiste em um arquivo do tipo RASTER¹², ou matricial, onde cada célula apresenta a cota do terreno para uma certa resolução espacial, normalmente baseados em medições de SR (Siqueira et al., 2018). Normalmente, quanto menor a resolução mais representativo é o MDE (Tucci, 1993; Singh, 2016). A missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) a bordo da NASA *Space Shuttle Endeavor* (SSE) e pela *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA), Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DoD) e as agências espaciais alemã (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt* - DLG) e italiana (*Agenzia Spaziale Italiana* - ASI) de 11 a 22 de fevereiro de 2000, foi um projeto internacional que tinha como objetivo mapear o relevo da área continental da terra com o método de *Interferometria de Radar de Abertura Sintética* (InSAR; Grohmann, 2017).

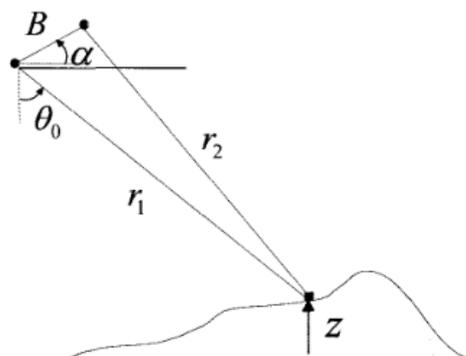


Figura 4.8: Um interferômetro SAR com duas antenas de radar (van Zyl, 2001).

A missão SRTM utilizou *interferometria de passagem única*, que consiste no seguinte: o radar interferométrico SAR mede a diferença de fase de dois sinais adquiridos por meio de antenas em diferentes posições e elevações (Figura 4.8). Assumindo que os dados SAR das duas observações, são mutuamente coerentes, a diferença de fase é:

¹² Um RASTER é uma grade de quadrados que é um conjunto de dados comumente usado em Sistemas de Informação Geográfica (Singh, 2016).

$$\Delta\phi \approx -\frac{a2\pi}{\lambda}B\cos(\theta_0 - \alpha)\frac{z}{r_1\sin\theta_0} \quad (4.24)$$

onde $a = 1$; λ = comprimento de onda do radar; z = elevação do pixel acima da referência da Terra plana [m]; r_1 e r_2 representam os alcances de cada antena do radar; B = linha de base de separação das antenas; θ_0 = ângulo de observação do radar e α = ângulo do B relativamente ao plano horizontal. A diferença de fase entre os dois sinais permitiram o cálculo da elevação da superfície, gerando um MDE com resolução espacial de 1 segundo de arco no equador (aproximadamente 30 m; Farr & Kobrick, 2000; Van Zyl, 2001) e é georreferenciado ao datum WGS84 em coordenadas geográficas decimais (Robinson et al., 2014; Singh, 2016; Yue et al., 2017; Grohmann, 2017). Anualmente novos MDE são gerados e com melhor resolução (dependendo da área de interesse).

Para a região de estudo (BHRL), os dados MDE foram obtidos no website: <https://earthexplorer.usgs.gov> no formato *Georeferenced Tagged Image File Format* (GeoTIFF¹³), o tamanho dos arquivos é de aproximadamente 25 MB para arquivos de dados de 1 arco-segundo e aproximadamente 3 MB para arquivos de dados de 3-arco-segundos. De seguida os dados foram combinados e mesclados visto que eram compostos de mais de um quadro e, então, hidrologicamente condicionados por meio dos algoritmos SAGA e GRASS, *Geographic Resources Analysis Support System* do *software* livre QGIS, que utiliza a linguagem de programação *Python*. As etapas realizadas foram: identificação e preenchimento de depressões; cálculo do índice topográfico; direção e acumulação do escoamento; traçado digital da rede de drenagem; delimitação da bacia e cálculo da área de drenagem (Schuler et al., 2000; Muhammed, 2012). A não realização das duas primeiras etapas permitiriam que etapas posteriores (ou os algoritmos) interpretassem que a água ficaria estagnada eternamente nessas tais depressões (Finck et al., 2017).

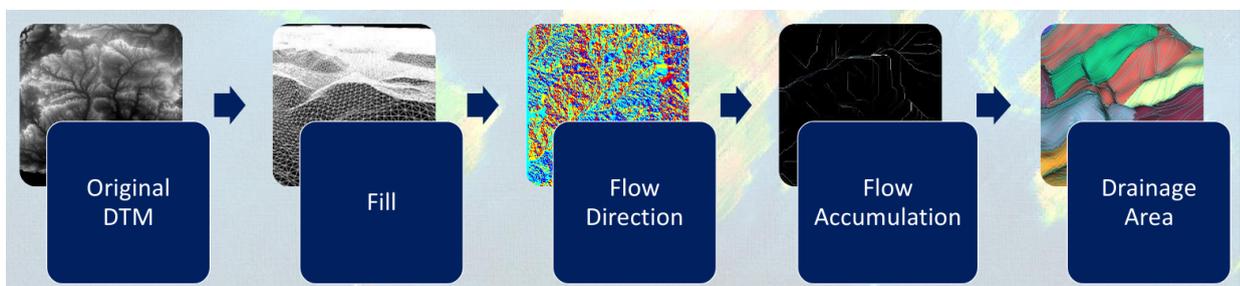


Figura 4.9: Algumas das etapas que se seguem no processamento dos MDEs para análise espacial no QGIS. Fonte: <https://en.unesco.org/>.

¹³ GeoTIFF é um arquivo com informações geográficas incorporadas. Este é um formato de imagem padrão para aplicativos GIS.

Apresenta-se na Figura 4.11, o MDE da BHRL (415.000 Km²) obtido com os dados da missão SRTM 90 m e processados no QGIS. A altitude varia de aproximadamente 2.301 m acima do nível médio das águas do mar nas montanhas de Drakensberg (norte da África do Sul) a menos de 200 m nas planícies aluviais de Moçambique. A altitude média é de 980 m, com um declive médio de cerca de 0.5 m km⁻¹ (NW-SE) de Pafúri (fronteira) até a confluência com o rio Elefantes (Siteo & Qwist-Hoffman, 2013; DNGRH, 2017). Uma visão geral da distribuição geral dos valores de elevação da superfície, pode ser observado no histograma abaixo (Figura 4.12).

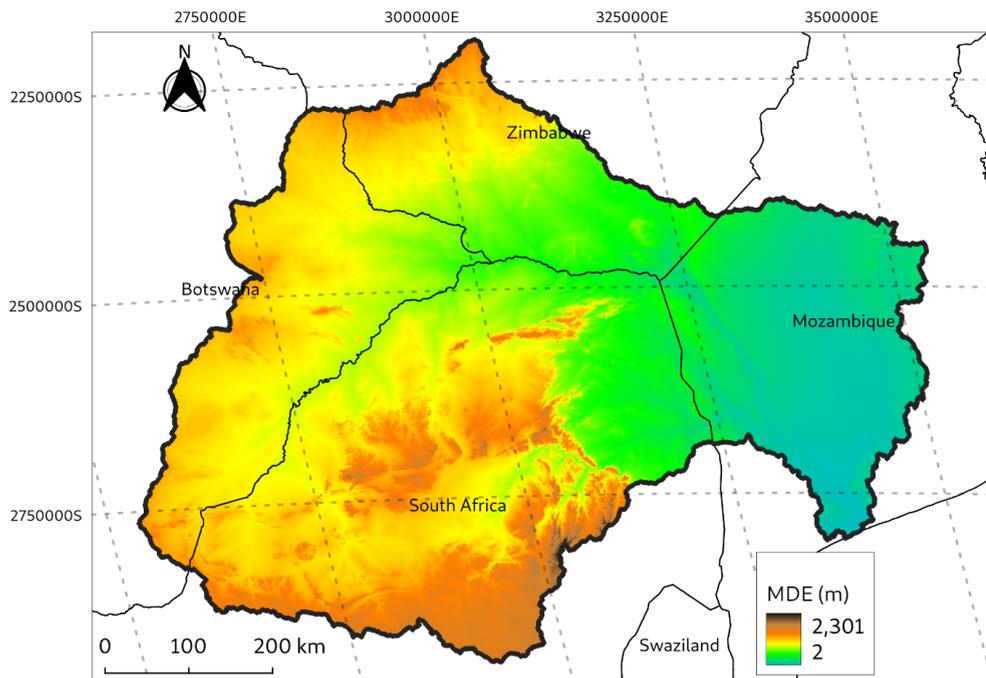


Figura 4.10: Mapa topográfico da BHRL. Estão indicados, escala de distância (km), escala de cores da altitude (m) do MDE, latitudes e longitudes e limites da bacia. Fonte: Autor.

4.3.1.1 Índice topográfico da BHRL

O *índice topográfico* (IT) é uma medida da extensão do *acúmulo de fluxo* em um ponto especificado na superfície topográfica (Singh, 2016) e representa o quão propenso o solo de um determinado ponto tende a se tornar saturado. Ele é dependente da declividade e da área de contribuição (Tucci, 1993; Hollanda et al., 2015). Quando obtido o IT, conduz a um diagrama que identifica a porcentagem da área total da bacia que está saturada superficialmente num determinado momento e, portanto, gerando escoamento superficial. Assim sendo, valores elevados do IT estão associados aos pixels de baixa declividade (depressões do terreno) e maior

área de drenagem. Estas regiões são mais propensas a terem o solo saturado e consequentemente gerarem escoamento superficial (Beven et al., 1995; Zhao et al., 2020).

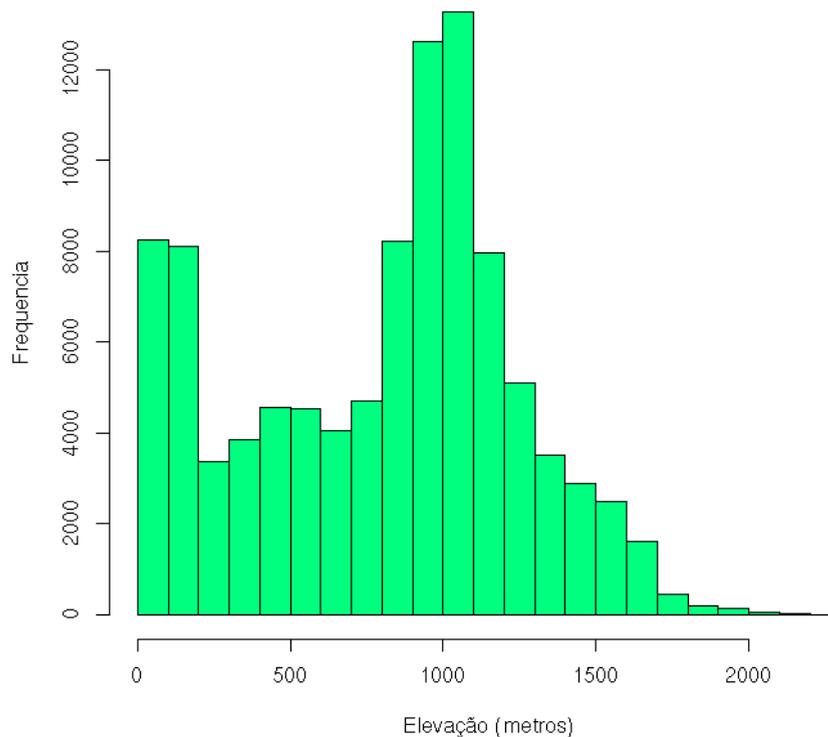


Figura 4.11: Histograma representando a distribuição dos valores de elevação dos pixels da BHRL.

O cálculo do IT para cada ponto em uma bacia hidrográfica requer o conhecimento do ângulo de inclinação local (β), a área que escoava através desse ponto (α) e a transmissividade na saturação (T_0). A distribuição espacial de IT ($\alpha/T_0 \tan\beta$) pode ser derivada da análise de um MDE de uma bacia hidrográfica. Na maioria das aplicações do TOPMODEL, a função de distribuição do IT é discretizada em um número de incrementos que representam proporções apropriadas da bacia hidrográfica (Tucci, 1993; Beven, 2012; Muhammed, 2012; Salviano, 2019). Para o caso da BHRL, os dados do MDE da missão SRTM (resolução ~ 90 m) foram utilizados para gerar o IT, que é uma entrada do TOPMODEL para simulações da vazão. O cálculo do IT no formato GeoTIFF foi executado por meio do algoritmo *r. watershed-GRASS* no QGIS. A distribuição espacial do IT pode ser observada na Figura 4.12.

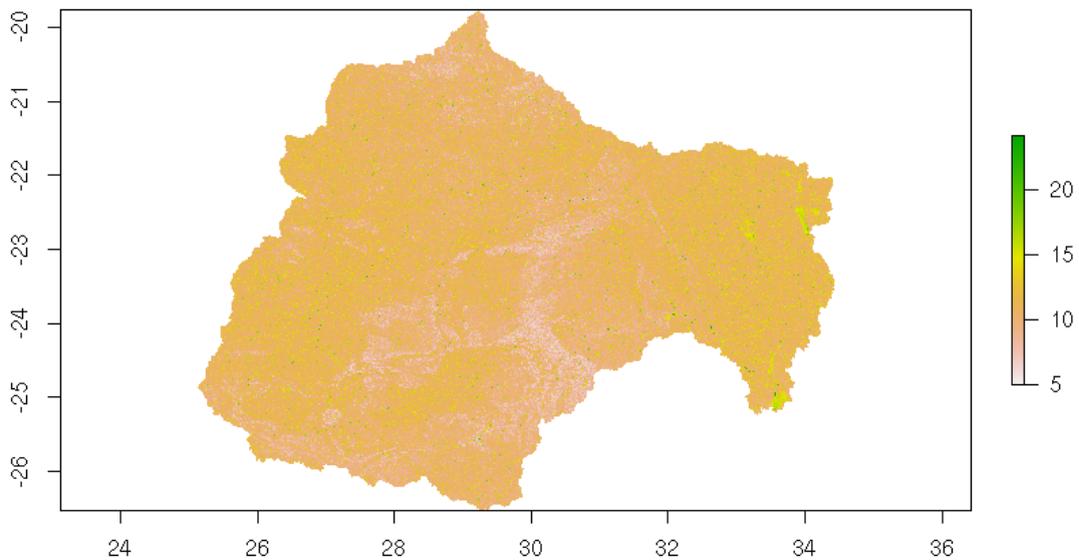


Figura 4.12: Distribuição espacial do índice topográfico na BHRL. Valores mais altos (verde) representam áreas com solos mais propensos a atingirem a saturação, enquanto valores baixos (laranja) representam o contrário. As latitudes são apresentadas no eixo das ordenadas e as longitudes no eixo das abcissas. Fonte: Autor.

Posteriormente o arquivo GeoTIFF foi transformado no formato texto (*.txt*) com duas colunas na biblioteca *topmodel* do também *software* livre *R* (versão 3.6.3). A primeira coluna do arquivo corresponde à porcentagem da área na bacia e a segunda corresponde às classes. O IT da BHRL foi discretizado em 30 classes agrupadas em que cada classe assume o valor médio de seus componentes (Figura 4.13).

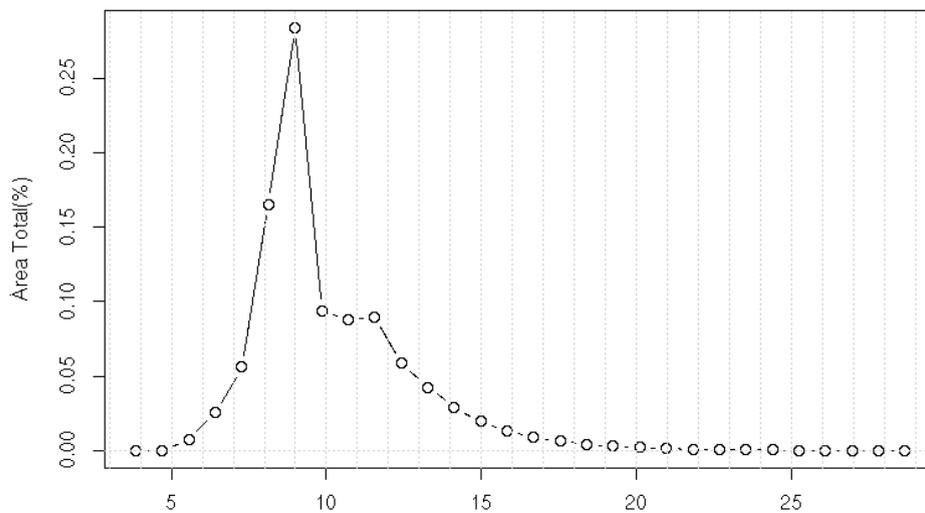


Figura 4.13: Proporção da área ocupada por cada classe do índice topográfico na BHRL. No eixo das abcissas estão indicadas as classes discretizadas e no eixo das ordenadas a porcentagem da área ocupada na bacia. Fonte: Autor.

4.3.2 GPM-IMERG

O *Global Precipitation Measurement* (GPM) é uma missão de colaboração entre a *National Aeronautics Space Administration* (NASA) e a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA). Foi lançado em fevereiro de 2014 e teve como objetivo fornecer globalmente um conjunto de dados de precipitação em alta resolução espaço-temporal a cada três horas. O GPM foi projetado para estender, aprimorar e melhorar os dados de precipitação da missão TRMM, produzindo assim a próxima geração de estimativas de precipitação na Terra, que consiste em aproximadamente 10 satélites de constelação e um observatório central (Yu et al., 2021). TRMM foi a primeira missão da NASA dedicada a observar a precipitação e esteve em operação entre novembro de 1997 a abril de 2015. Os dois principais sensores dos satélites GPM são o DPR e o GMI que derivam dos acrônimos *Dual Frequency Precipitation Radar* e o *GPM Microwave Imager*. O GMI (sensor ativo) é usado para estimar o tipo e a intensidade da precipitação, enquanto o DPR (sensor passivo) é utilizado para explorar a estrutura interna das tempestades sob ou dentro das nuvens (Kidd & Huffman, 2011; Hou et al., 2014; Huffman et al., 2015). Os satélites TRMM e GPM, foram usados para produzir produtos multi-satélite, como o TMPA e o *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM* (IMERG).

IMERG é o algoritmo multi-satélite *Day-1 U.S* para GPM, baseado em componentes de três algoritmos multi-satélite da NASA (TMPA), NOAA (CPC Morphing –Kalman Filter; CMORPH-KF), e Universidade da Califórnia Irvine (PERSIANN-CCS), desenvolvido com vários graus de GPM e outro financiamento. As estimativas de precipitação de entrada calculadas a partir dos vários sensores passivos de microondas de satélite são inter-calibradas para o produto de Instrumento Combinado GPM, então "transformadas" e combinadas com campos geo-IR calibrados por precipitação de microondas, e ajustados com dados precipitação mensal dos medidores de superfície (quando disponível) para fornecer estimativas de precipitação com resolução temporal de meia hora (30 min) e mensal em grade de 0,1°lat./long., sobre o domínio 60°N-S (resolução espacial). A fase de precipitação é diagnosticada usando análises de temperatura, umidade e pressão de superfície. O período de registro atual é meados de março de 2014 até o presente (atrasado em cerca de 3 meses). Além disso, Day-1 IMERG corresponde a primeira integração dos componentes de código de TMPA, CMORPH-KF e PERSIANN-CCS.

O algoritmo IMERG possui três tipos de “execuções” disponíveis em cada versão, a saber: *antecipado* (IMERG_E), *atrasado* (IMERG_L) e *final* (IMERG_F); as duas primeiras execuções são quase em tempo real com um tempo de latência de quatro e doze horas após

observação, respetivamente. A execução final com latência de até três meses após a observação requer correlação de análise de calibre e produz um produto que deve ter a melhor precisão e qualidade (Huffman et al., 2015; Alsumaiti et al., 2020; Yu et al., 2021). E mais, IMERG_F é o produto de pesquisa pós-tempo real no pacote de produtos IMERG.

Assim, neste estudo foram utilizados dados da execução final do IMERG (versão 6), com resolução espacial de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ e resolução temporal de 30 min, para o período de 02 de março de 2003 a 22 de fevereiro de 2015. Período este, que coincide com quatro eventos de cheias selecionados para a realização das simulações hidrológicas. Os dados do produto estão disponíveis em *Goddard Earth Science Data and Information Services Centre* (GESDISC): <https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/>. Até então, a versão 6 é a quarta e a última do algoritmo IMERG desde o seu início em 2014. Inclui uma variedade de novos recursos, como a incorporação do conjunto de dados do *Advanced Technology Microwave Sounder* (ATMS; Alsumaiti et al., 2020).

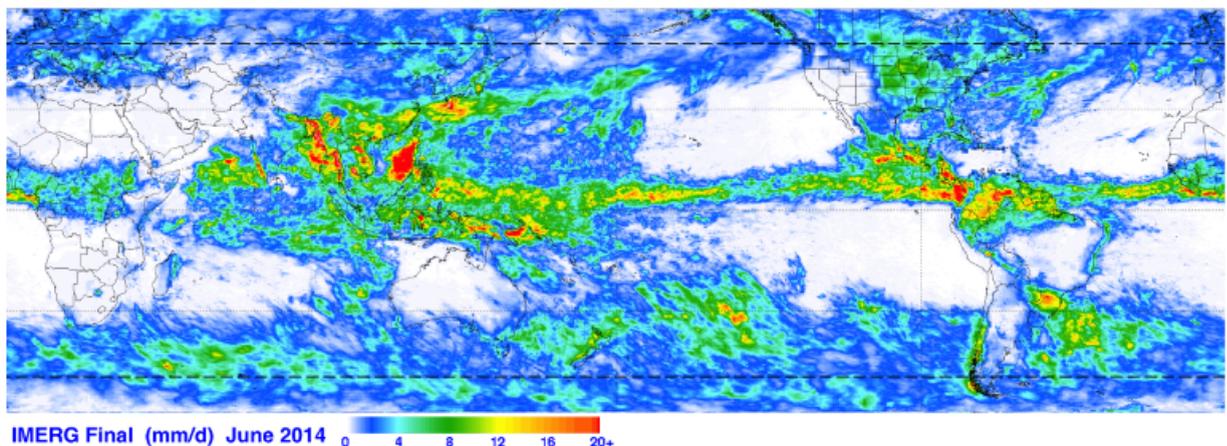


Figura 4.14: Campos de precipitação mensal (em mm d^{-1}) do *IMERG Final Run Version 03* para junho de 2014. As linhas pretas de traços longos no campo IMERG mostram os limites de latitude para o campo 3B43 (a 50° N e 50° S). Fonte: Huffman et al., 2015.

4.3.3 CMORPH

Segundo Joyce et al. (2004) o CMORPH, uma abreviatura de *Climate Prediction Center (CPC) MORPHing technique* é uma técnica que produz estimativas globais de precipitação a partir de dados PMW e IV em alta resolução espacial (aproximadamente 8 km na linha do equador) e temporal (30 min). As taxas de precipitação são obtidas a partir de satélites PMW de baixa órbita e advectadas por ventos derivados das respectivas medições IV de satélites geostacionários. A técnica CMORPH usa diferentes sensores de satélites para produzir a melhor estimativa de precipitação possível (Joyce et al., 2010; Pereira Filho et al., 2018).

O processo de “propagação” da chuva começa com a propagação dos campos de 8 km, estimativas instantâneas ($t = 0$) de precipitação derivadas de PMW de meia hora ($t + 0,5h$) para a frente no tempo usando os vetores de propagação de precipitação derivados de IV (Figura 4.15a). Todos os pixels com chuva derivados de dados PMW (incluindo aqueles com precipitação zero) que residem dentro de cada região de latitude/longitude 2.5° (centrada dentro da caixa de grade $5^\circ \times 5^\circ$ de dados IV) são propagados na mesma direção e distância para produzir a análise para a próxima meia hora ($t + 0,5h$; Joyce et al., 2004; 2010). Além de propagar as estimativas de chuva para frente no tempo, um processo completamente inverso é invocado, no qual as análises de chuva são “propagadas para trás” no tempo usando os mesmos vetores de “propagação para frente” mas com sinais invertidos (Figura 4.15b). Observe que a forma e a intensidade dos recursos não mudaram nos gráficos propagados. No entanto, as mudanças na intensidade e na forma das características da chuva são realizadas pela *ponderação inversa* da chuva propagada para frente e para trás pela respectiva distância temporal dos campos de chuva derivados de PMW iniciais e atualizados que resultam no processo “*morphing*” (Janowiak et al., 2005; Joyce et al., 2010). Esta metodologia é descrita de forma gráfica na Figura 4.16c.

Em cada localização de pixel, o processo pelo qual a estimativa das 04:00 UTC ($t + 1/2h$) é produzida (Figura 4.16c, segundo gráfico a partir da esquerda) envolve a criação de uma média ponderada como se segue:

$$P_{morph(t+1/2h)} = 0,67 \times P_{frente(t+1/2h)} + 0,33 \times P_{trás(t+1/2h)} \quad (4.25)$$

onde P_{frente} =estimativa de chuva PMW propagada para frente da varredura inicial (03:30 UTC) e; $P_{trás}$ =estimativa de chuva PMW propagada para trás a partir da varredura atualizada (05:00 UTC).

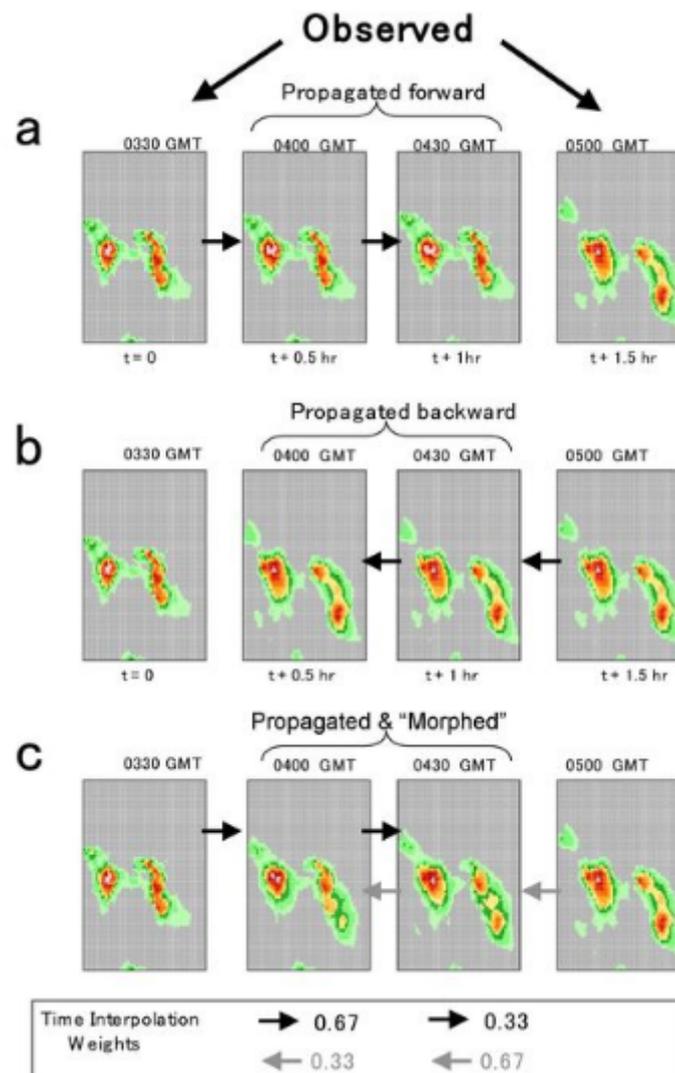


Figura 4.15: Exemplo do processo CMORPH em uma região com dois aglomerados de chuva no Pacífico Sul. As imagens das 03:30 e 05:00 UTC são estimativas PMW reais, ou seja, nenhuma propagação ou morphing foi aplicada a esses dados. As imagens das 04:00 e 04:30 UTC são (a) propagadas para a frente no tempo, (b) propagadas para trás no tempo e (c) propagação e morphing. Fonte: Joyce et al., 2004.

De forma similar, o valor CMORPH para a análise das 04:30 UTC é calculado da seguinte maneira:

$$P_{morph(t+1h)} = 0,33 \times P_{frente(t+1h)} + 0,67 \times P_{trás(t+1h)} \quad (4.26)$$

O resultado deste processo é um campo de precipitação interpolado espacial e temporalmente gerado por microondas com alta resolução espacial e temporal (Janowiak et al., 2005). Cada valor de grande para as imagens é obtido pelas Equações (4.25) e (4.26). Os resultados de vários autores sobre os erros inerentes a esta estimativa de chuva são satisfatórios

e permitem uma análise mais detalhada da dinâmica tropical, especialmente onde as observações de superfície são escassas (Joyce et al., 2004) como o caso da região da BHRL.

Duas versões dos produtos de precipitação multi-satélite CMORPH estão disponíveis no site da NOAA: (1) CMORPH-V0.x e (2) CMORPH-V1.0. A principal diferença entre os dois é que CMORPH_V1.0 é reprocessado com um algoritmo fixo (o mesmo algoritmo é usado em todo o período) e usa entradas da mesma versão; isso é feito principalmente para reduzir a falta de homogeneidade substancial introduzida pelo algoritmo em evolução do CMORPH_V0.x. O intervalo de tempo na versão mais recente foi expandido para cobrir o período de 1998 até o presente, enquanto a versão anterior cobriu apenas o período de 2002-2018. CMORPH-V1.0 inclui as estimativas brutas de precipitação apenas por satélite, bem como produtos de precipitação corrigidos de polarização e combinados de medição por satélite (Alsumaiti et al., 2020). Existem vários produtos em ambas versões que diferem em suas resoluções temporais e espaciais. O produto CMORPH_V1.0 com resolução espacial de 8×8 km e resolução temporal de 24 horas foi selecionado para este estudo e se encontram disponíveis em: <https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/>.

4.3.4 ETp-MOD16A2

O *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) *for Global Evapotranspiration Project* (MOD16) é um algoritmo de estimativa de ET global, proposto pela primeira vez por Mu et al. (2011), pode ser usado para calcular o balanço regional de água e energia, conteúdo da água no solo, dentre outras. O algoritmo (MOD16) é baseado na lógica da equação PM (Equação 3.1) que usa como entradas, dados de reanálise meteorológica diário (radiação solar incidente, temperatura média do ar, temperatura média do ar durante o dia, temperatura mínima do ar e pressão do vapor d'água) e dados de SR da base de dados MODIS como uso e cobertura da terra MCD12Q1, índice de vegetação MOD13Q, índice de área foliar LAI/FPAR MOD15A2 e albedo MOD43C1 na resolução espacial de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ (Monteith, 1965; Ruhoff et al., 2011; Running, 2019).

O conjunto de dados MOD16, cobre 109.03 milhões de km² de áreas de vegetação global e são projetados pelo sensor MODIS a bordo das plataformas Aqua e Terra, com registro de dados desde 2000 até os dias presentes. São produzidos em 4 resoluções (250 m, 500 m, 1 km e $0,05^\circ$) e em 3 projecções (Sinusoidal, Área de Igual Azimutal de Lambert e Geographic). Existem ainda dois grandes conjuntos de dados MOD16: o MOD16A2 de 8 dias (Tabela 4.6) e MOD16A3 que é anual.

Utilizou-se neste estudo, dados de *Potential Evapotranspiration* (PET_{500m}) do conjunto MOD16A2 de 500 metros de resolução espacial e valores acumulados de 8 dias na projeção sinusoidal (*MODIS/Terra Net Evapotranspiration Gap-Filled 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006*), para o período de 18 de janeiro de 2000 a 22 de fevereiro de 2015. Os dados do MOD16A2 são fornecidos pela NASA (<https://lpdaacsvc.cr.usgs.gov/>) e foram processados para as sub-bacias de Combomune, Chókwè e Xai-Xai.

Tabela 4.6: Informações detalhadas sobre o conjunto de dados MOD16A2. Fonte: Running, 2019.

Dado	Significado	Unidade	Tipo do Dado	Fator de Escala
ET_{500m}	8-day total ET	kg / m ² / 8d	<i>int16</i>	0,1
LE_{500m}	8-day average LE	J / m ² / d	<i>int16</i>	10000
PET_{500m}	8-day total PET	kg / m ² / 8d	<i>int16</i>	0,1
PLE_{500m}	8-day average PLE	J / m ² / d	<i>int16</i>	10000
$ET_{QC_{500m}}$	Quality Control	-	<i>uint8</i>	-

4.3.5 GLDAS-2

O *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS; Rodell *et al.*, 2004) é um projeto desenvolvido através da parceria entre cientistas do *Goddard Space Flight Center* (GSFC) da NASA e o *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) da NOAA, com o objetivo de produzir uma nova geração de dados climáticos espaciais e medidos na superfície (Silva, 2013). GLDAS é um modelo global que usa técnicas avançadas de modelagem de superfície terrestre e assimilação de dados para fornecer reanálises de alta resolução espacial (0,25° até 1 km) provenientes de estações meteorológicas distribuídas em todo o planeta e dados de satélites meteorológicos. Possui uma base de dados com várias variáveis para o balanço da água, de energia e forçantes climáticas, desde fevereiro de 2000 até o presente (Rodell *et al.*, 2004; Kumar *et al.*, 2006). Os dados foram adquiridos como parte da *Earth Science Division* da missão NASA, arquivados e distribuídos pelo *Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center* (DISC). O GLDAS fornece estimativas de escoamento (superficial e subterrâneo) e outras variáveis, com base em quatro modelos de superfície terrestre (*LSM-Land Surface Model*), desacoplados de modelos atmosféricos terrestres. São eles: Noah, *Catchment Land Surface Model* (CLSM), o *Community Land Model* (CLM) e o *Variable Infiltration Capacity* (VIC). Os modelos simulam de forma realista a transferência de massa, energia e momento entre as superfícies do solo, vegetação e a atmosfera (Sheffield *et al.*, 2006; Kumar *et al.*, 2006; Qi *et al.*, 2020).

O GLDAS Versão 2 da NASA (GLDAS-2) possui três componentes: GLDAS-2.0, GLS-2.1, e GLDAS-2.2. O principal objetivo do GLDAS-2.0 é de criar conjuntos de dados climatologicamente consistentes, usando dados do *Global Meteorological Forcing Dataset* da Universidade de Princeton, cobrindo de 1948 a 2014. GLDAS-2.1 é forçado com uma combinação de campos de análise atmosférica dos campos de precipitação desagregados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), e campos de radiação do *Air Force Weather Agency's Agricultural Meteorology modeling system* (AGRMET) de 2000 até o presente. O conjunto de dados da componente GLDAS-2.2, usa assimilação de dados, enquanto os produtos GLDAS-2.0 e GLDAS-2.1 são de "ciclo aberto" (ou seja, sem assimilação de dados). As resoluções temporais para os produtos GLDAS-2 são de três horas e diárias, com resoluções espaciais de 0.25° x 0.25° e 1.0° x 1.0°. Os produtos mensais, são gerados por meio da média temporal dos produtos de três horas (Rodell *et al.*, 2004; Lv, 2018).

Neste estudo foram utilizadas duas saídas de escoamento (Q_s e Q_{sb}) da componente GLDAS-2.0 (período de 18 de janeiro à 28 de março de 2000) e GLDAS-2.2 (período de 02 de março de 2003 à 22 de fevereiro de 2015), descritos na Tabela A4 (em Anexo) e disponíveis em: <https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets>. Foram processados dados das 3 variáveis (em $m\ daia^{-1}$), nomeadamente: Q_s , Q_{sb} e $Q_{total} = Q_s + Q_{sb}$. Em teoria, a soma destas duas variáveis de escoamento corresponde a vazão gerada por cada ponto (pixel). Os dados obtidos para Q_{sb} foi de apenas *valor zero* para a maior parte do período selecionado. Assim, a calibração do TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) foi realizada apenas com dados de Q_s , visto que nas saídas do TOPMODEL, existe uma separação do escoamento (escoamento superficial do GLDAS x Escoamento superficial simulado pelo TOPMODEL). Os resultados desta etapa serão discutidos no capítulo 5.

4.4 Avaliação de desempenho do TOPMODEL

Foi visto anteriormente, na seção 3.3, que os modelos distribuídos possuem um número de parâmetros elevados, se comparados a modelos do tipo concentrados. No entanto, critérios de desempenho de modelos chuva-vazão são frequentemente usados para expressar em um único número a similaridade entre a vazão observada e simulada (Refsgaard, 1996; Gupta et al., 2009; Rocha Filho, 2010; Singh, 2016). Segundo Beven (2012) esses critérios de desempenho estão sujeitos a várias incertezas.

A metodologia utilizada para calibração e validação do TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) foi o *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA; Duan et al., 1992) por meio da biblioteca *rtop* (Skøien et al., 2014) do *software* livre R (versão 3.6.2). Os valores ótimos dos parâmetros obtidos pelo método SCE-UA, foram usados posteriormente para a etapa de análise de sensibilidade pelo método de Monte Carlo (MC), por meio do pacote *hydroGOF* (Zambrano-Bigiarini, 2020) do R.

As funções objetivo (FO) utilizadas neste estudo para avaliar o desempenho do TOPMODEL nas etapas acima mencionadas foram: o índice *Kling–Gupta Efficiency* (KGE, Equação 4.27; Gupta et al., 2009), o *viés Percentual* (P_{bias} , Equação 4.28) e o *Coefficiente de Determinação* (R^2 , Equação 4.29; Neto et al., 2019; Knoben et al., 2019).

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}} - 1\right)^2} \quad (4.27)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{sim}^t - \overline{Q_{sim}})(Q_{obs}^t - \overline{Q_{obs}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{sim}^t - \overline{Q_{sim}})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{obs}^t - \overline{Q_{obs}})^2}} \quad (4.28)$$

$$P_{bias} = \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{sim}^t - Q_{obs}^t)}{\sum_{i=1}^N Q_{obs}^t} \times 100 \quad (4.29)$$

onde N = número total de passos de tempo; Q_{sim}^t = vazão simulada no instante t ; Q_{obs}^t = vazão observada no instante t ; $\overline{Q_{obs}}$ = média da vazão observada ao longo de todo período analisado; r = correlação linear entre as vazões observada e simulada; $\alpha = (\sigma_{sim}/\sigma_{obs})$ é a medida do erro da variabilidade do escoamento; $\beta = (\mu_{sim}/\mu_{obs})$ é o termo que representa o viés; σ_{obs} = desvio padrão nas observações; σ_{sim} = desvio padrão nas simulações, μ_{sim} a média da simulação e μ_{obs} = média da observação.

O índice KGE é baseado na decomposição diagnóstica do NSE que em uma perspectiva multi objetivo se expressa como uma função explícita de três componentes (r, α e β) e aborda várias deficiências percebidas em NSE (Kling et al., 2012; Singh, 2016; Knoben et al., 2019). Similarmente ao NSE , $KGE = 1$, indica a concordância perfeita entre simulações e observações.

O R^2 varia de acordo com o intervalo $[0; 1]$, sendo que, quanto mais alto o seu valor, menor é a variação de erro. Valores superiores a 0,5 são considerados aceitáveis (Santhi et al., 2001; Van Liew et al., 2003).

O índice P_{bias} avalia a tendência média das leituras da simulação pela diferença entre os dados observados correspondentes (Fujita, 2018). Seu valor nulo ($P_{bias} = 0$), indica o melhor resultado para o índice; valores negativos ($P_{bias} < 0$) indicam dados calculados subestimados e caso contrário, superestimados (valores negativos; Gupta et al., 1999).

4.4.1 Método SCE-UA

SCE-UA é um método global de calibração automática, desenvolvido em 1992 (Duan et al., 1992, 1994) para uso em modelagem de chuva-vazão e foi utilizado neste trabalho para otimizar os parâmetros do TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979; Ma et al., 2006). O algoritmo é capaz de encontrar de forma consistente e eficiente o *ótimo global* do problema, em

superfícies complexas. Dadas estas características, é um dos métodos mais usados na modelagem de chuva-vazão (Gupta et al., 1999; Beven, 2012).

A lógica do algoritmo SCE-UA inicia com uma “população” de s -pontos distribuídos aleatoriamente no espaço de parâmetro viável. A população é particionada em vários “complexos” (ou grupos), cada um contendo $(2n + 1)$ pontos que podem evoluir de forma independente (Equação 4.30). Cada complexo é determinado a “evoluir” (*evolution*) com base em um processo de “reprodução” estatística baseada no algoritmo *simplex downhill* (Nelder e Mead 1965; Press et al. 1992) para direcionar a busca em uma direção de melhoria (Gupta et al., 1999). Após um certo número de gerações, os complexos se misturam e novas comunidades são formadas por meio de um processo de “embaralhamento” (*shuffling*). Este procedimento aumenta a capacidade de sobrevivência por meio do compartilhamento das informações (sobre o espaço de busca) obtidas de forma independente por cada complexo. Cada membro de um complexo se torna um potencial progenitor e com a capacidade de participar de um novo processo de reprodução, gerando *sub-complexos*. Para garantir que o processo de evolução seja competitivo, faz-se uso de uma distribuição de probabilidade triangular (maior geração de “*offspring*” nos sub-complexos). Assim, nenhuma das informações contidas na amostra é degenerada. À medida que a busca avança, toda a população tende a convergir para a vizinhança de um ótimo global. Em Duan et al. (1994) o algoritmo é apresentado e discutido com mais detalhes.

$$m = (2n + 1); q = (n + 1); y = 1; z = (2n + 1); s = p \times m \quad (4.30)$$

onde m = número de pontos no complexo; q = número de pontos no sub-complexo; p = número de complexos (deve ser especificada pelo usuário); y = número de descendentes (*offspring*); z = número de evolução dos passos feitos por cada complexo; n = número de parâmetros a serem otimizados (dimensão do problema) e s = tamanho da amostra (Duan et al., 1992; Ma et al., 2006).

4.4.2 Simulações de Monte Carlo

Os experimentos de MC envolvem a escolha de conjuntos de parâmetros (e talvez representações das entradas do modelo) selecionados aleatoriamente e a execução de várias realizações do modelo a determinar as diferentes respostas do modelo (Ratto et al., 2001; Beven, 2009; Razmyan & Lotfi, 2012) ao longo do intervalo fisicamente significativo do parâmetro (Hornberger et al., 1985). São vários os pacotes de software para realizar a análise de sensibilidade com base nos experimentos de MC e em diferentes linguagens de programação.

Algumas das etapas seguidas durante o código desenvolvido no software *R* foram (Schuler et al., 2000; Beven, 2009; Rocha Filho, 2010): (i) selecionar os dados de entrada de precipitação (*npar*, *nvarp* e *nlik*) a serem utilizados na simulação; (ii) definir um loop para gerar valores aleatórios das entradas; (iii) determinar os intervalos dentro dos quais cada um dos parâmetros deve variar, com limites inferiores (*parameters_inf*) e superiores (*parameters_sup*); (iv) resolução temporal das simulações (24 h); (v) especificar o número de realizações do modelo (*nrun*). A sensibilidade dos parâmetros foi avaliada pelo índice KGE. A discussão dos resultados destas etapas é apresentada na seção 5.2.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, faz-se uma descrição hidrometeorológica dos eventos de enchentes e seus efeitos nas sub-bacias de Combomune, Chókwè e Xai-Xai (porção moçambicana da BHRL) entre 2000 à 2015 (seção 5.1). De seguida, é apresentado na seção 5.2 o desempenho das simulações obtidas, nas etapas de calibração e validação para cada sub-bacia, com o modelo hidrológico TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979). Por último, faz-se análise de sensibilidade dos principais parâmetros do TOPMODEL usados no processo de calibração e validação (seção 5.3).

5.1 Descrição hidrometeorológica dos eventos

O primeiro evento selecionado para realização das simulações com o TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979), ocorreu entre os dias 18 de janeiro de 2000 à 28 de março de 2000 (71 dias de duração); o segundo evento com a duração de 26 dias, ocorreu entre os dias 02 à 27 de março de 2003; o terceiro de 07 de dezembro de 2011 à 29 de março de 2012 (85 dias de duração); o quarto ocorreu de 10 de janeiro à 14 de fevereiro de 2013 (36 dias de duração); o quinto e o último evento (71 dias de duração) ocorreu entre 14 de dezembro de 2014 à 22 de fevereiro de 2015. Os sistemas sinóticos vinculados a ocorrências dos tais eventos, são resumidos na Tabela 5.1.

Foram utilizados dados da *Joint Typhoon Warning Center* (JTWC) para elaboração de imagens com as trajetórias de alguns sistemas que atingiram a costa moçambicana e provocaram inundações na BHRL durante os eventos de precipitação (e1, e2, e3 e e5). Foi também utilizada a escala de Saffir-Simpson para indicar a intensidade dos sistemas. Conforme definido pelo *National Hurricane Center, National Weather Service*, da NOAA: “A escala de Saffir-Simpson é uma classificação de 1 a 5 com base na intensidade atual do furacão” (Simiu et al., 2007). Para a observação da distribuição espacial da chuva acumulada na bacia em cada evento de precipitação foram utilizados dados estimados pelos métodos CMORPH e GPM-IMERG e plotados no *Grid Analysis and Display System* (GrADS). Os gráficos sobre o comportamento das vazões observadas em cada sub-bacia, como consequência da ocorrência dos eventos de precipitação foram produzidos com dados do modelo GLDAS. Por último, é analisada para cada sub-bacia, a evolução diária da evapotranspiração potencial (ETp) estimada pelo algoritmo MOD16.

Tabela 5.1: Eventos de precipitação sobre a BHRL. Estão indicados, da esquerda para a direita, a ordem do evento, data de início e fim do evento, precipitação média espacial estimada pelo método CMORPH e GPM-IMERG, e sistema sinótico associado ao evento de precipitação.

Evento	Período	Precipitação acumulada na BHRL (mm)		Sistema sinótico
		CMORPH	GPM-IMERG	
1	18/01/2000 à 28/03/2000	1.344,3	1.579,3	Ciclones tropicais Eline, Glória e Hudah
2	02/03/2003 à 27/03/2003	170	150,66	Ciclone Japhet
3	07/12/2011 à 29/02/2012	610,6	592,1	Depressão Tropical Dando, Funso e Irina
4	10/01/2013 à 14/02/2013	599,2	618,2	Bandas de nuvens (TTTs)
5	14/12/2014 à 22/02/2015	550,8	604,9	Tempestade Tropical Chedza e Fundi

5.1.1 Evento 1: 18/01/2000 à 28/03/2000

As enchentes do ano 2000 tiveram como origem as chuvas intensas resultantes dos ciclones tropicais (CT) ELINE, GLÓRIA e HUDAH no SWIO, que devastaram grande parte das regiões sul e centro de Moçambique (Mavume et al., 2009; LIMCOM et al., 2017; DNGRH, 2017). Estes sistemas percorreram por todo o OI e atingiram o continente (*landfall*) em Madagascar e em Moçambique durante a temporada (JTWC, 2000; Mavume et al., 2009). No SWIO e no canal de Moçambique (CM), os ciclones são gerados principalmente entre os meses de novembro e abril (época ciclónica), com uma média de doze por ano. No CM, em particular, a maioria dos CTs são gerados entre janeiro e fevereiro (Mavume et al., 2009).

Entre os dias 21 e 23 de fevereiro, o CT ELINE trouxe fortes chuvas e ventos fortes que atingiram velocidades na faixa dos 185 a 215 km h⁻¹, rajadas de até 260 km h⁻¹ (Asante et al., 2007; Spaliviero et al., 2014; Manhique et al., 2015; DNGRH, 2017).

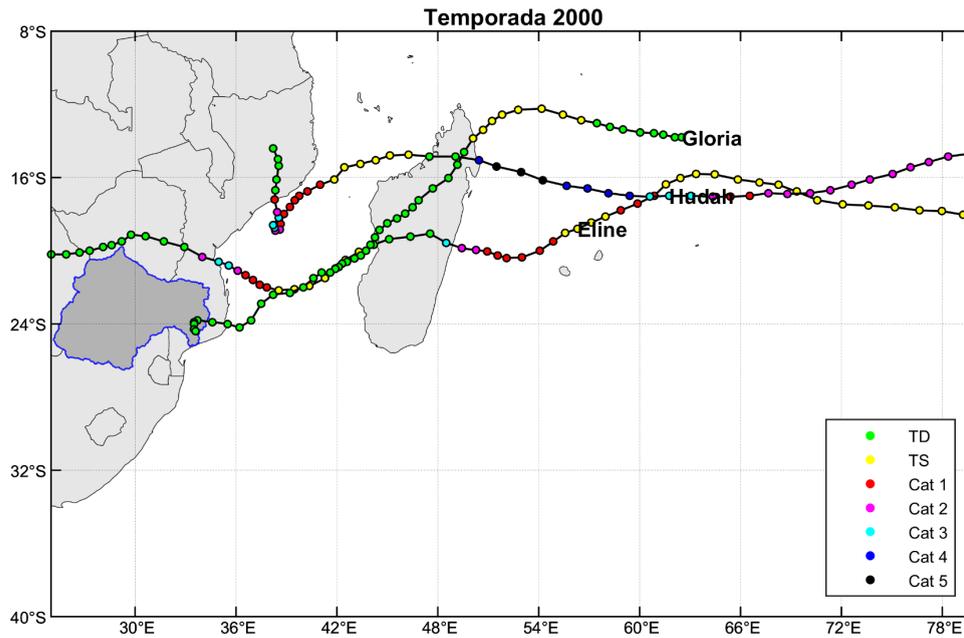


Figura 5.1: Trajetórias das tempestades no SWIO de fevereiro a março de 2000. Estão indicados na imagem os contornos geopolíticos (linhas cinzentas), limites da BHRL (linhas azuis). As trajetórias dos CT ELINE (04 à 23 de fevereiro), CT GLÓRIA (28 de fevereiro à 05 de março) e CT HUDAH (24 de março à 09 de abril) são indicadas por linhas sólidas pretas e os pontos coloridos indicam as intensidades dos CT a cada 6h. TD: Depressão Tropical, TS: Tempestade Tropical, Cat 1: Ciclone Categoria 1, Cat 2: Ciclone Categoria 2, Cat 3: Ciclone Categoria 3, Cat 4: Ciclone Categoria 4 e Cat 5: Ciclone Categoria 5. As longitudes são representadas no eixo das abcissas e as latitudes no eixo das ordenadas. Fonte: Autor.

Entre os dias 5 a 8 de março, o CT GLÓRIA, que se encontrava em processo de dissipação, provocou fortes chuvas na região. Esta situação levou tanto o rio dos Elefantes como o RL à inundações, com várias ondas de enchentes observadas. Na imagem acima (Figura 5.1) pode-se observar as trajetórias dos sistemas que contribuíram para as inundações na região de estudo durante o período em análise.

Na Fig. 5.2 observa-se a distribuição espacial da chuva analisada com dados de CMORPH e na Figura 5.3 a chuva analisada com dados de GPM-IMERG (as latitudes apresentadas no eixo das ordenadas e as longitudes no eixo das abcissas). Para ambos produtos de estimativa de chuva, verificam-se maiores acumulados de chuva na região nordeste da BHRL. O máximo diário registrado foi de 53,6 mm para GPM-IMERG e 36,6 mm para CMORPH.

Sobre o comportamento das vazões em cada sub-bacia, vale destacar que os picos máximos de onda de cheia chegaram a atingir $7.149 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Combomune (E-33; Figura 5.4), $10.206 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Chókwè (E-35; Figura 5.5) e $11.449 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Xai-Xai (E-38; Figura 5.6).

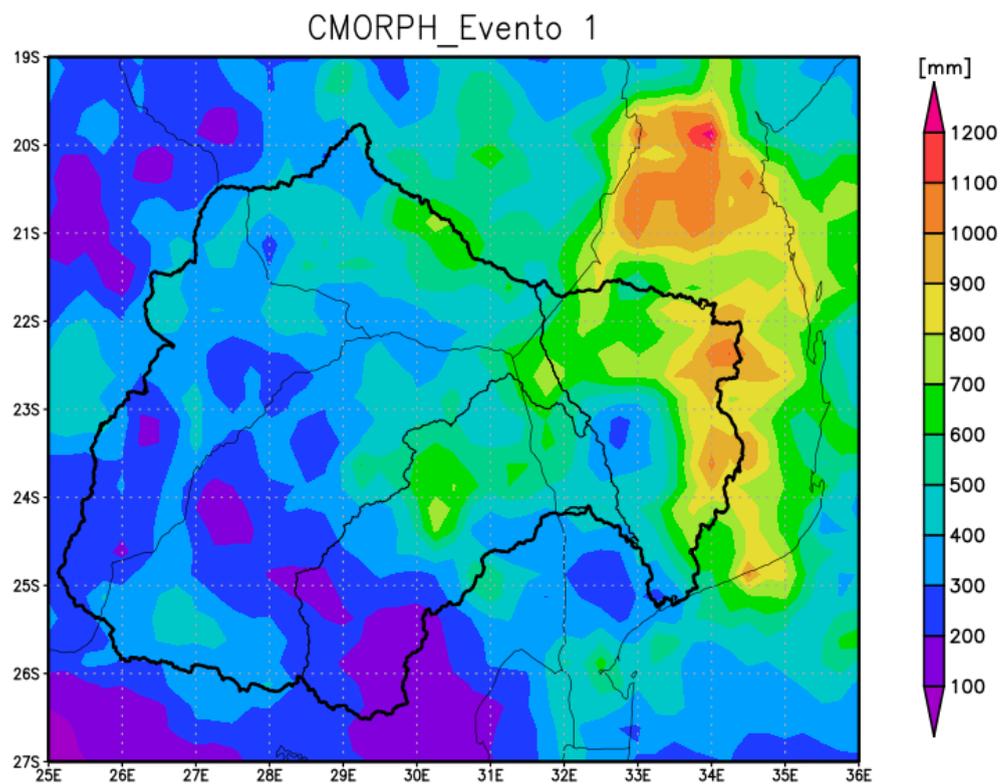


Figura 5.2: Distribuição espacial da chuva acumulada na BHRL (contorno preto), analisada com conjunto de dados CMORPH entre 18/01/2000 à 28/03/2000. As longitudes são representadas no eixo das abscissas e as latitudes no eixo das ordenadas. Fonte: Autor.

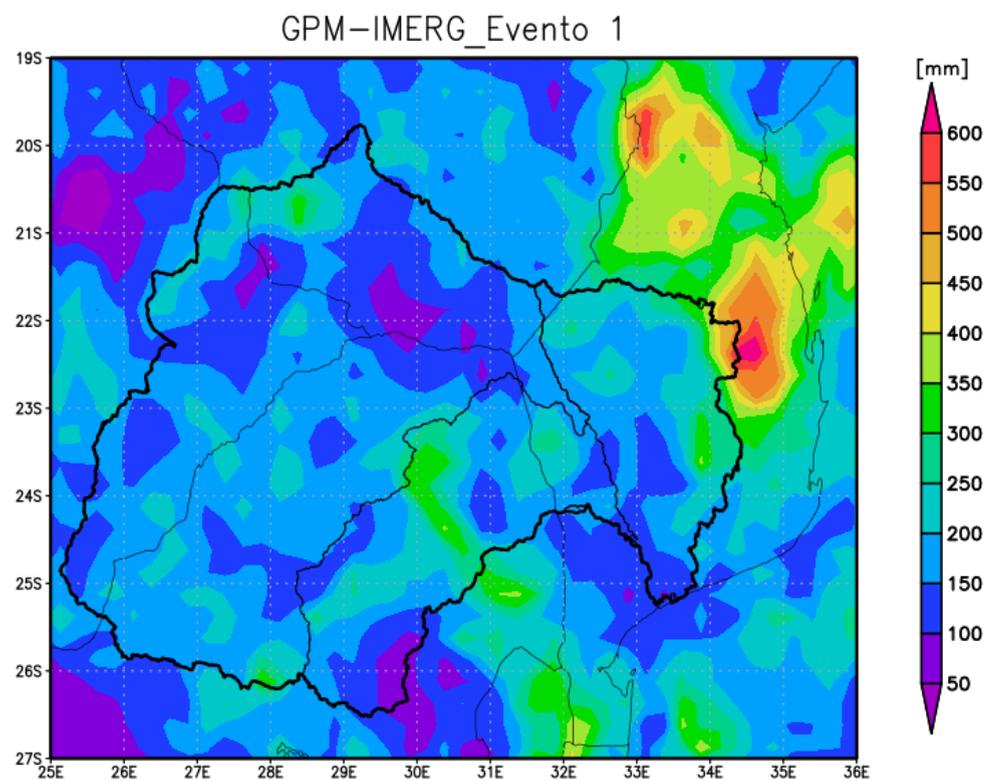


Figura 5.3: Similar a Figura 5.2, exceto para a precipitação estimada por meio do produto GPM-IMERG.

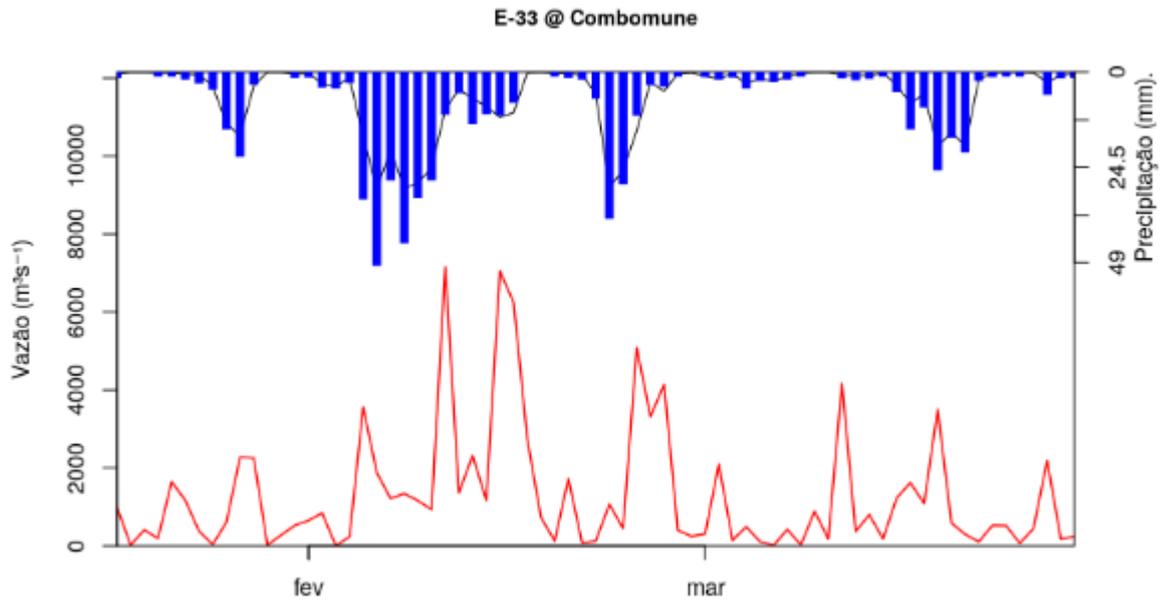


Figura 5.4: Precipitação IMERG (azul), CMORPH (preto) e vazão (vermelho) observados na sub-bacia de Combomune entre 18/01/2000 à 28/03/2000. As vazões estão plotadas no eixo principal (esquerdo) das ordenadas. Precipitações estão plotadas no eixo secundário das ordenadas (direito), que está invertido. Fonte: Autor.

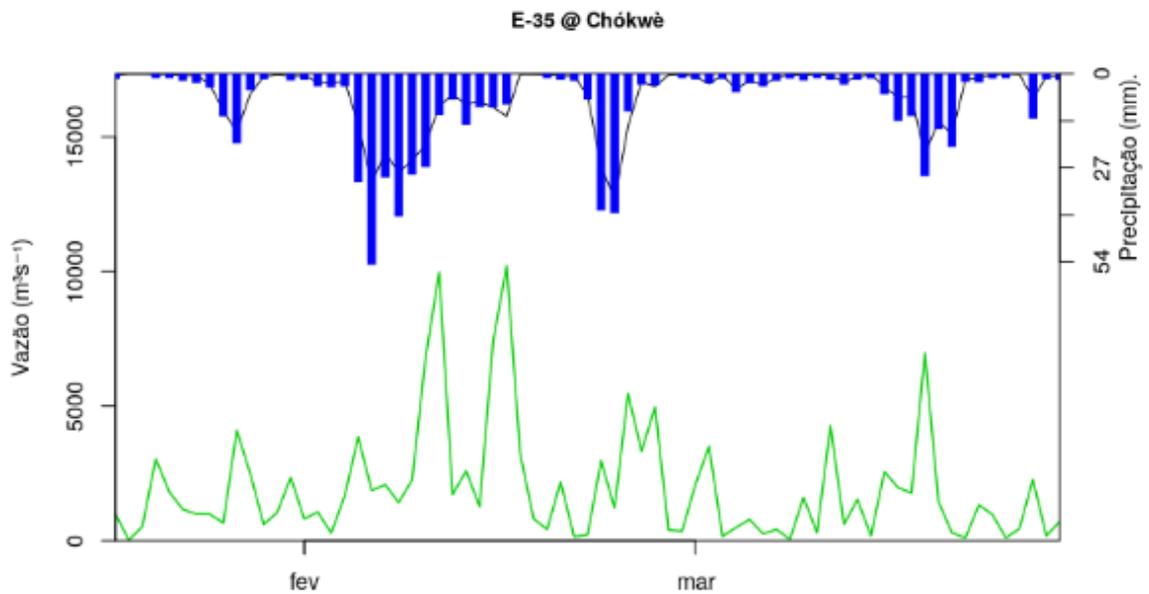


Figura 5.5: Similar à Figura 5.4, exceto para vazão em Chókwè (verde).

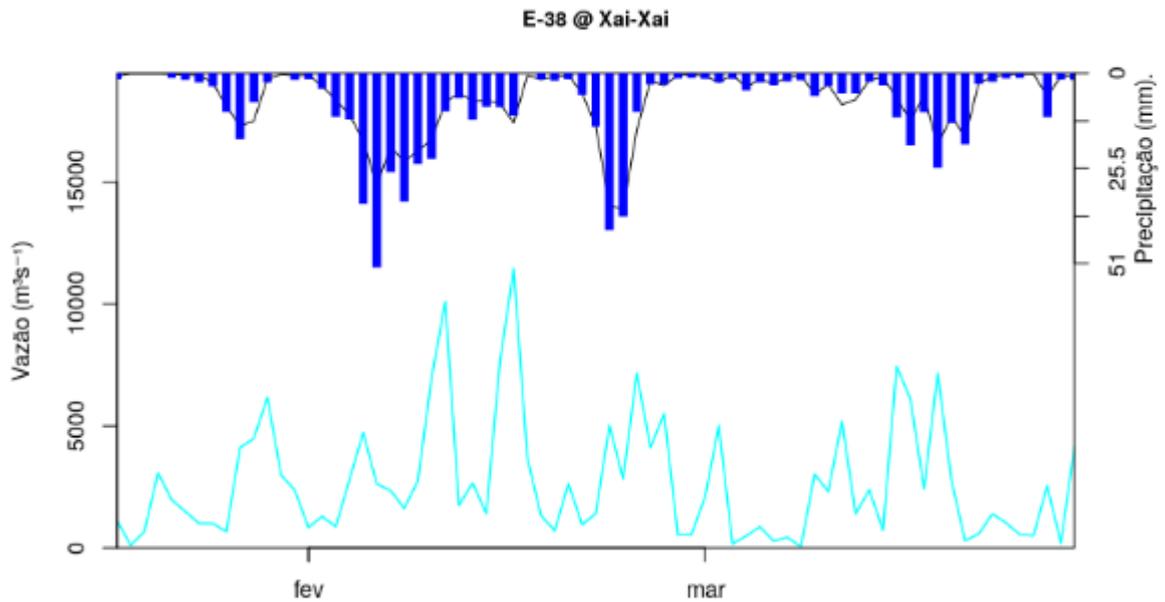


Figura 5.6: Similar à Figura 5.4, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).

A Figura 5.7 mostra a evolução diária da evapotranspiração potencial (ETp) para cada sub-bacia. Em Combomune e Chókwè a ETp variou de 3,8 mm (10-17 de fevereiro) a 6,8 mm (5-12 de março). Na sub-bacia de Xai-Xai a variação foi de 4 mm a 6,5 mm para o mesmo período.

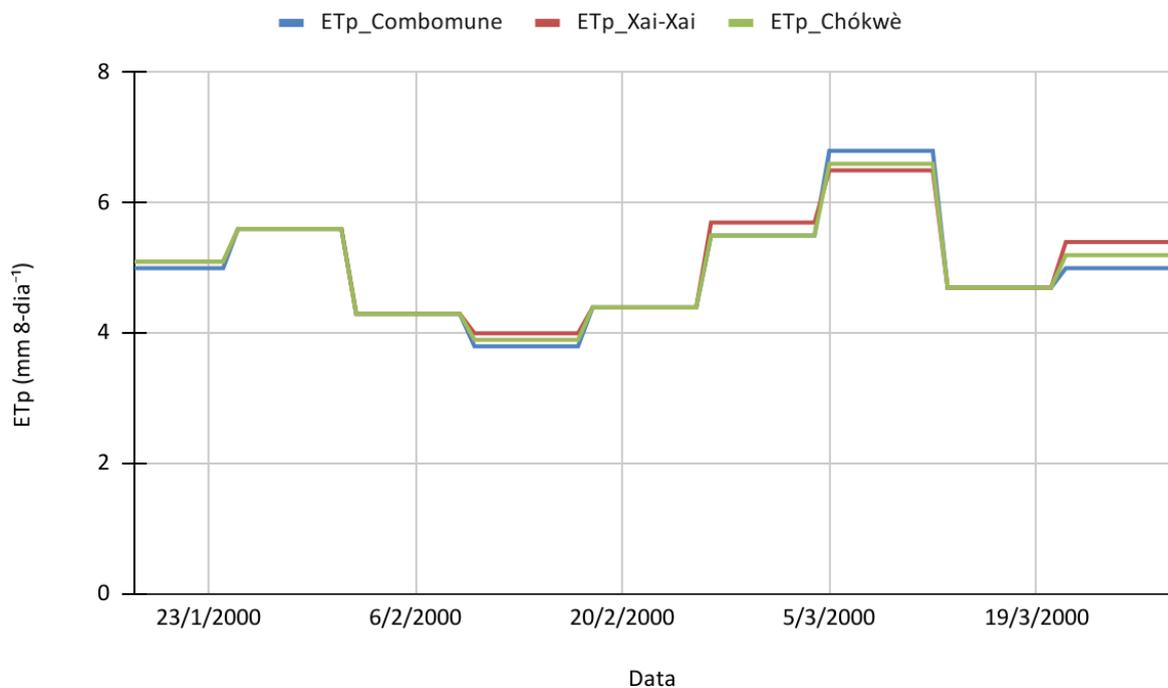


Figura 5.7: Evolução temporal da evapotranspiração potencial (ETp) diária estimada ($mm \text{ dia}^{-1}$) para as sub-bacias de Combomune (linha azul), Chókwè (linha verde) e Xai-Xai (linha vermelha) entre 18/01/2000 à 28/03/2000. Fonte: Autor.

5.1.2 Evento 2: 02/03/2003 à 27/03/2003

Durante a temporada de 2003 e após a prevalência da época seca de 2002, o SWIO recebeu chuvas acima do normal associadas à ocorrência de dois CT, nomeadamente DELFINA (30 de dezembro de 2002, 1800Z à 09 de janeiro de 2003, 0600Z) e o JAPHET (25 de fevereiro, 0000Z à 4 de março, 1200Z) que atingiram a CM, causando danos adversos (JTWC, 2003; Kadomura, 2005; Mavume et al., 2009; Matyas, 2015).

Para este período de 02 à 27 de março, foram analisados somente os efeitos hidrometeorológicos do CT JAPHET que atingiu a costa no dia 02 de março em aproximadamente 1700Z (Figura 5.8). Os ventos de 158.4 km h^{-1} associados ao JAPHET, causaram danos estruturais mais ao sul da cidade costeira de Vilanculos (FAO, 2003; JTWC, 2003; Kadomura, 2005; Matyas & Silva 2013). Como consequência da ocorrência do CT JAPHET e outros sistemas, na imagem com a distribuição espacial da chuva analisada com conjunto de dados CMORPH para o evento 2 (Figura 5.9), observa-se uma grande concentração de chuva mais ao sul da cidade costeira de Vilanculos (nordeste da BHRL).

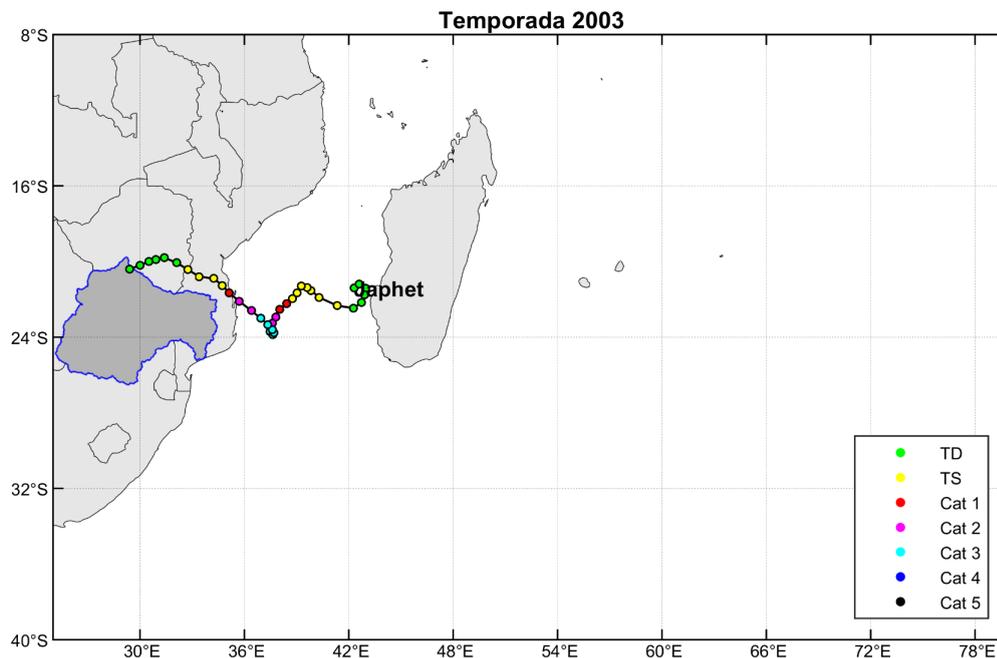


Figura 5.8: Similar a Figura 5.1, exceto para CT JAPHET que atingiu o centro de Moçambique entre os dias 25 de fevereiro à 4 de março de 2003. Fonte: Autor.

Os elementos hidrológicos sobre as sub-bacias do RL podem ser observados nas Figuras 5.10 a 5.12. Em Combomune (E-33) por exemplo, os picos máximos estiveram na ordem dos $7.948 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Figura 5.10), seguido por Chókhwè (E-35) com vazão máxima registrada de $11.576 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Figura 5.11) e $17.023 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ registrados em Xai-Xai (E-38; Figura 5.12).

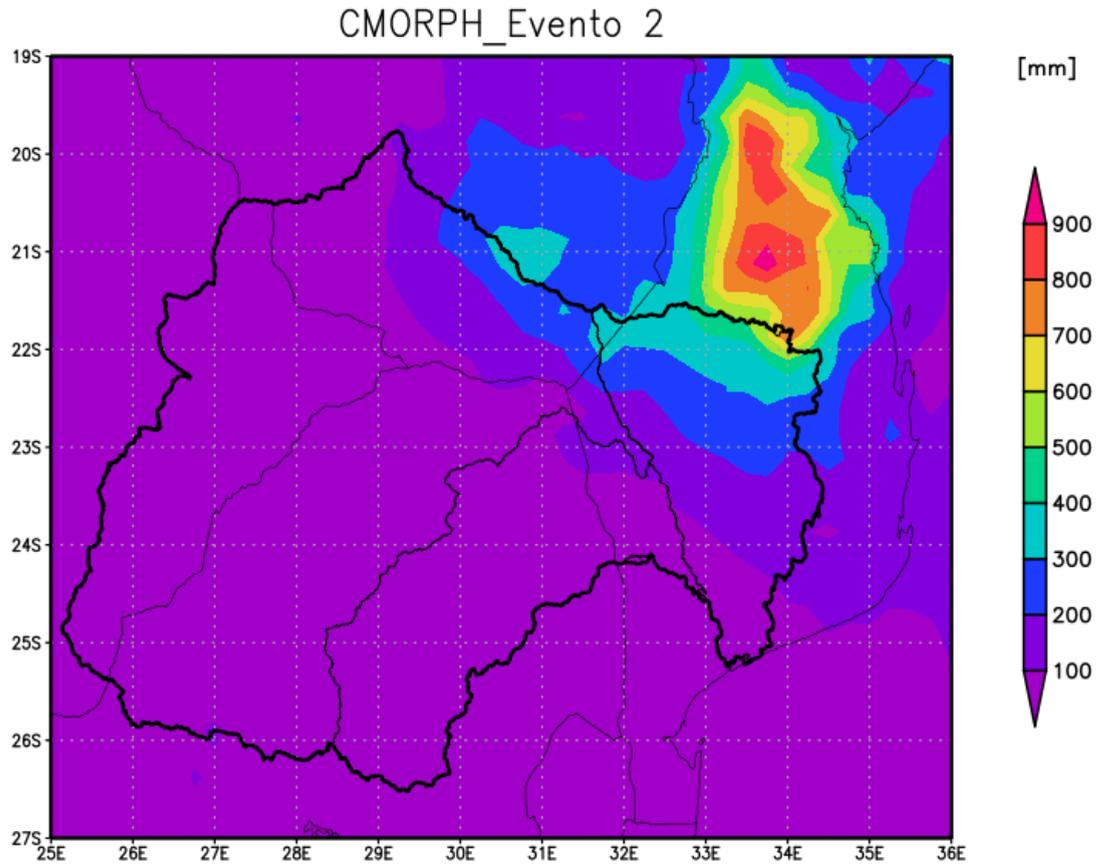


Figura 5.9: Similar à Figura 5.2, exceto para o período entre 02 à 23 de março de 2003. Fonte: Autor.

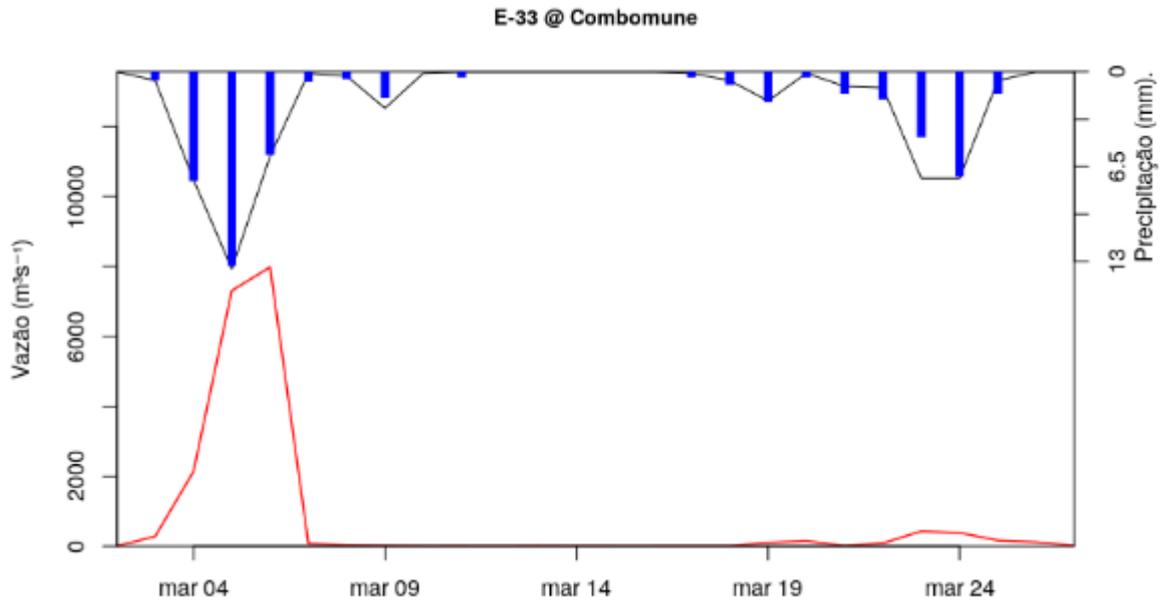


Figura 5.10: Similar à Figura 5.4, exceto para o período entre 02 à 23 de março de 2003. Fonte: Autor.

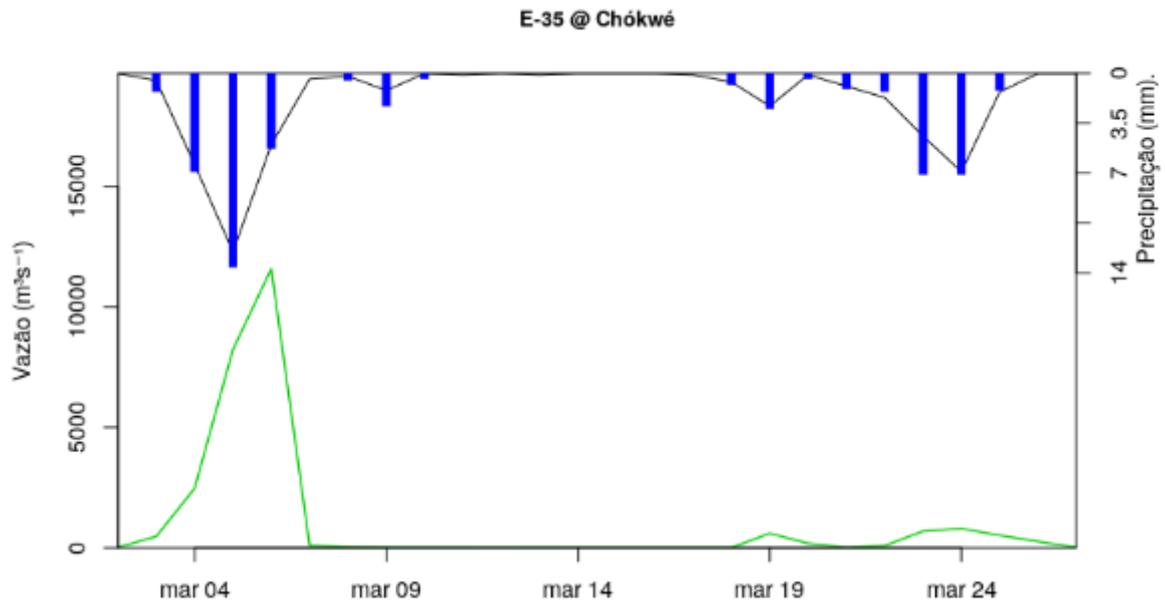


Figura 5.11: Similar à Figura 5.10, exceto para vazão em Chókwe (verde).

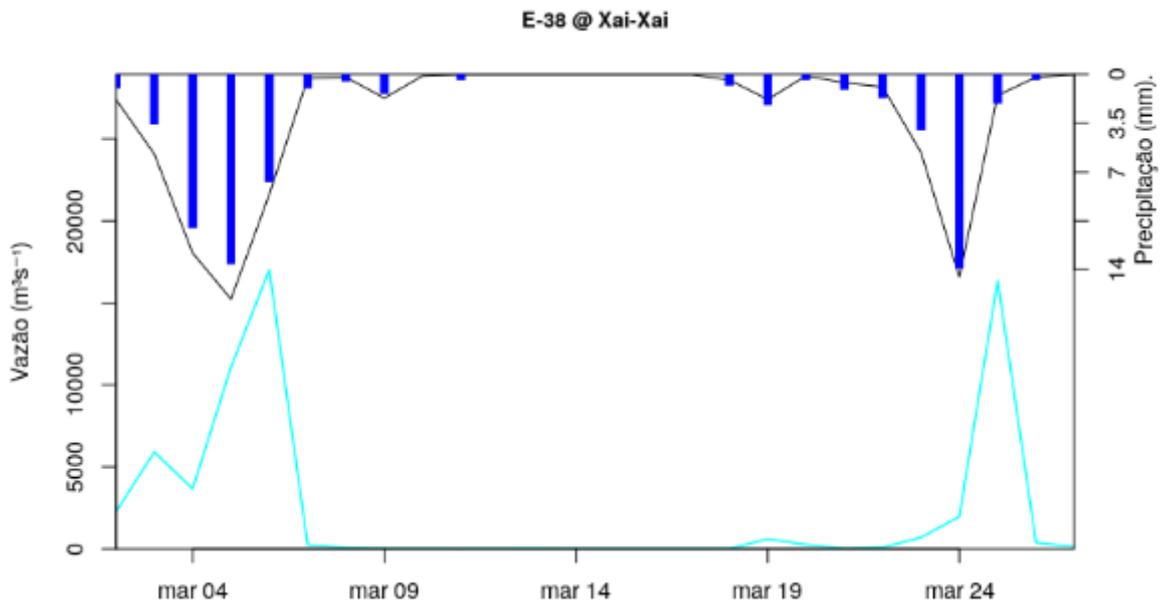


Figura 5.12: Similar à Figura 5.10, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).

Pode-se observar na Figura 5.13 a variação diária da ETp para cada sub-bacia durante o evento 2. O máximo valor de ETp foi de 8,1 mm em Combomune, 7,9 mm em Chókwe e 7,1 mm em Xai-Xai. "ETp_Combomune" e "ETp_Chókwe" variam em conjunto em uma tendência que diminui até 27 de março. "ETp_Xai-Xai" tem o menor valor para a série. Em Combomune a variação foi de 7,2 mm (22-29 de março) a 8,1 mm (2-9 de março). Em cada semana, "ETp_Combomune" diminuiu aproximadamente 0,186 mm. A ETp_Xai-Xai variou de 7,1 mm a 7,9 mm.

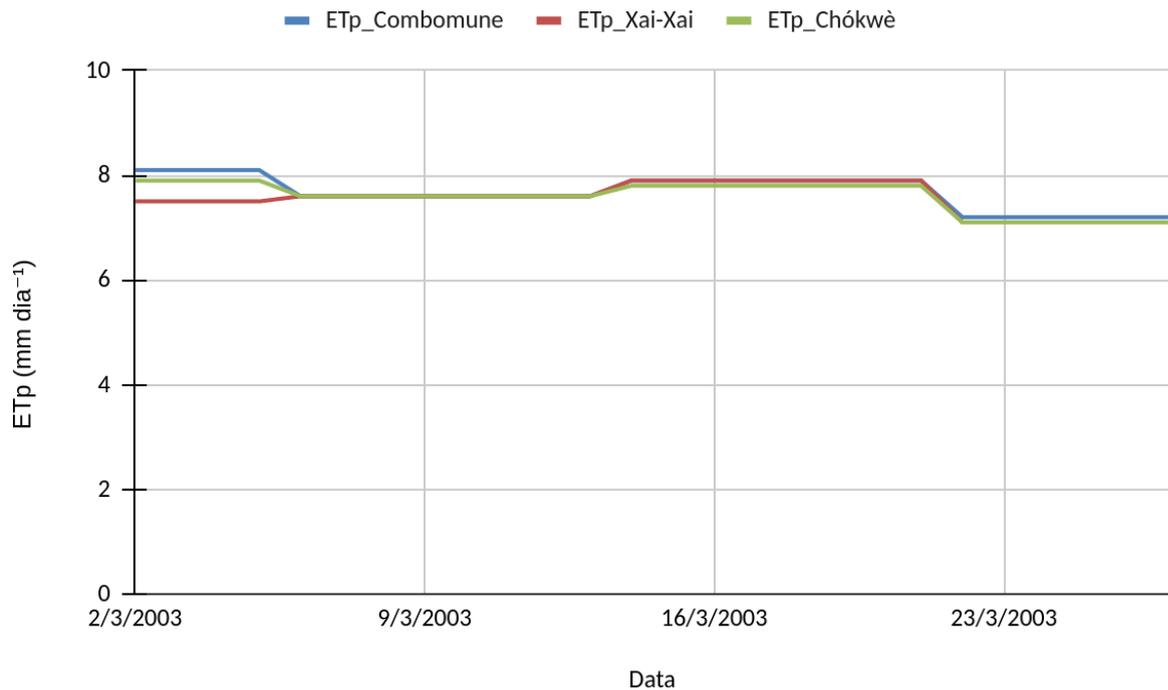


Figura 5.13: Similar à Figura 5.7, exceto para o período entre 02 à 23 de março de 2003. Fonte: Autor.

5.1.3 Evento 3: 07/12/2011 à 29/03/2012

Durante este período, os ventos subsidentes de leste de Madagáscar transportaram pelo menos cinco dos CTs para o CM. Três deles provocaram inundações na região sul de Moçambique e em áreas adjacentes: tempestade tropical (TS) DANDO (15-17 de janeiro), CT FUNSO (19-28 de janeiro) e CT IRINA (25 de fevereiro à 12 de março; WMO, 2012; Chikoore et al., 2015; LIMCOM et al., 2017). A Figura 5.14 ilustra a trajetória desses sistemas durante o período em análise. A TT DANDO, com ventos costeiros de 82 km h^{-1} , formou-se a leste de Madagascar no dia 11 de janeiro, intensificou-se antes do *landfall* sobre a região sul de Moçambique no dia 17 de janeiro de 2012, inundou as planícies costeiras ao longo do RL e afetou 5.393 famílias (WMO, 2012; Chikoore et al., 2015). No dia 19 de janeiro, CT FUNSO desviou de um esperado *landfall* no norte de Moçambique e continuou seu movimento em direção ao sul, atingiu o equivalente a um ciclone de categoria 4 (Cat 4) no dia 25 de janeiro, com ventos máximos de 220 km h^{-1} (120 nós/140 milhas por hora) e com rajadas de até 270 km h^{-1} (Chikoore et al., 2015; LIMCOM et al., 2017). O CT IRINA formou-se a nordeste de Madagascar no dia 25 de fevereiro de 2012, intensificou para a categoria de CT sobre o CM, no dia 3 de março, depois de cruzar o norte de Madagascar, continuou se movendo em direção ao

sul de Moçambique, tendo se dissipado no dia 10 de março. A distribuição espacial da chuva sobre a BHRL, influenciada por estes três sistemas, pode ser observada na Figura 5.13.

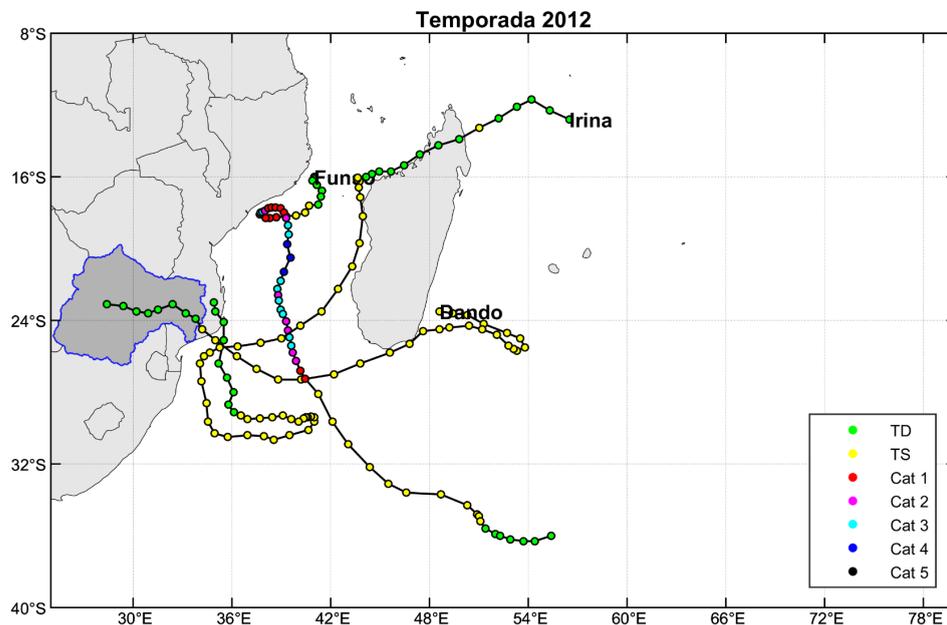


Figura 5.14: Similar à Figura 5.1, exceto para TS DANDO (15-17 de janeiro), CT FUNSO (19-28 de janeiro) e CT IRINA (25 de fevereiro à 12 de março de 2012). Fonte: Autor.

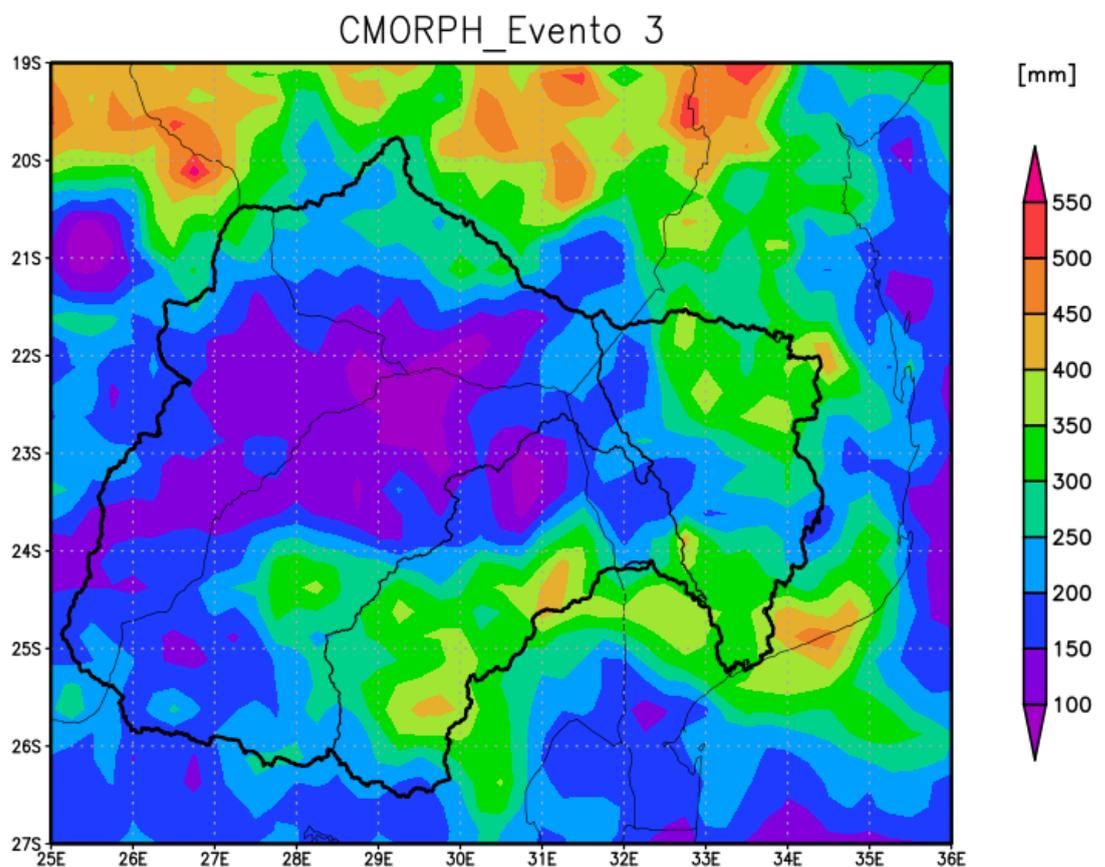


Figura 5.15: Similar à Figura 5.2, exceto para o período entre 07/12/2011 à 29/03/2012. Fonte: Autor.

Em termos de comportamento dos picos das ondas de enchentes, constata-se na Figura 5.16 um máximo de $8.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ registrada na sub-bacia de Combomune (E-33), $13.048 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Chókwè (E-35; Figura 5.17) e $17.520 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ registrados em Xai-Xai (E-38; Figura 5.18).

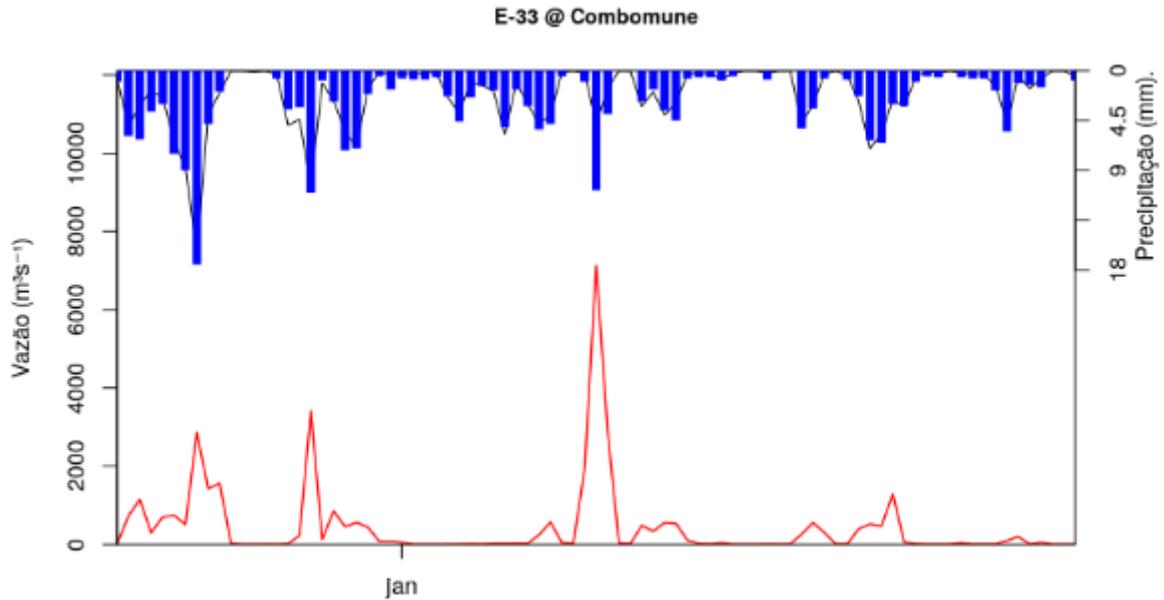


Figura 5.16: Similar à Figura 5.4, exceto para o período entre 07/12/2011 à 29/03/2012. Fonte: Autor.

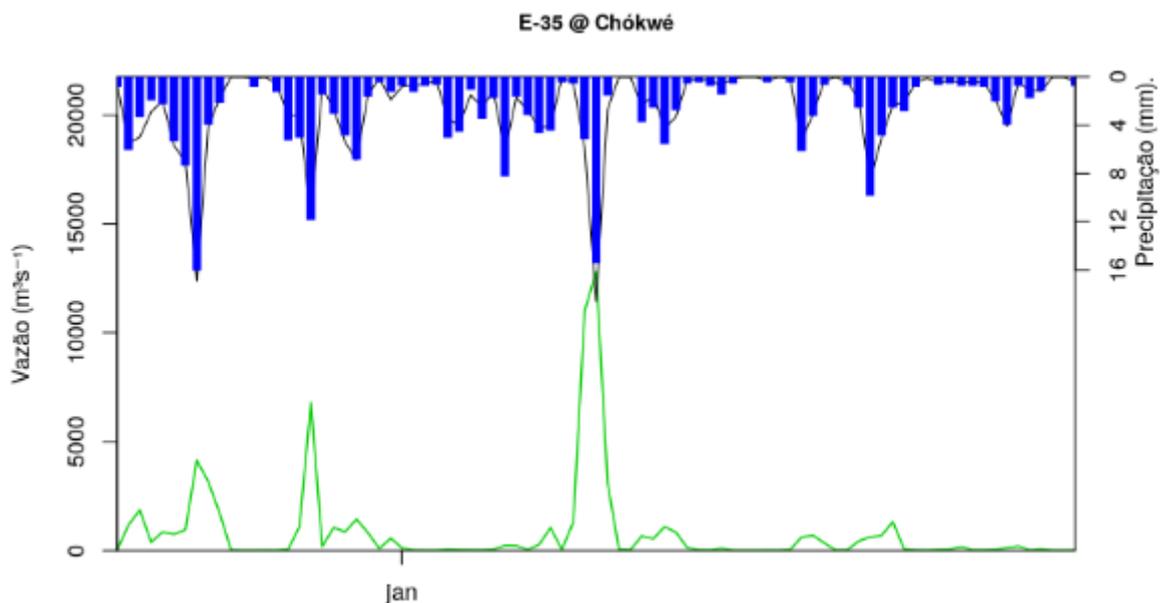


Figura 5.17: Similar à Figura 5.16, exceto para vazão em Chókwè (verde).

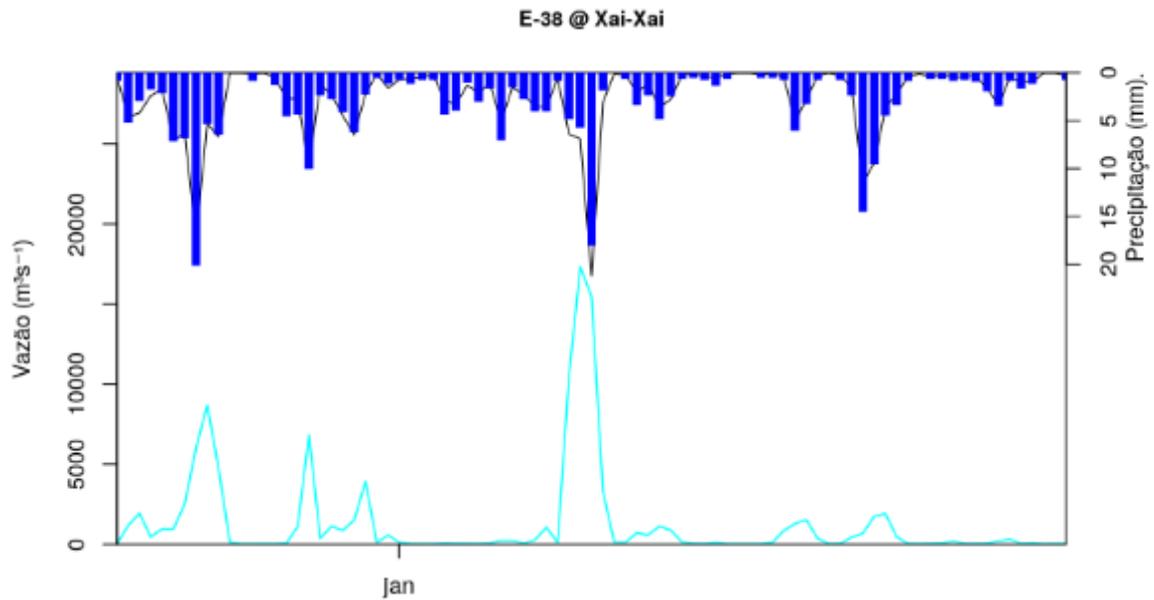


Figura 5.18: Similar à Figura 5.16, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).

"ETp_Combomune" e "ETp_Chókwè" variaram em conjunto. Em Combomune a ETp variou de 7,1 mm (10-17 de fevereiro de 2012) a 9,8 mm (1-8 de janeiro de 2012). Em Chókwè a variação foi de 7,2 mm a 9,7 mm. Em Xai-Xai, variou de 7,1 mm (11 de dezembro de 2011, 12 de dezembro de 2011, 13 de dezembro de 2011 e 5 outros) a 8,7 mm (25 de janeiro de 2012, 26 de janeiro de 2012, 27 de janeiro de 2012 e 5 outros), mas 80% dos valores foram menor ou igual a 8,7 mm durante o evento todo. Esse comportamento pode ser observado na Figura 5.19.

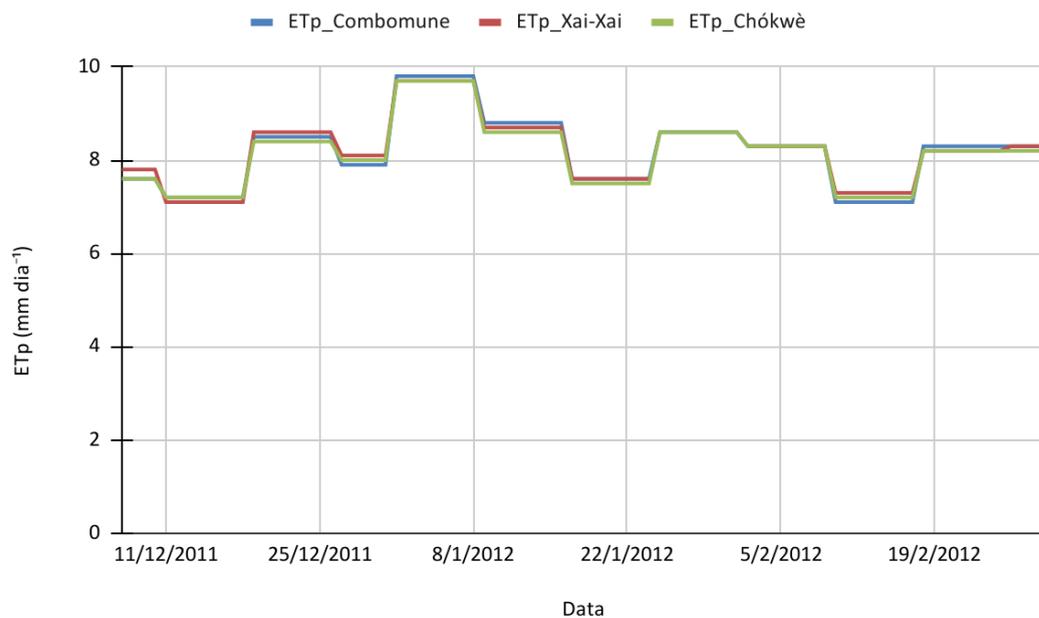


Figura 5.19: Similar à Figura 5.7, exceto para o período entre 07/12/2011 à 29/03/2012. Fonte: Autor.

5.1.4 Evento 4: 10/01/2013 à 14/02/2013

Em janeiro de 2013, o SWIO foi fustigado com chuvas muito fortes e generalizadas que causaram inundações com impactos devastadores (Manhique et al., 2015; LIMCOM et al., 2017). Na imagem produzida com dados de CMORPH para o período em análise (Figura 5.20) é possível observar uma enorme banda de nuvens (TTT's) na porção moçambicana da bacia do Limpopo, onde os maiores acumulados de chuva ocorreram.

As fortes chuvas registradas levaram a um aumento dos caudais na BHRL. Pode-se observar na Figura 5.21 que os níveis das águas começaram a elevar-se na sub-bacia de Combomune (E-33) no dia 10 de janeiro de 2013, atingindo o pico máximo no dia 21 do mesmo mês (cerca de $24.497 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Esta inundação veio atingir a região da sub-bacia do Ch kw  (E-35) onde a subida do nível das águas do rio teve início no dia 15, continuando até o dia 20 e tendo-se registado cerca de $42.728 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Figura 5.22). Em Xai-Xai (E-38), o pico máximo registrado foi de $50.623 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Figura 5.23).

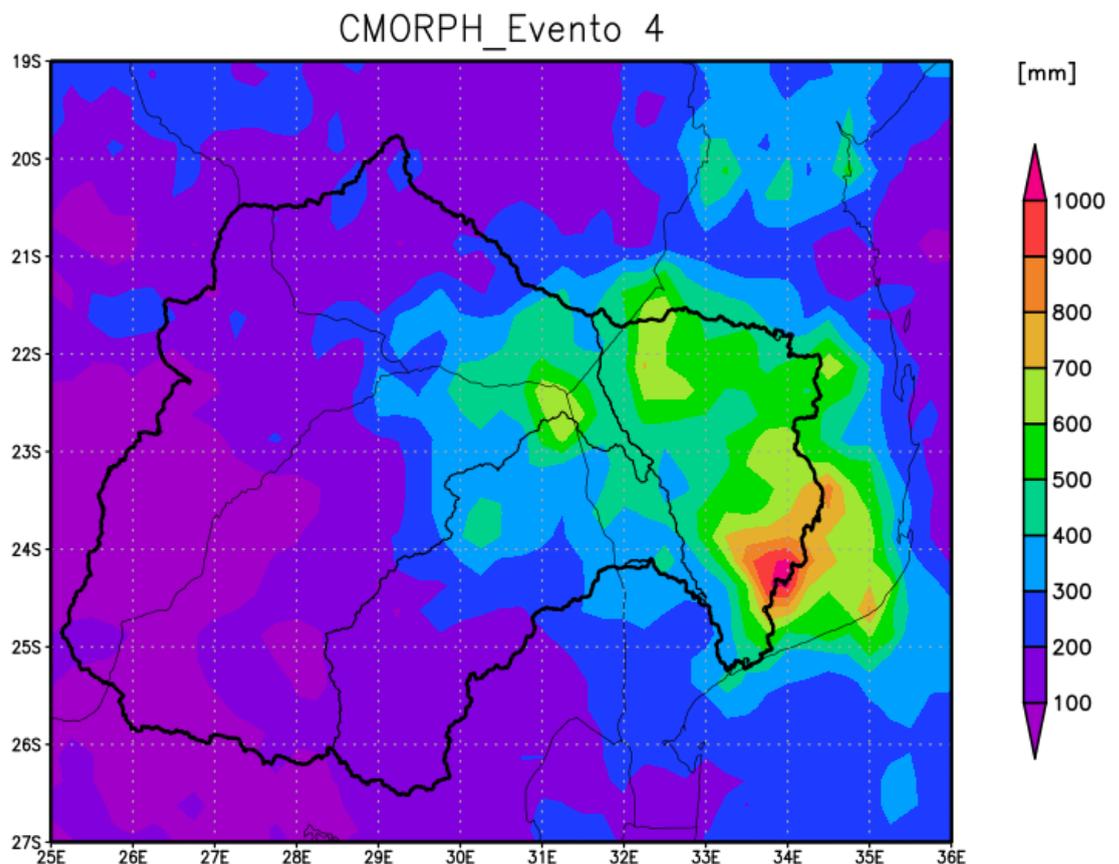


Figura 5.20: Similar   Figura 5.2, exceto para o período entre 10/01/2013   14/02/2013. Fonte: Autor.

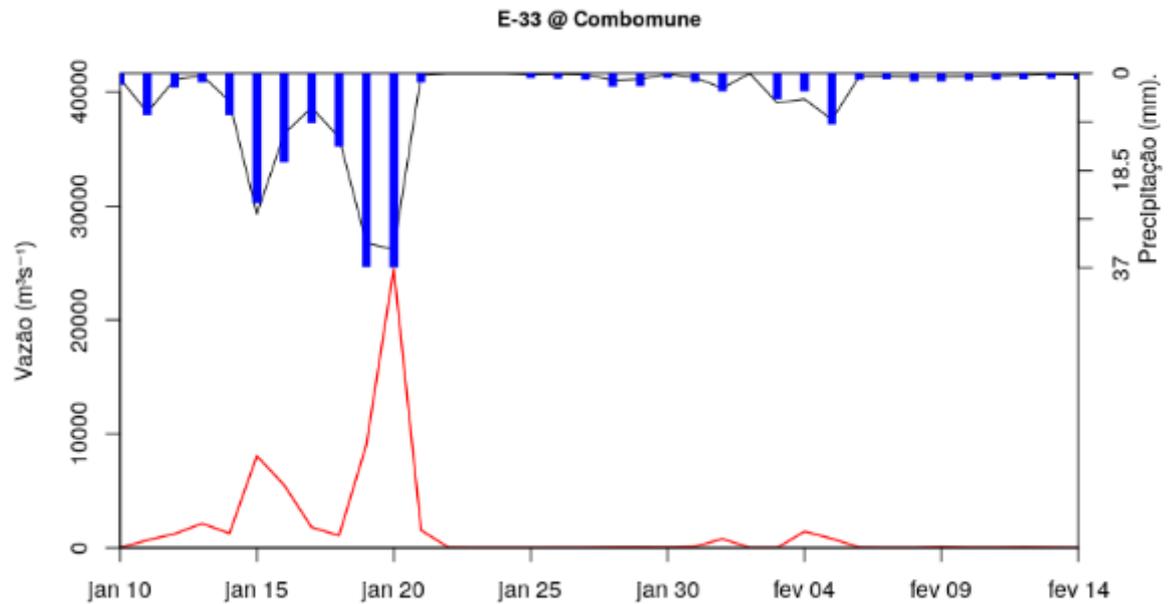


Figura 5.21: Similar à Figura 5.4, exceto para o período entre 10/01/2013 à 14/02/2013. Fonte: Autor.

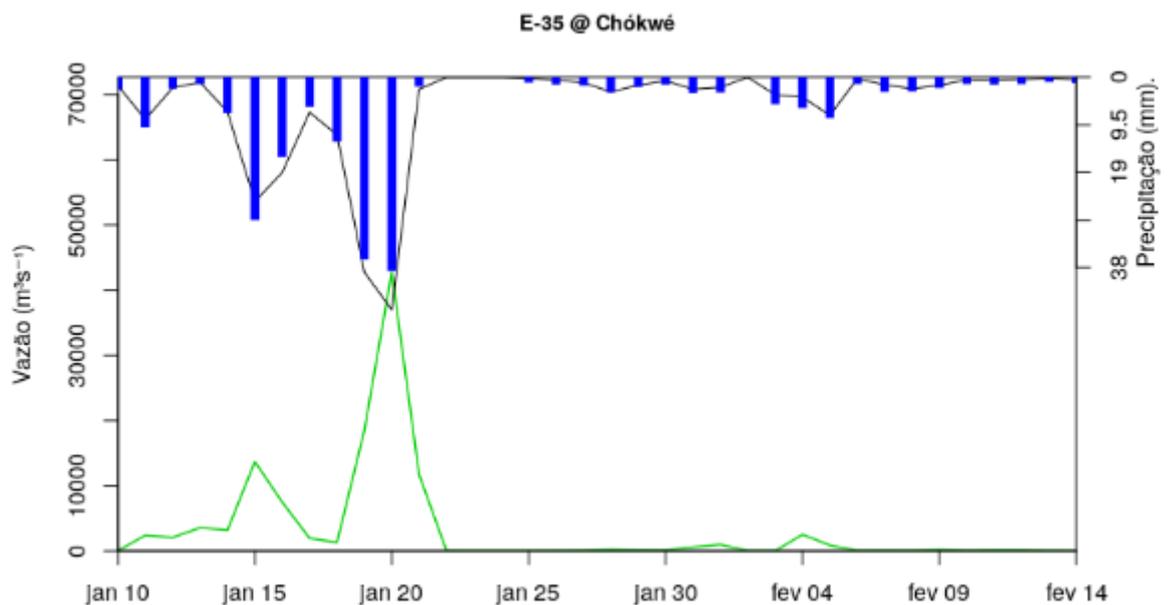


Figura 5.22: Similar à Figura 5.21, exceto para vazão em Chókwé (verde).

Segundo a DNGRH (2017), os picos observados nas sub-bacias destacadas, foram causados não só pela propagação da inundação que veio pelo curso principal do rio, mas também pela inundação provocada pela abertura das comportas da barragem de Massingir que descarregou $4.000 m^3 s^{-1}$.

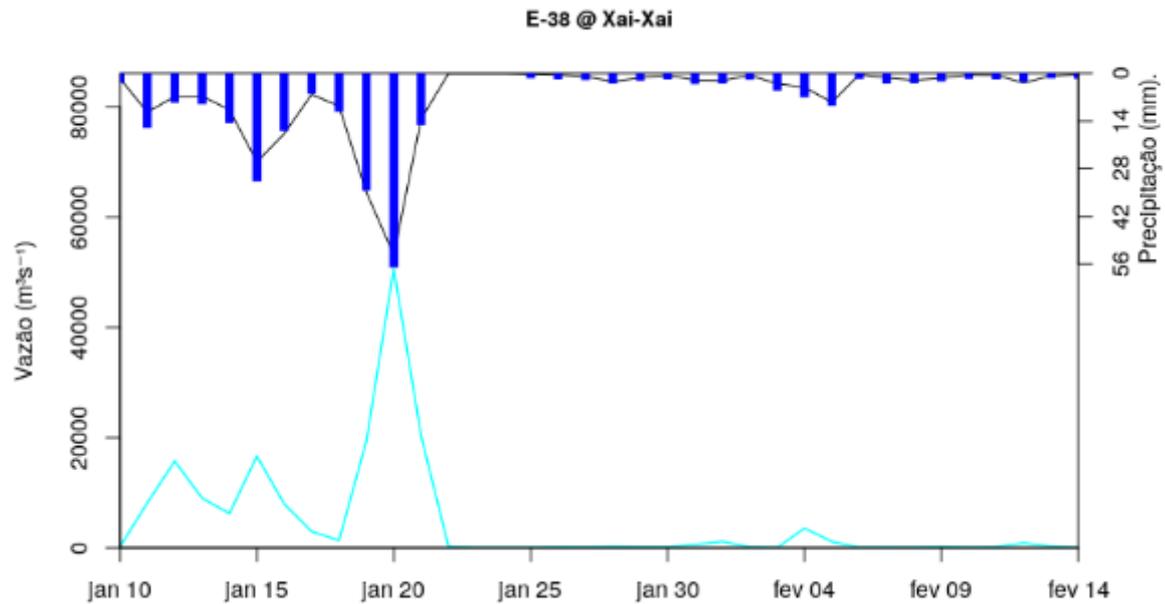


Figura 5.23: Similar à Figura 5.21, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).

O comportamento da ETp para este período na BHRL é exibido na Figura 5.24. Para cada semana, "ETp_Combomune" aumentou aproximadamente 0,24 mm. Sua variação foi de 7,2 mm (17-24 de janeiro) a 8,9 mm (25 de janeiro, 26 de janeiro, 27 de janeiro e 5 outros). "ETp_Chókwè" variou de 7,2 mm a 8,8 mm. Houve um aumento de aproximadamente 0,261 mm. Em Xai-Xai variou de 7,2 mm (10-16 de janeiro) a 8,9 mm (25 de janeiro-01 de fevereiro).

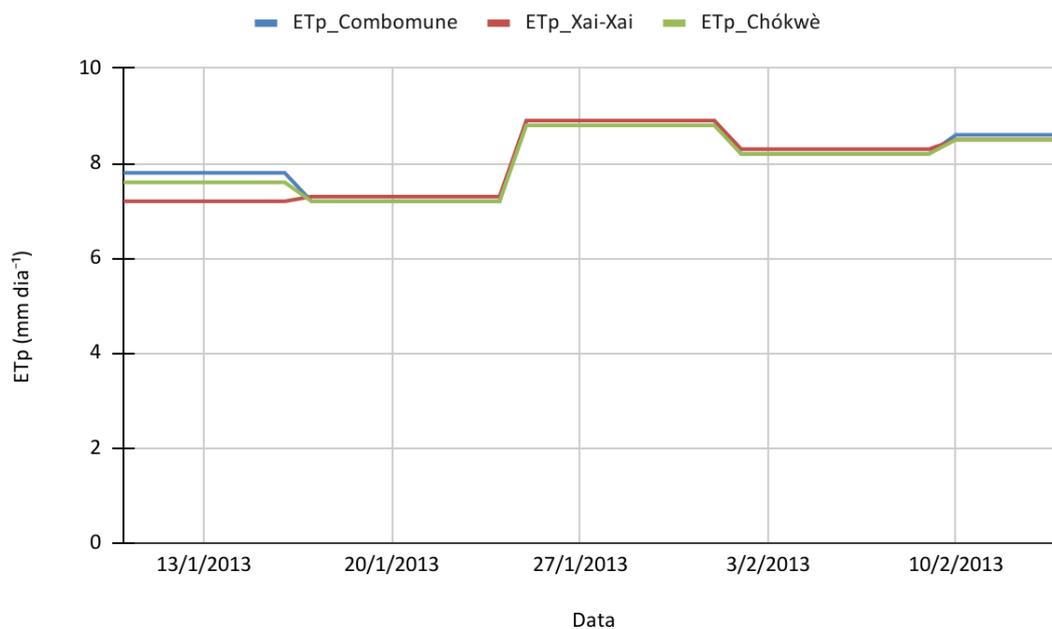


Figura 5.24: Similar à Figura 5.7, exceto para o período entre 10/01/2013 à 14/02/2013. Fonte: Autor.

Anomalias na TSM ($1-2^{\circ}\text{C}$), o fluxo de calor que se desenvolve sobre esta região durante o verão austral e atua como a fonte tropical para os TTTs, o padrão de ondas planetárias do hemisfério sul e as condições de La Niña observadas em janeiro de 2013 foram todas favoráveis para o aumento do SICZ com forte convecção e, portanto, chuvas fortes em grandes partes da BHRL (WMO, 2012; Manhique et al., 2015). Na Figura 5.25, produzida no GrADS para o dia 20 de janeiro de 2013 às 1200 UTC, dia com máximo registro diário de precipitação, é possível observar o comportamento dos campos meteorológicos na África Austral.

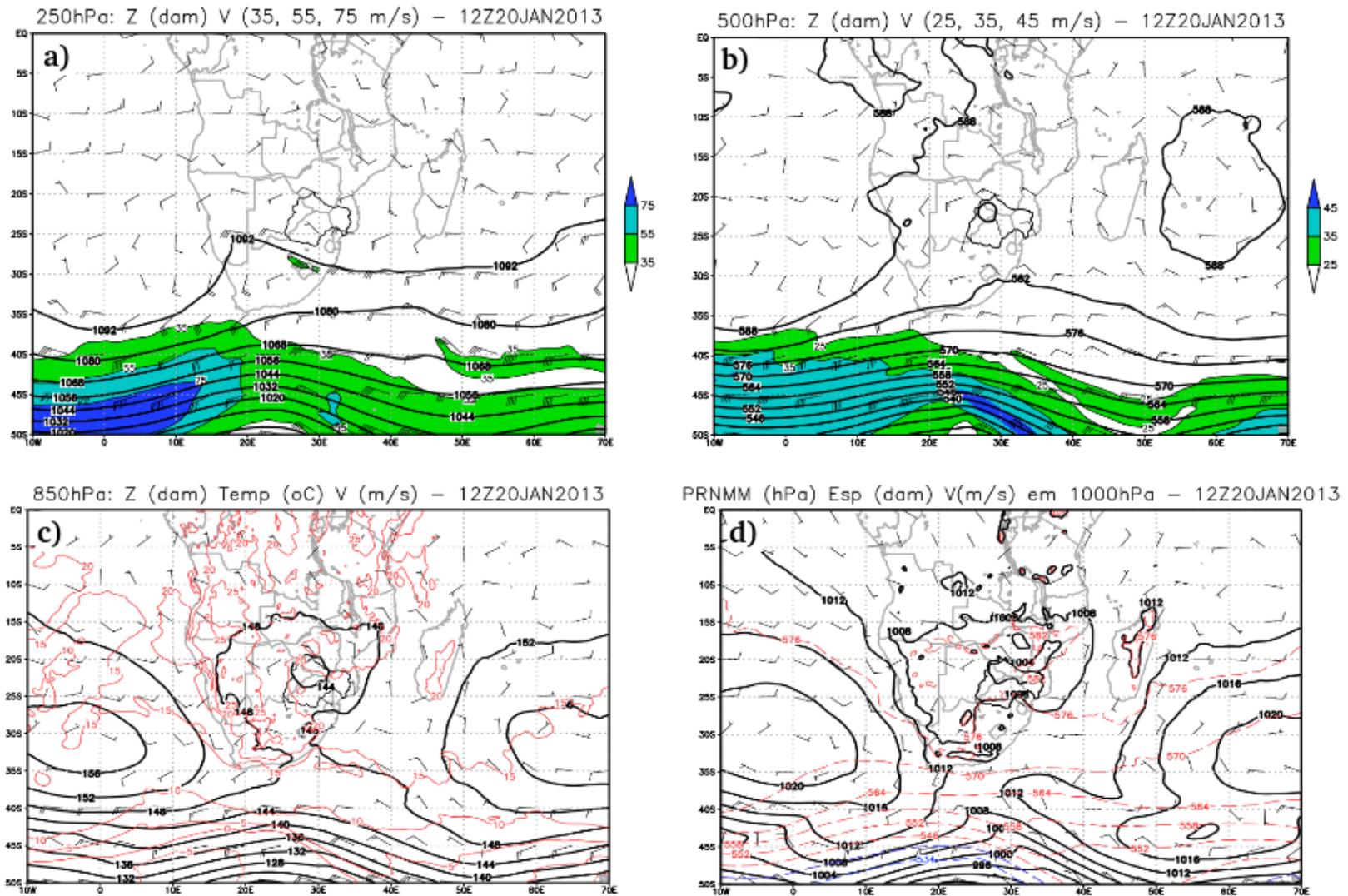


Figura 5.25: Campos meteorológicos na África Austral às 1200 UTC, dia 20 de janeiro de 2013. Os painéis de cima (a) e (b): mostram os campos de altura geopotencial (contornos em dam) e ventos (barbelas e isotacas em escala de cores em $m s^{-1}$) nos níveis de 250 hPa (esquerda) e 500 hPa (direita). (c) mostra a altura geopotencial (contornos sólidos em dam) e temperatura (linha tracejada em vermelho a cada $5^{\circ}C$) em 850 hPa. (d) mostra a Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (contornos sólidos em hPa) e Espessura entre 1000 e 500 hPa (linhas tracejadas em dam). Estão indicadas também as latitudes e longitudes, contornos geopolíticos e contornos da BHRL. Fonte: Autor.

5.1.5 Evento 5: 14/12/2014 à 22/02/2015

Durante este período selecionado, um total de cinco CT se formaram na região do SWIO. “BANSI” (11-18 de janeiro de 2015, 220 km h⁻¹ e 910 hPa), “CHEDZA” (16-18 de janeiro de 2015, 100 km h⁻¹ e 975 hPa), “DIAMONDRA” (26-29 de janeiro de 2015, 100 km h⁻¹ e 986 hPa), “EUNICE” (27 de janeiro a 02 de fevereiro de 2015, 230 km h⁻¹ e 915 hPa) e “FUNDI” (06-08 de fevereiro de 2015, 95 km h⁻¹ e 985 hPa). Dos cinco ciclones, somente o CHEDZA e FUNDI é que atingiram a CM (JTWC, 2015; Gera et al., 2017).

A tempestade tropical CHIEDZA, se desenvolveu no dia 11 de janeiro como uma depressão tropical sobre as águas quentes do CM (Figura 5.26). Os valores da TSM (26-30°C) e a convergência de umidade (impulsionada pelo desenvolvimento do CHEDZA), favoreceram a formação dos TTT e grandes quantidades de chuvas ocorreram em algumas regiões da BRL (LIMCOM et al., 2017; Rapolaki & Reason, 2018). O FUNDI moveu-se sobre as águas frias (25 °C) do SWIO e se dissipou em 9 de fevereiro. Na imagem com estimativa de chuva CMORPH observa-se uma faixa de chuva relativamente forte na porção moçambicana da BHRL (Figura 5.27). Como consequência da ocorrência dessas duas tempestades no CM e interação de outros sistemas, o escoamento superficial observado na área de drenagem de Xai-Xai foi de 19.624 m³ s⁻¹ superior às outras duas áreas de drenagem, conforme observa-se nas Figuras 5.28-30.

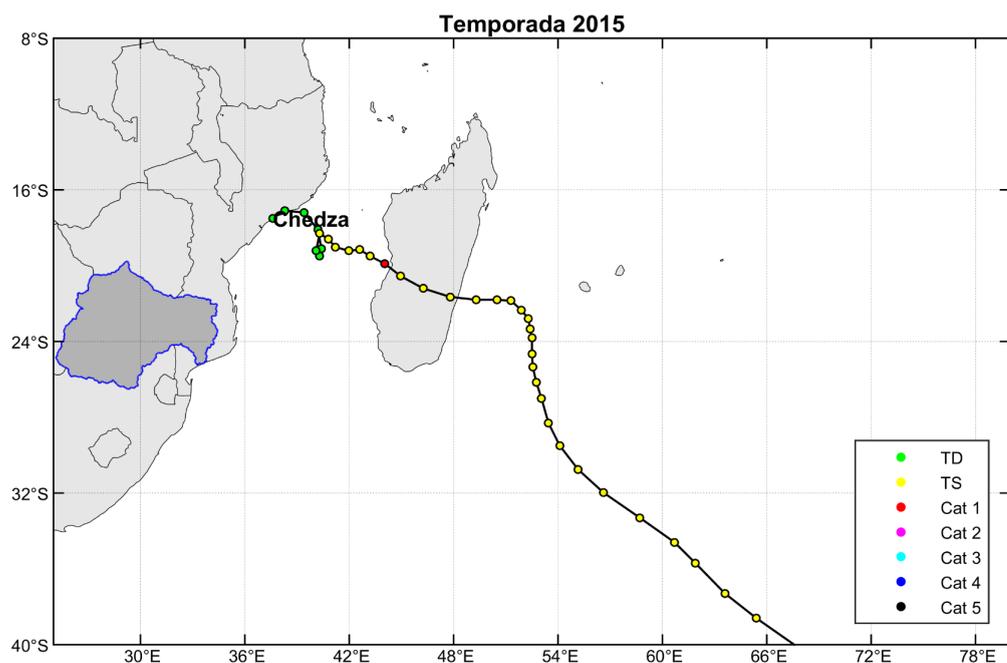


Figura 5.26: Similar à Figura 5.1, exceto para TS CHEDZA (25 de fevereiro à 12 de março de 2012).
Fonte: Autor.

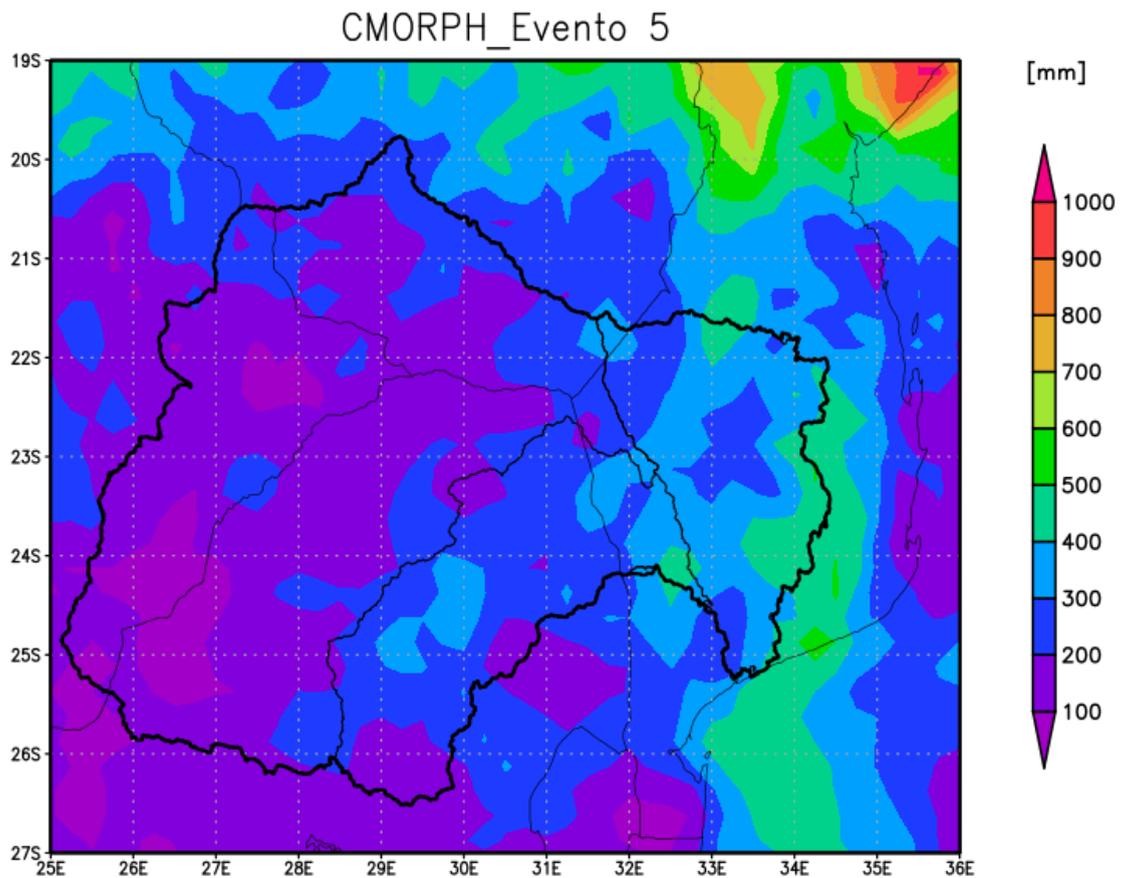


Figura 5.27: Similar à Figura 5.2, exceto para o período entre 14/12/2014 à 22/02/2015. Fonte: Autor

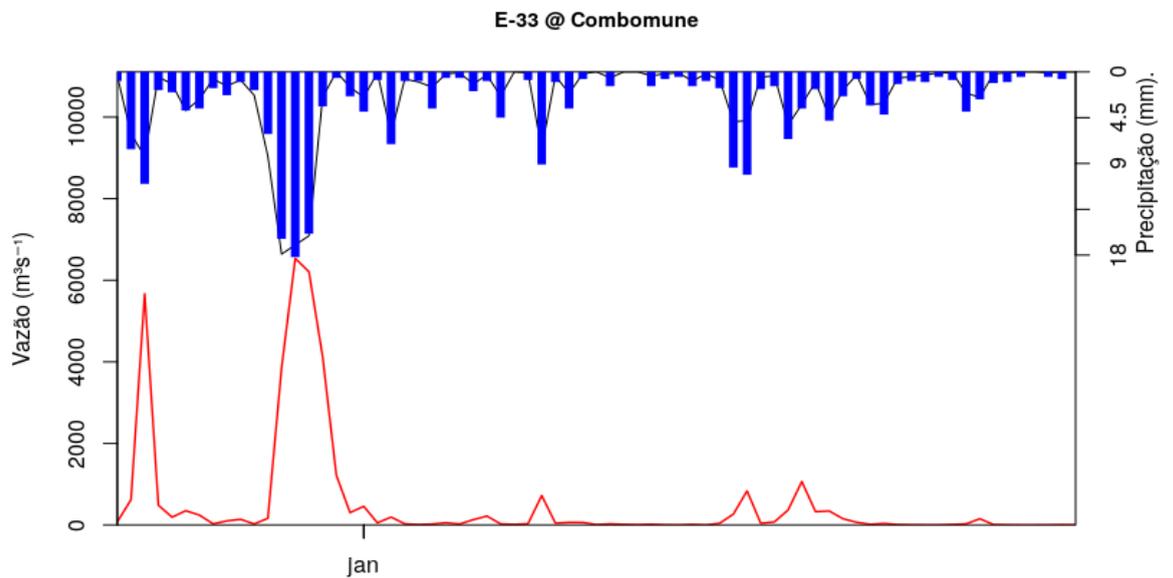


Figura 5.28: Similar à Figura 5.4, exceto para o período entre 14/12/2014 à 22/02/2015. Fonte: Autor.

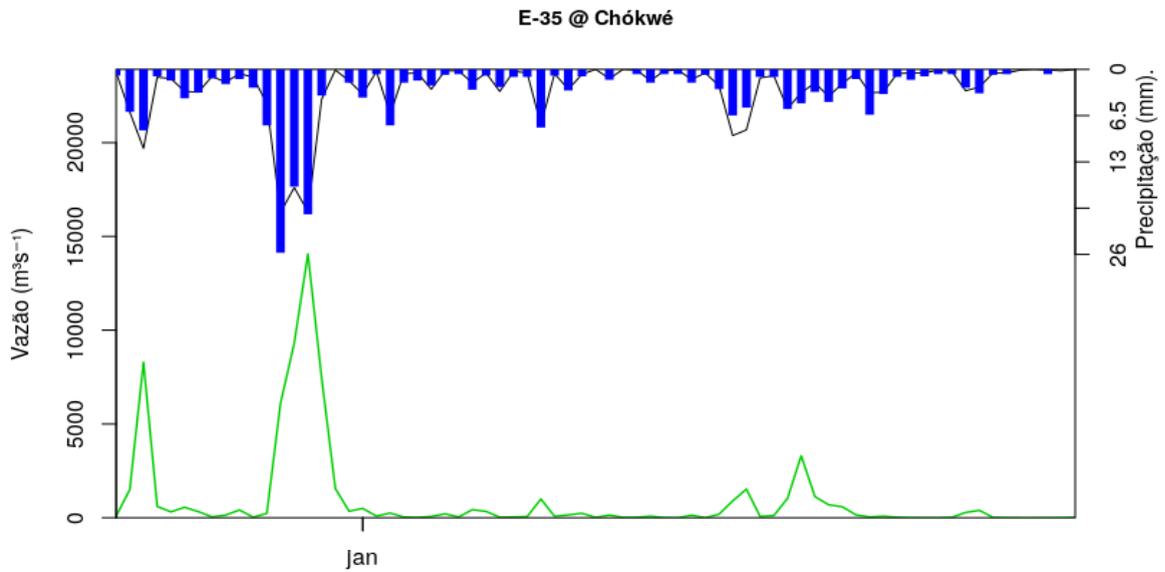


Figura 5.29: Similar à Figura 5.28, exceto para vazão em Chókwe (verde).

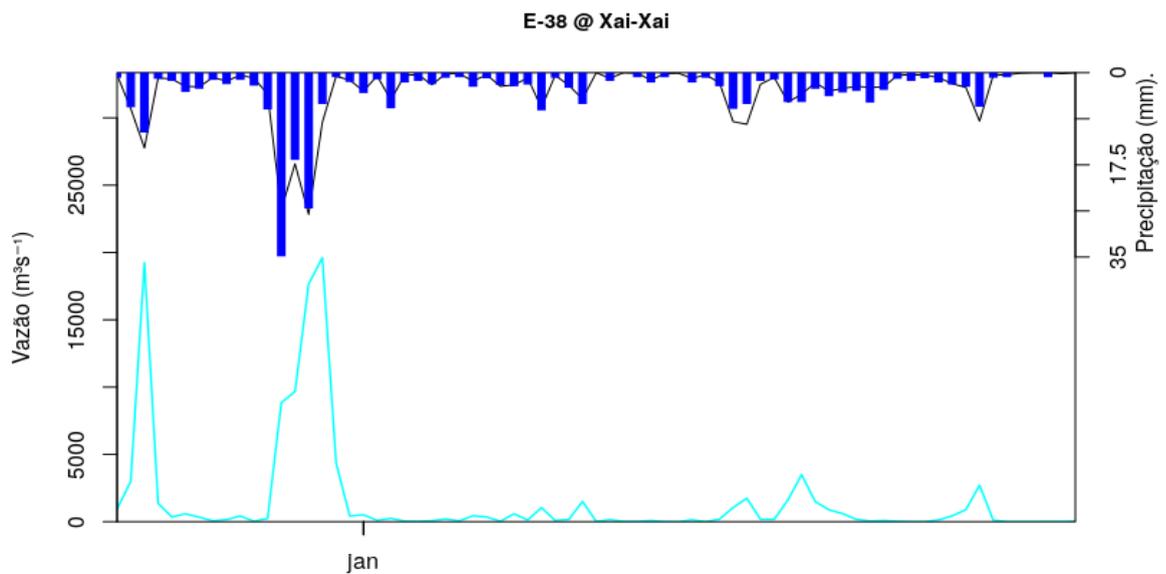


Figura 5.30: Similar à Figura 5.28, exceto para vazão em Xai-Xai (azul).

A ETp em Combomune (Figura 5.31) variou de 6,6 mm (14 de dezembro de 2014, 15 de dezembro de 2014, 16 de dezembro de 2014 e 2 outros) a 9,4 mm (9 de janeiro de 2015, 10 de janeiro de 2015, 11 de janeiro de 2015 e 5 outros).

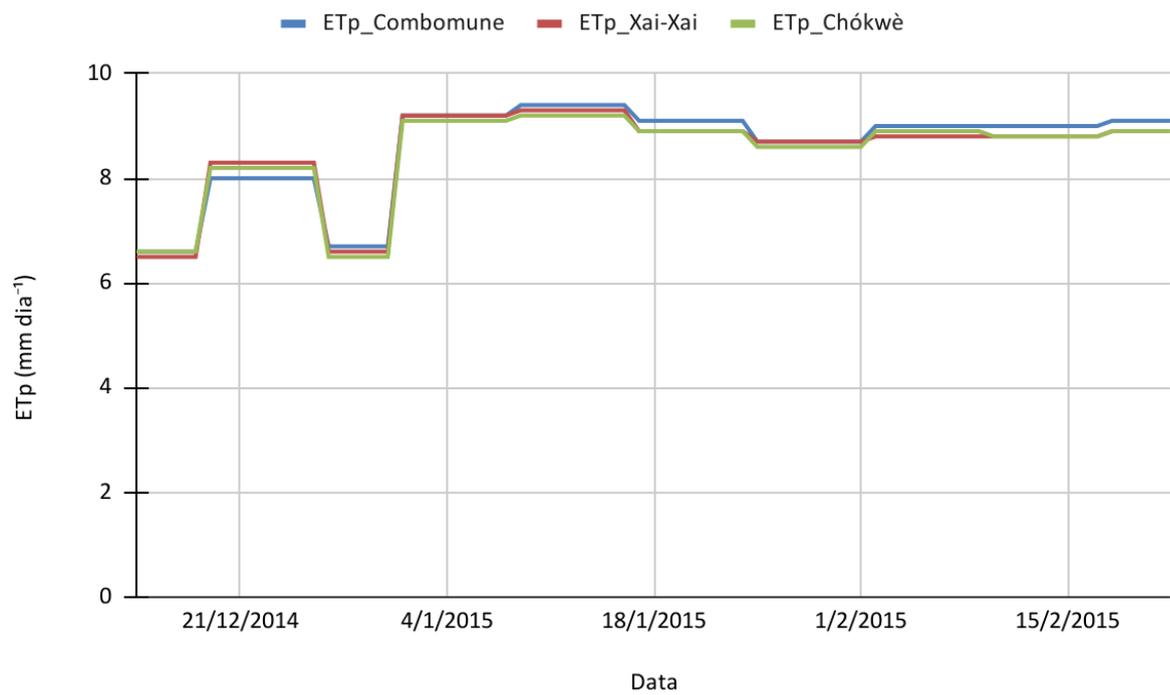


Figura 5.31: Similar à Figura 5.7, exceto para o período entre 14/12/2014 à 22/02/2015. Fonte: Autor.

5.2 Simulações com TOPMODEL

Comparar as simulações de vazão do modelo com a vazão observadas nas estações é um desafio (EPA, 2017). Neste estudo, foram realizadas simulações hidrológicas de eventos de enchentes ocorridos nas três sub-bacias distribuídas ao longo do curso central do RL (Combomune, Chokwé e Xai-Xai), com o modelo hidrológico TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979). As simulações foram realizadas com uma resolução temporal de 24 horas e tiveram como dados de entrada dois produtos de estimativa de precipitação: CMORPH (Joyce et al., 2004) e GPM-IMERG (Huffman et al., 2015). Os eventos 1, 2 e 4 (descritos na seção 5.1) foram selecionados para as etapas de calibração com o método SCE-UA (Duan et al., 1992), totalizando um período de 133 dias de duração. Já para a etapa de validação, foram selecionados os eventos 3 e 5, com duração total de 156 dias. A Tabela 5. 2 mostra os valores dos parâmetros utilizados nas duas etapas como chute inicial nas três sub-bacias selecionadas.

Tabela 5.2: Valores dos parâmetros utilizados nas simulações com TOPMODEL.

Parâmetro	q_{s0} [10 ⁻² m]	$\ln T_e$ [10 ⁰ m ² /h]	m [10 ⁰ m]	S_{r0} [10 ⁻⁷ m]	S_{rmax} [10 ⁻⁵ m/h]	t_d [10 ⁻⁵ h]	v_{CH} [10 ³ m/h]	v_r [10 ⁴ m/h]	k_0 [10 ⁰ m/h]	C_d [10 ⁰ m/h]
Valor	9.21	9.23	2.62	4.63	1.15	5.63	2.90	5.15	1.02	5.59

O comportamento hidrológico simulado foi avaliado em relação às observações utilizando três funções objetivo (FO): índice KGE (Gupta et al., 2009), P_{bias} e R^2 descritos na seção 4.4. Quanto melhor o ajuste entre os dois conjuntos de valores, mais próximo de 1 é o valor do índice em causa (Schuler et al., 2000). A Tabela A.4 (em Anexo) justifica o motivo da escolha do índice KGE para conduzir as etapas de calibração e validação, com base na comparação do desempenho do índice de Nash e Sutcliffe. Os resultados da calibração indicaram que as simulações com GPM-IMERG ($KGE \sim 0.50$ e 0.64) tendem a subestimar as vazões, enquanto que, com CMORPH o desempenho foi bem melhor ($KGE \sim 0.66$ e 0.75) nas sub-bacias de Combomune, Chókwe e Xai-Xai. Valores considerados “Aceitáveis”, com base em indicadores propostos na literatura para avaliação de desempenho de modelos hidrológicos.

5.2.1 Simulações para Combomune

Nesta região da bacia, as simulações com conjuntos de dados CMORPH apresentaram melhor desempenho nas duas etapas em relação ao GPM-IMERG. Na etapa de calibração o índice KGE foi de 0,63 e 0,57 foi o resultado obtido na etapa de validação. O CMORPH apresentou pior tendência média nas leituras das simulações, tendo obtido o valor de $P_{bias} = 4,80\%$ na calibração e $P_{bias} = 28,80\%$ na validação. Com relação ao coeficiente de determinação, o desempenho do CMORPH foi semelhante para calibração ($R^2 = 0,44$) e validação ($R^2 = 0,48$). O conjunto de dados GPM-IMERG teve melhor desempenho somente na tendência média das leituras das simulações onde obteve $P_{bias} = 3,20\%$ na calibração e $P_{bias} = 9,80\%$ na validação. A Tabela 5.3 resume o desempenho do TOPMODEL nas etapas de calibração e validação com cada produto de estimativa de precipitação bem como as três FO utilizadas na avaliação.

Tabela 5.3: Desempenho do TOPMODEL nas etapas de calibração e validação de eventos de precipitação em Combomune. KGE: índice Kling–Gupta Efficiency, P_{bias} : viés percentual e R^2 : coeficiente de determinação.

Produto	Calibração			Validação		
	KGE	PBIAS	R^2	KGE	PBIAS	R^2
CMORPH	0,63	4,80%	0,44	0,57	28,80%	0,48
IMERG	0,59	3,20%	0,37	0,56	9,80%	0,36

As Figuras 5.32 e 5.33 apresentam os comportamentos dos hidrogramas das vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) para os dois conjuntos de dados, com passo de tempo de um dia ($dt = 24h$). Pode-se notar também que, durante as simulações ambos produtos superestimaram a maioria dos picos máximos de vazão para os eventos 1 e 2, tendo subestimado o pico do evento 4, o que pode ser explicado pelos baixos valores calibrados dos parâmetros do modelo ou pelas características da área de drenagem da sub-bacia.

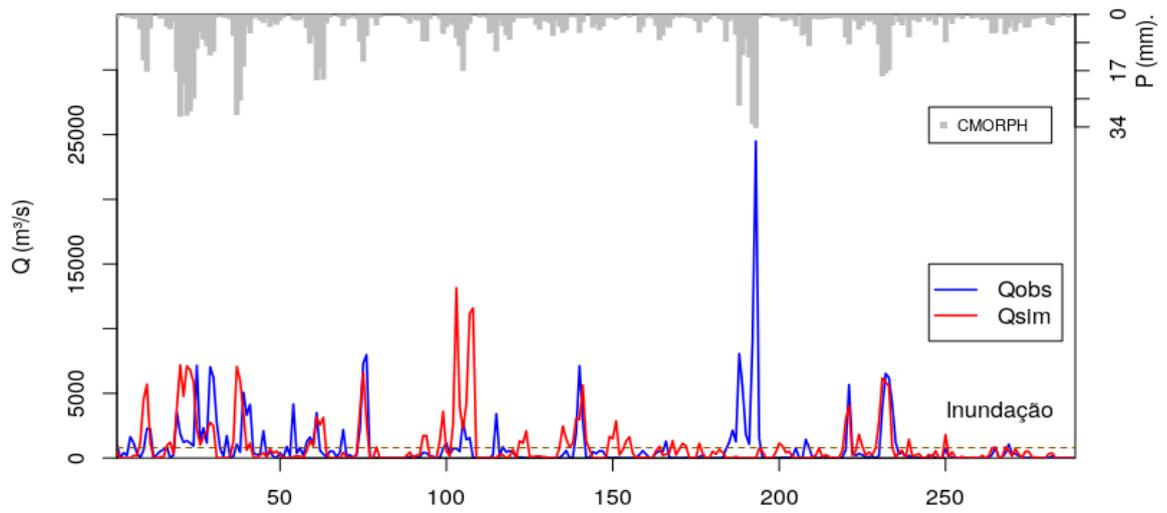


Figura 5.32: Vazão observada (Q_{obs}) e simulada (Q_{sim}) com CMORPH durante as etapas de calibração e validação do TOPMODEL, na sub-bacia de Combomune com $dt = 24h$. Fonte: Autor.

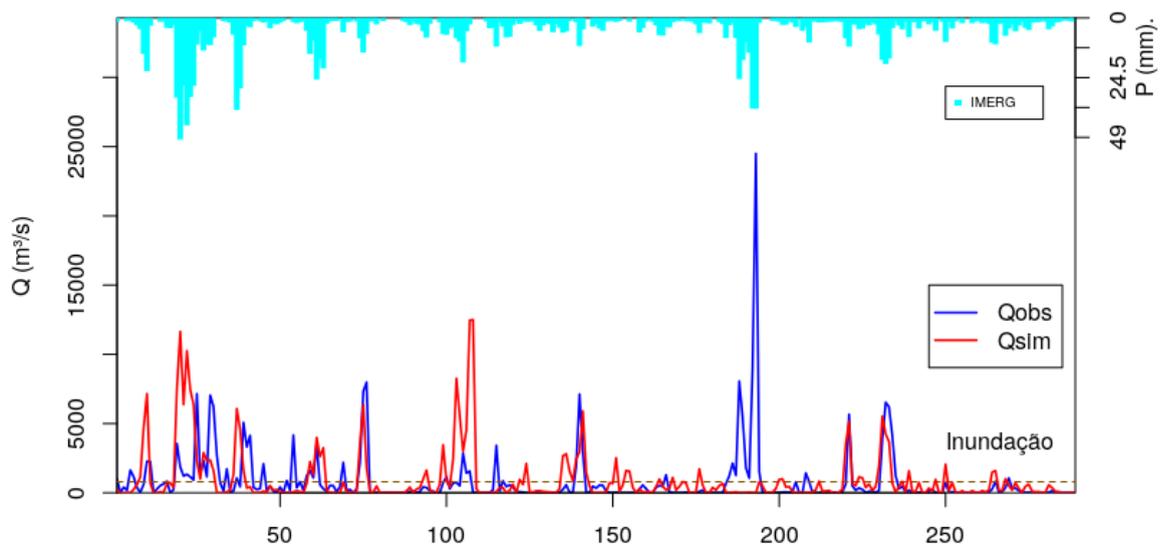


Figura 5.33: Similar a Figura 5.32, exceto para a precipitação estimada com o produto GPM-IMERG. Fonte: Autor.

5.2.2 Simulações para Chókwè

Assim como para Combomune, as simulações do TOPMODEL com o conjunto de dados CMORPH apresentaram desempenho superior na etapa de calibração ($KGE = 0,68$) em relação à validação (KGE foi de $0,58$). Com relação ao viés percentual, os resultados também foram melhores na calibração ($P_{bias} = 10,80\%$) em comparação a validação ($P_{bias} = 22,70\%$). Quanto aos valores do coeficiente de determinação, a situação foi semelhante aos anteriores, melhor na calibração ($R^2 = 0,51$) em relação a validação ($R^2 = 0,46$). O conjunto de dados GPM-IMERG obteve menores viés percentual em relação ao CMORPH nas duas etapas, $P_{bias} = 1,10\%$ na calibração e $P_{bias} = 11,80\%$ na validação. Segundo Gupta et al. (1999), valores próximos de zero indicam melhor resultado para o índice. Esta tendência também foi observada com os valores do KGE e do R^2 na etapa de validação em que o GPM-IMERG levou melhor em relação ao CMORPH, tendo obtido um $KGE = 0,63$ e $R^2 = 0,57$.

De maneira geral, pode-se afirmar que o conjunto de dados CMORPH obteve melhor desempenho na calibração enquanto que o conjunto de dados GPM-IMERG teve melhor desempenho na validação. Detalhes destes resultados de desempenho nas simulações podem ser vistos na Tabela 5.4.

Tabela 5.4: Desempenho do TOPMODEL nas etapas de calibração e validação de eventos de precipitação em Chókwè. KGE : índice Kling–Gupta Efficiency, P_{bias} : viés percentual e R^2 : coeficiente de determinação.

Produto	Calibração			Validação		
	KGE	$PBIAS$	R^2	KGE	$PBIAS$	R^2
CMORPH	0,68	10,80%	0,51	0,58	22,70%	0,46
IMERG	0,62	1,10%	0,43	0,63	11,40%	0,57

A Figura 5.34 mostra os resultados de simulação da vazão com dados do conjunto GPM-IMERG enquanto que a Figura 5.35 mostra a vazão simulada com dados do conjunto CMORPH. Ambos conjuntos de dados mostraram tendências em superestimar as vazões, na maioria dos picos máximos dos eventos de precipitação. De maneira similar a região de Combomune, o pico correspondente ao evento 4 foi severamente subestimado. Assim sendo, o desempenho do TOPMODEL nas simulações de vazões nesta região pode ser considerado “Aceitável”.

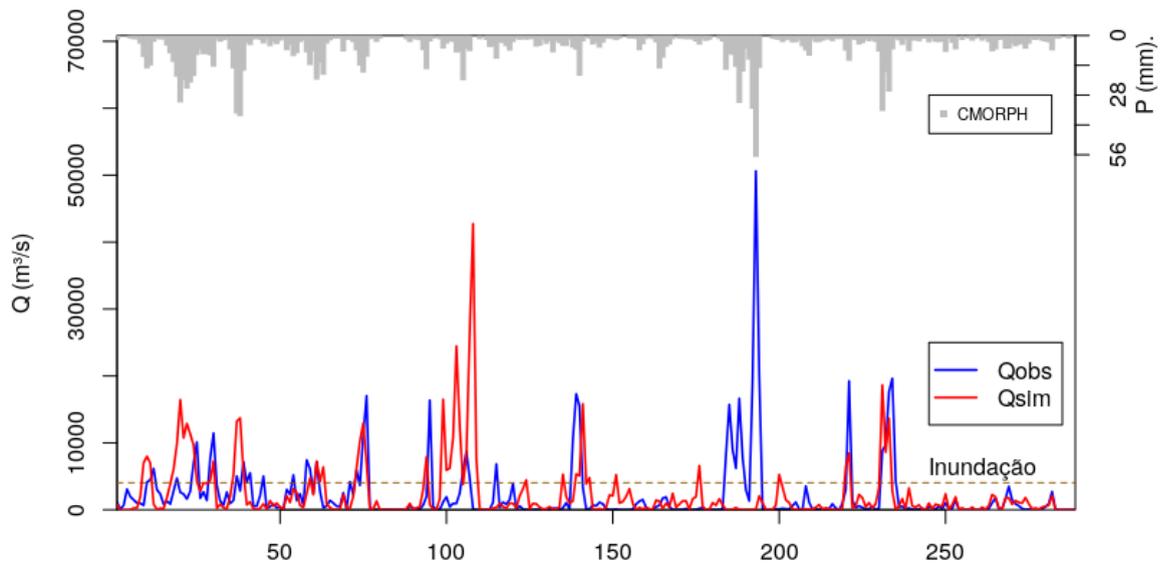


Figura 5.34: Similar a Figura 5.32, exceto para a precipitação estimada com o produto CMORPH em Chókwé. Fonte: Autor.

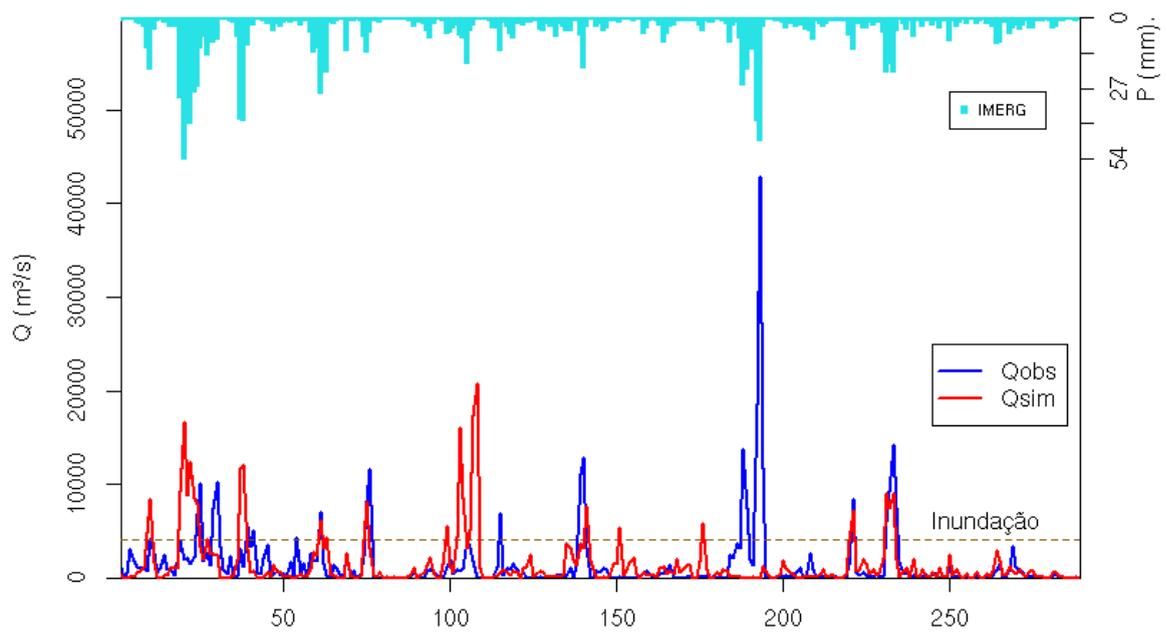


Figura 5.35: Similar a Figura 5.32, exceto para a precipitação estimada com o produto GPM-IMERG em Chókwé. Fonte: Autor.

5.2.3 Simulações para Xai-Xai

Na simulação de eventos de precipitação para esta região (Xai-Xai), os conjuntos de dados CMORPH (Figura 5.36) e GPM-IMERG (Figura 5.37) apresentaram um comportamento semelhante, com um bom resultado na calibração e pouco satisfatório na validação (Tabela 5.5). Na etapa de calibração por exemplo, o produto CMORPH obteve melhor resultado ($KGE = 0,75$), porém o hidrograma calculado (Figura 5.36) apresentou erro de amplitude (superestimou as vazões) e de fase (atrasou o pico do evento 1 e adiantou o do evento 3). Com o produto GPM-IMERG a tendência foi semelhante, o hidrograma calculado superestimou as vazões correspondentes ao evento 1 (Figura 5.37). Na etapa de validação, o pico do evento 4 foi severamente sobrestimado. O fato pode estar relacionado com a área de drenagem da sub-bacia, que é maior com relação às duas anteriores.

Tabela 5.5: Desempenho do TOPMODEL nas etapas de calibração e validação de eventos de precipitação em Xai-Xai. KGE : índice Kling–Gupta Efficiency, P_{bias} : viés percentual e R^2 : coeficiente de determinação.

Produto	Calibração			Validação		
	KGE	$PBIAS$	R^2	KGE	$PBIAS$	R^2
CMORPH	0,75	9,80	0,60	0,54	-1,80%	0,38
IMERG	0,64	-5,90%	0,46	0,59	-6,50%	0,56

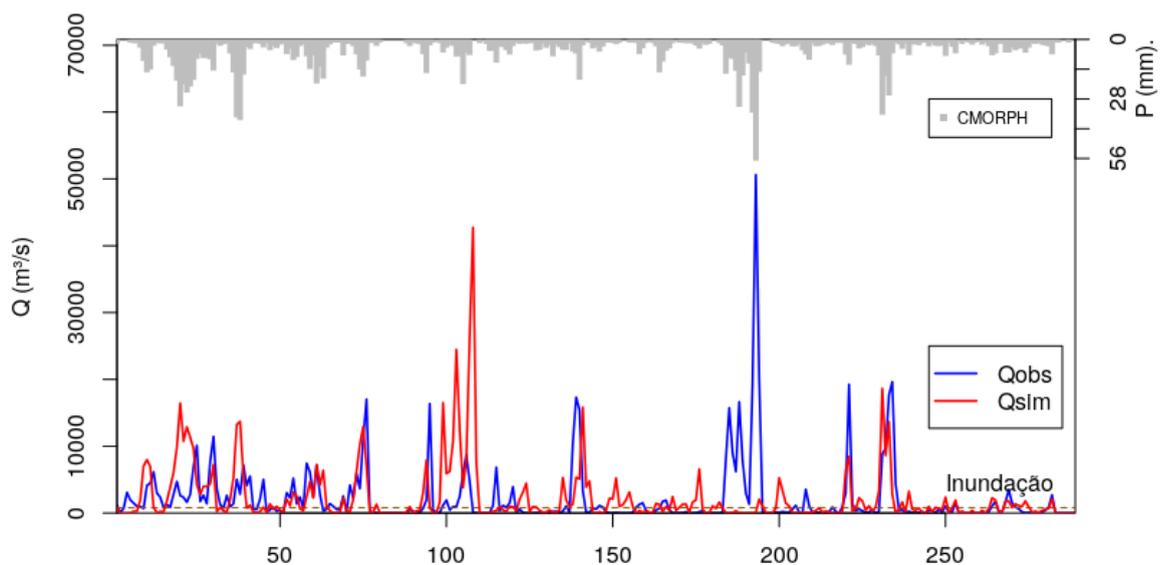


Figura 5.36: Similar a Figura 5.32, exceto para a precipitação estimada com o produto CMORPH em Xai-Xai. Fonte: Autor.

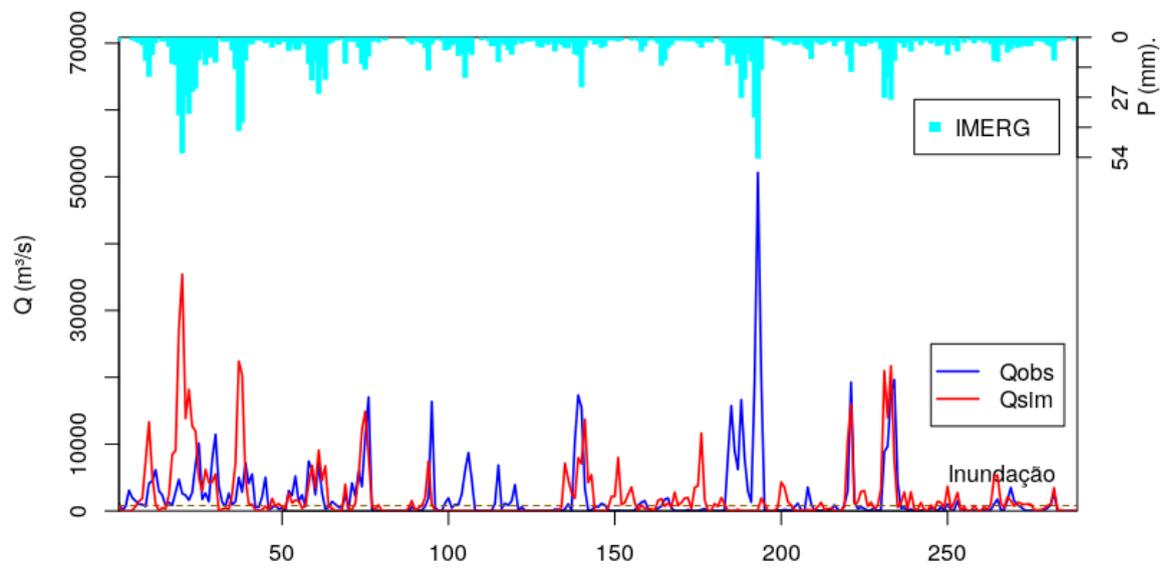


Figura 5.37: Similar a Figura 5.32, exceto para a precipitação estimada com o produto GPM-IMERG em Xai-Xai. Fonte: Autor.

5.3 Análise de sensibilidade dos parâmetros do TOPMODEL

O conjunto dos parâmetros do TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979) calibrados pelo método SCE-UA, foram avaliados para cada sub-bacia (Combomune, Chokwe e Xai-Xai). O método de Monte Carlo foi utilizado para gerar os valores dos parâmetros aleatoriamente, com 5.000 iterações para cada evento de enchente e em cada sub-bacia. A sensibilidade do TOPMODEL aos parâmetros: $\ln T_e$, m , k_0 , S_{r0} , q_{s0} , CD , S_{rmax} , t_d , v_{CH} e v_r , avaliados em cada sub-bacia, pode ser percebida visualmente nos gráficos de dispersão que relacionam os valores dos parâmetros com o valor do índice KGE (Figuras 5.29 à 5.34). Cada ponto nos gráficos de dispersão, representa uma execução do modelo de um experimento de MC usando várias simulações com diferentes valores de parâmetros escolhidos aleatoriamente, dentro dos intervalos estabelecidos pelo usuário (Beven, 2012). Os parâmetros de permeabilidade do solo ($\ln T_e$), de decaimento da condutividade hidráulica (m) e da condutividade hidráulica vertical média da superfície (k_0) foram os que apresentaram maior sensibilidade nas simulações com ambos conjuntos de dados de precipitação (CMORPH e GPM-IMERG).

O parâmetro m , de acordo com Beven et al. (1984) e Mine & Clarke (1996), citados por Holland et al. (2015) é o mais importante do modelo para o controle da resposta hidrológica pois influencia as áreas de contribuição e, portanto, a parcela da precipitação que irá tornar-se escoamento superficial. Os solos predominantes na parte moçambicana da BHRL derivam dos sedimentos vulcânicos do Karroo, Cretáceo e Terciário Superior (Bito et al., 2009) e são em geral constituídos por uma vasta cobertura arenosa de pequena espessura o que pode justificar os valores de m encontrados e sua importância nas simulações.

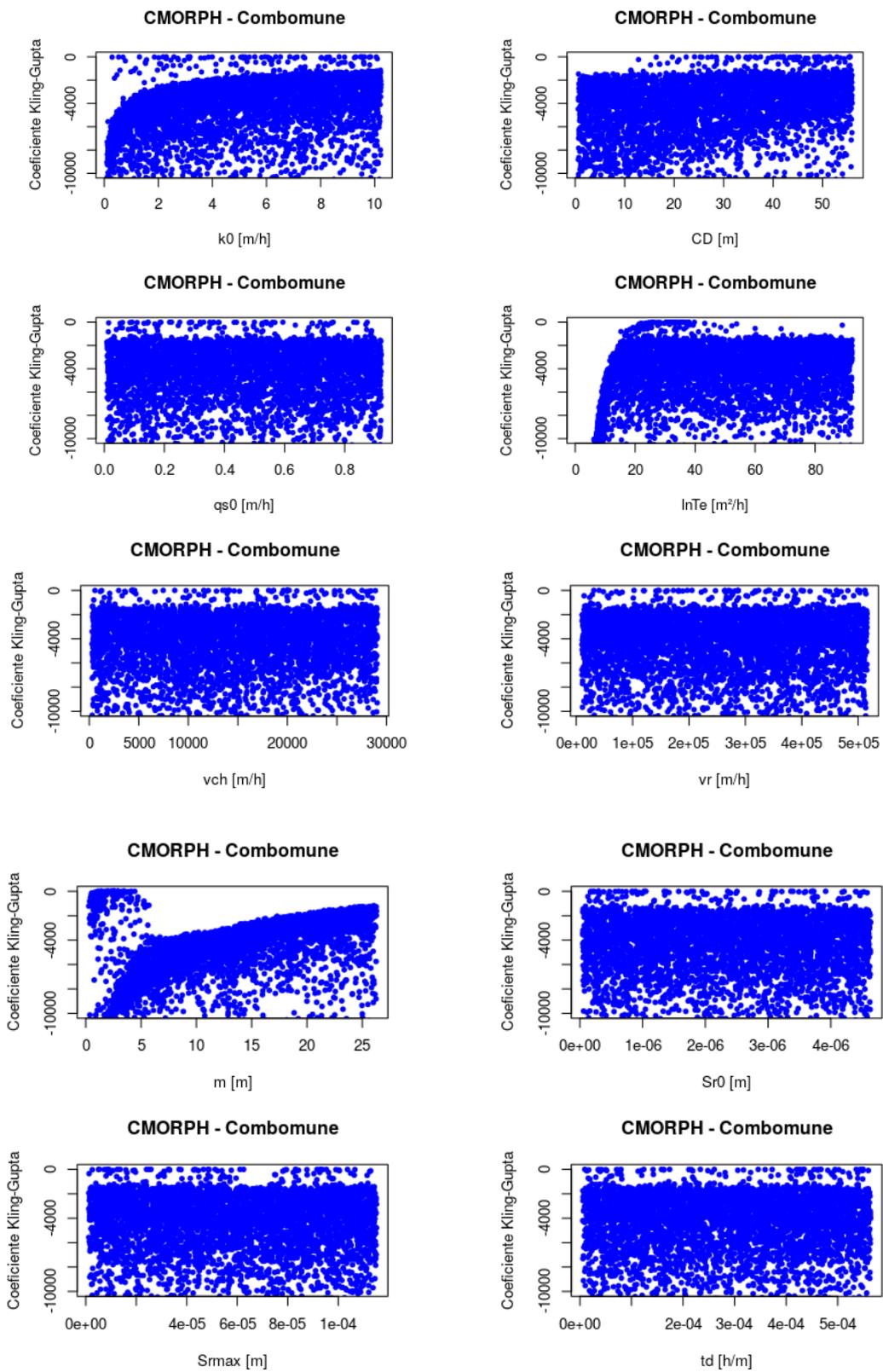


Figura 5.38: Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Combomune, com dados de CMORPH (azul). Fonte: Autor.

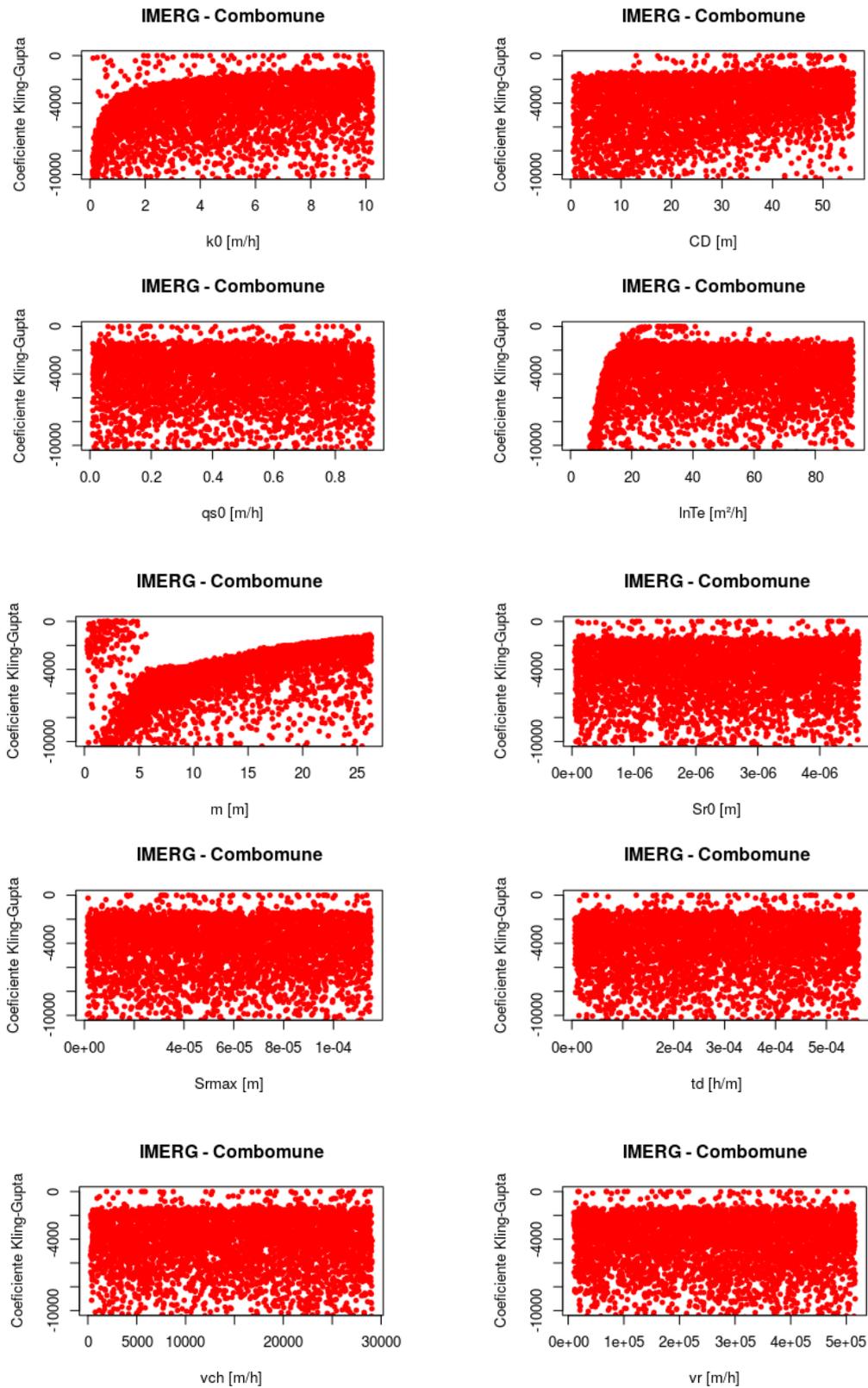


Figura 5.39: Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Combomune, com dados de IMERG (vermelho). Fonte: Autor.

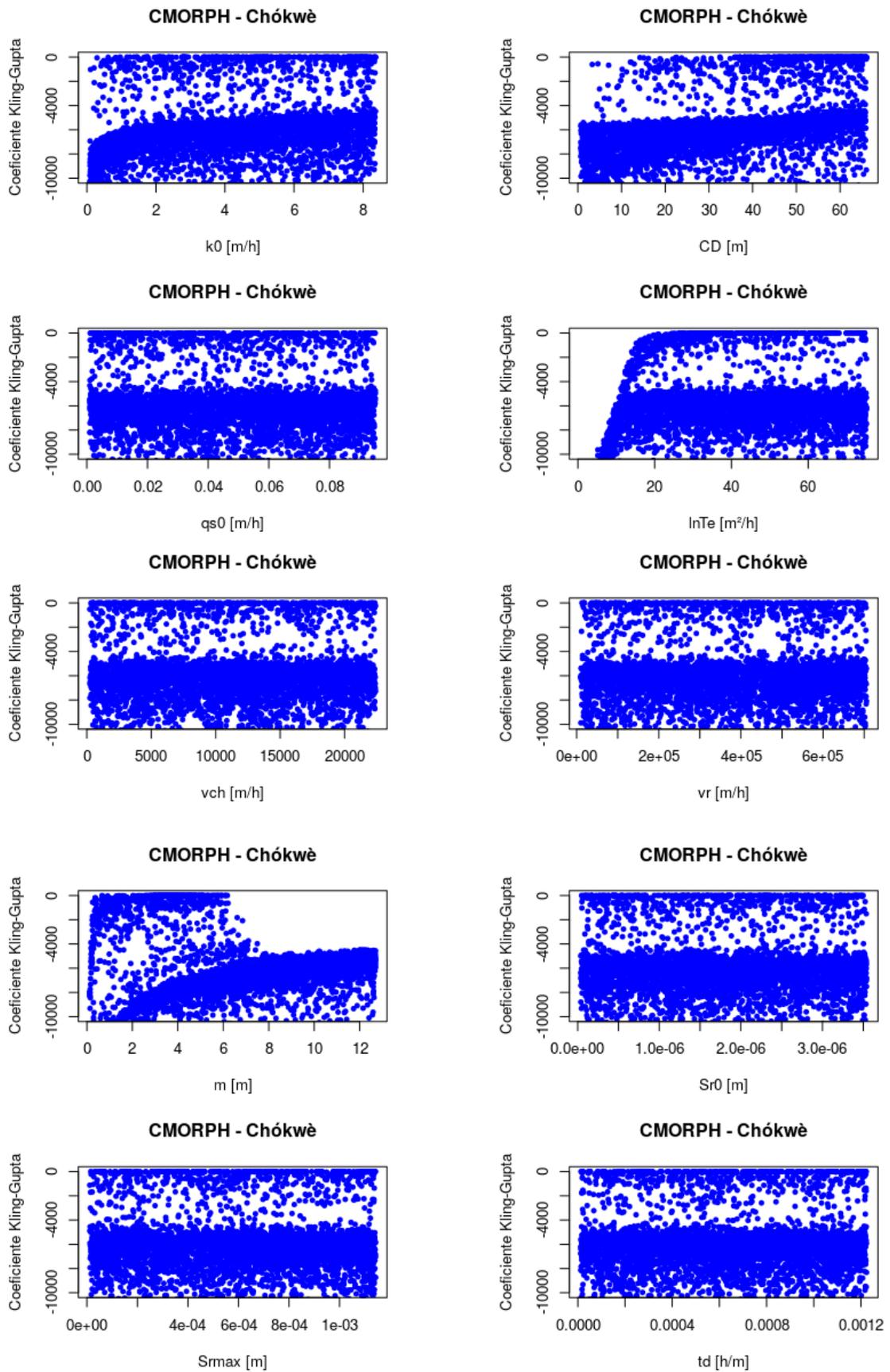


Figura 5.40: Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Chókwe, com dados de CMORPH (azul). Fonte: Autor.

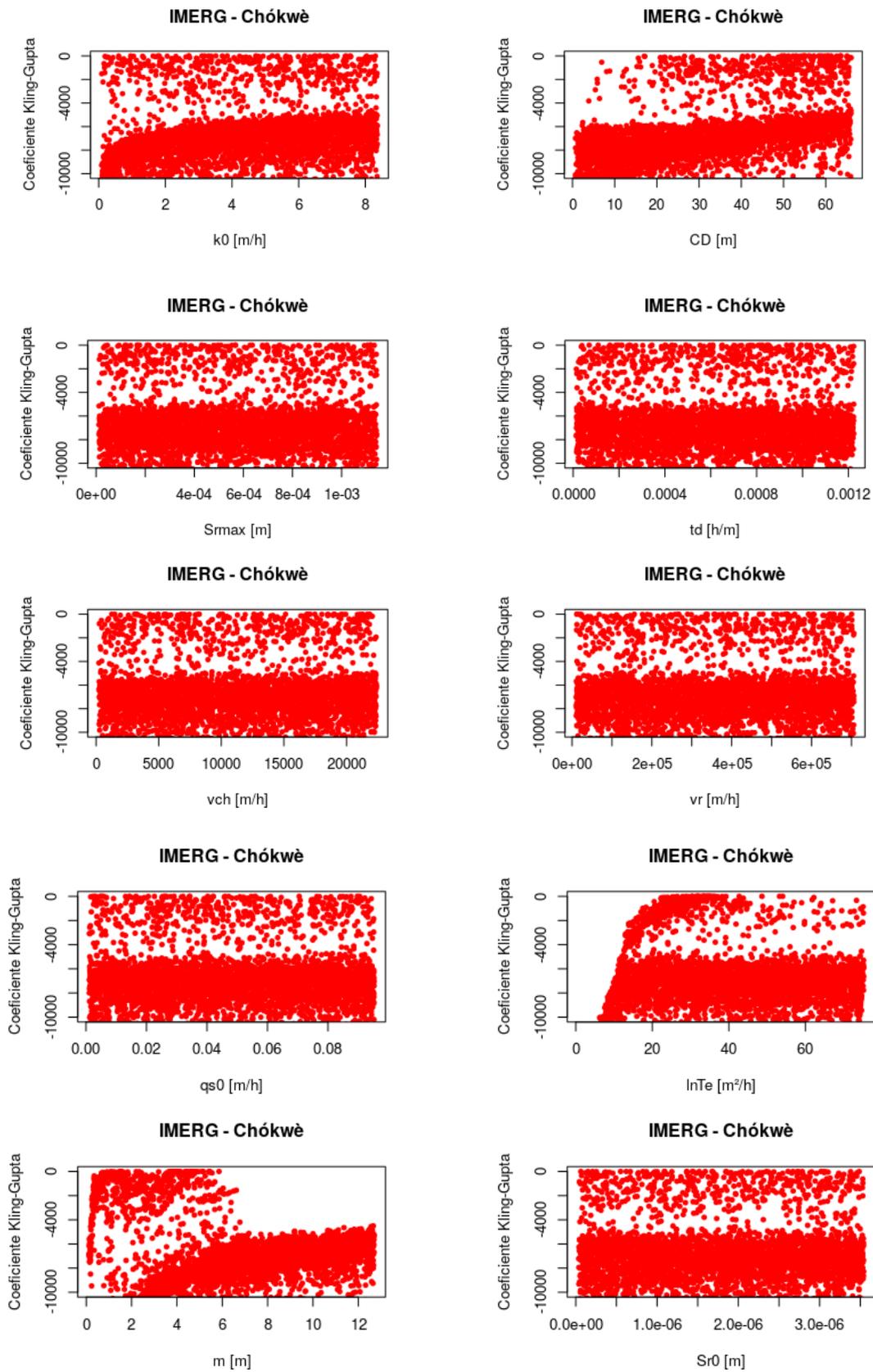


Figura 5.41: Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Chókwe, com dados de IMERG (vermelho). Fonte: Autor.

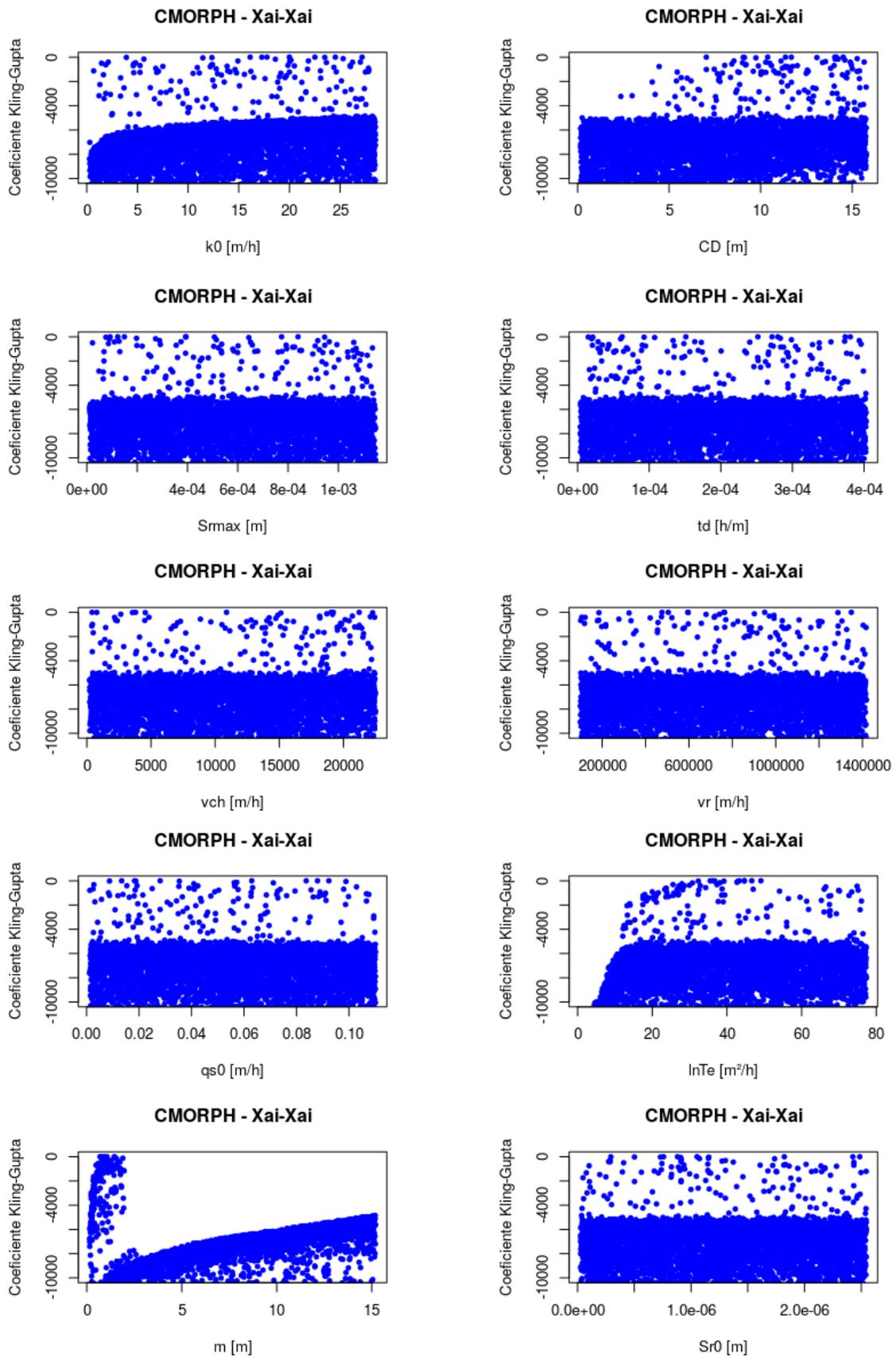


Figura 5.42: Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Xai-Xai, com dados de CMORPH (azul). Fonte: Autor.

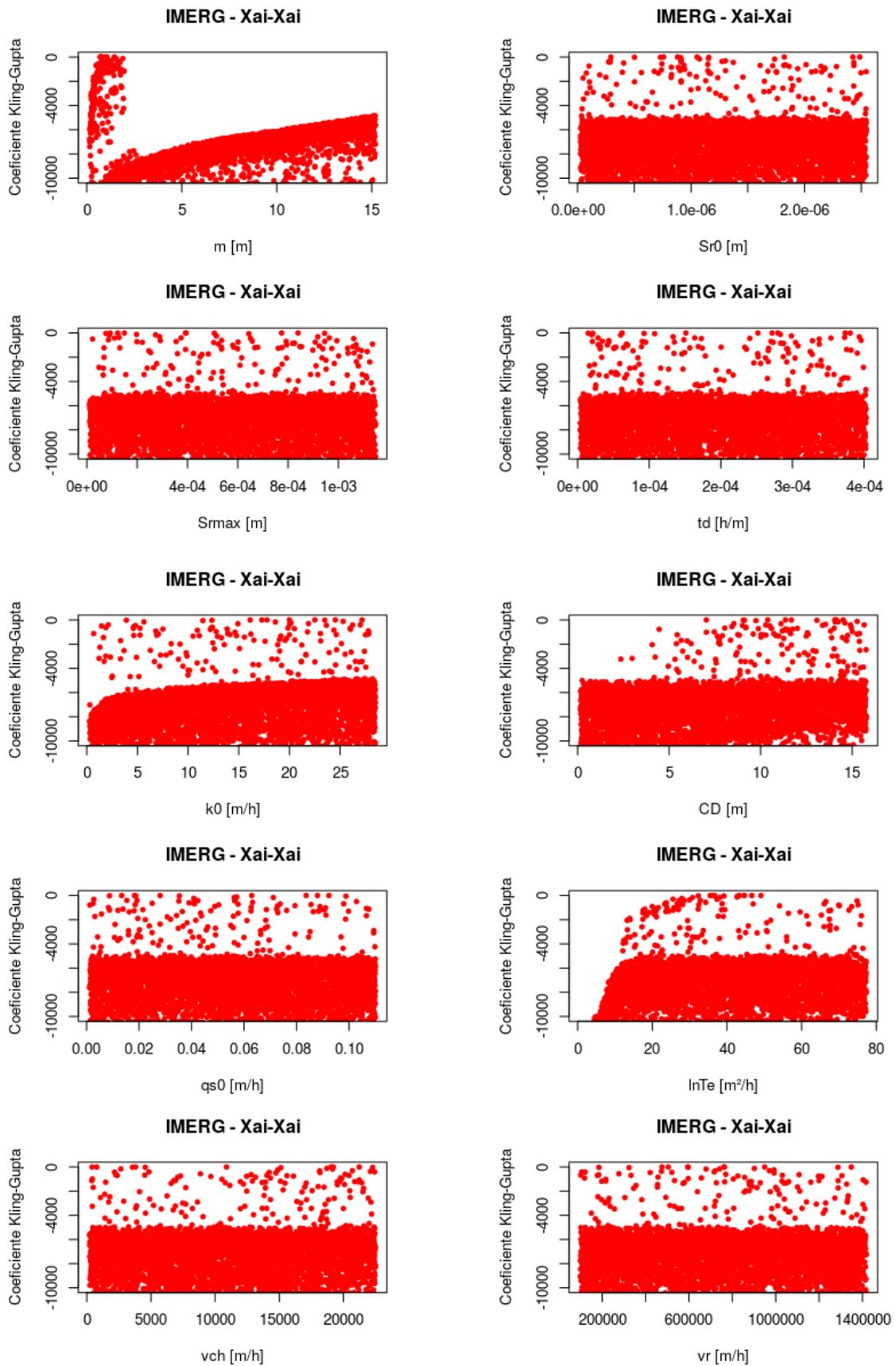


Figura 5.43: Variação do índice KGE com os valores dos parâmetros do TOPMODEL para a sub-bacia de Xai-Xai, com dados de IMERG (vermelho). Fonte: Autor.

6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

O objetivo principal neste estudo era de realizar simulações de eventos de enchentes ocorridos na porção moçambicana da bacia hidrográfica do rio Limpopo (BHRL), no período entre 2000 e 2015 com o modelo hidrológico TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) utilizando dados de sensoriamento remoto por satélite. Foram utilizados como entrada no modelo, dados de estimativa de precipitação CMORPH (Joyce *et al.*, 2004) da NOAA e do GPM-IMERG (Huffman *et al.*, 2015) da NASA, dados do MOD16 (Mu *et al.*, 2011) e dados do modelo GLDAS (Rodell *et al.*, 2004). A seleção dos eventos foi feita com base na análise dos picos da série de dados de vazão observada na BHRL durante o período em estudo.

Feita uma análise preliminar dos dados fornecidos pela ARA-Sul, constatou-se uma grande extensão de dados faltantes e inconsistências na série de dados pluviométricos e hidrométricos. Nos dados da estação de Xai-Xai (E-38), existia uma mudança na série desde o ano de 2008, apresentando duas séries completamente diferentes. Na estação de Chokwe (E-35), os valores dos picos estavam numa ordem de grandeza diferente na maior parte da série. A situação de Combomune (E-33) foi similar à de Chokwe. O vandalismo e a falta de manutenção dos equipamentos, são citados como sendo os principais problemas que afetam o não funcionamento de algumas estações, produzindo assim frequências de amostragens inconsistentes. Estas situações todas fizeram com que o estudo fosse totalmente realizado com dados de sensoriamento remoto (SR) por satélite como entrada no modelo hidrológico TOPMODEL. Para a série de dados de chuva, foram utilizadas duas estimativas globais, nomeadamente GPM-IMERG e CMORPH, dados de ETp foram obtidos pelo algoritmo MOD16 da missão MODIS e os dados de vazão provenientes do modelo global GLDAS.

O SR por satélite muitas vezes representa uma fonte crítica de informações em regiões com redes limitadas e onde as informações sobre as condições hidrológicas não são acessíveis. No entanto, existem muitos desafios e ressalvas quanto à sua utilidade na gestão de recursos hídricos. Isso inclui questões relacionadas à qualidade dos dados (o quão eles representam os dados observados), resolução (tanto temporal quanto espacial), amostragem e latência (quão prontamente disponíveis estão os dados em tempo quase real (Singh, 2016; Sheffield *et al.*, 2018)). Dos cinco eventos descritos e selecionados para realização das simulações com TOPMODEL, os eventos 1 e 4 foram os que maiores quantidades de chuva produziram, tanto com conjunto de dados CMORPH bem como o conjunto GPM-IMERG. A sub-bacia de Combomune foi a que apresentou valores diários mais altos de ETp, um acumulado de 696,7 mm durante o evento 3. Este comportamento pode estar relacionado com a ocorrência da

tempestade tropical DANDO (15-17 de janeiro), ciclone FUNSO (19-28 de janeiro) e ciclone IRINA (25 de fevereiro a 12 de março durante o período).

A simulação dos eventos com dados de chuva CMORPH apresentou melhor desempenho nos processos de calibração e validação em relação ao produto GPM-IMERG, ou seja, a vazão simulada com dados de GPM-IMERG foi a que menos representou os eventos. Esta situação pode ser um fator da física dos processos de produção de chuvas na região da BHRL, que podem ser melhor detectados pelo algoritmo do CMORPH. Pode ser também, pelo fato do CMORPH possuir uma ligeira vantagem na resolução espacial (1998 até o presente), abrangendo assim todo o período combinado do GPM-IMERG. O melhor resultado de desempenho das simulações dos eventos foi obtido na sub-bacia de Xai-Xai, com $KGE = 0.75$. Este resultado pode estar associado a área de drenagem da sub-bacia (411.338 km²), visto que, quanto maior a área de drenagem, melhor o resultado. Vale também destacar que em todas as simulações de vazões com ambos produtos de dados de chuva, um determinado período foi severamente subestimado (pico correspondente ao evento 4) e os outros apresentaram uma simulação relativamente aceitável. No geral, as estimativas CMORPH e IMERG demonstram grande potencial para simular o escoamento em LRB.

Segundo Varella & Campana (2000), os parâmetros m e $\ln T_e$ são os quais o TOPMODEL apresenta maior sensibilidade. No entanto, para este estudo, os parâmetros que mostraram variações significativas nos resultados das simulações com ambos produtos de entrada de precipitação (CMORPH e GPM-IMERG) foram: o fator exponencial do decaimento da transmissividade (m), o logaritmo da transmissividade do solo saturado ($\ln T_e$) e a condutividade hidráulica vertical média da superfície (k_0). Os outros parâmetros não se mostraram sensíveis aos processos do modelo na bacia em causa, sendo que não influenciam tanto no desempenho do modelo. A grande sensibilidade ao parâmetro m é citada por vários autores que efetuaram testes de sensibilidade com o modelo hidrológico TOPMODEL (ex: Schuler et al., 2000; Silva & Kobiyama, 2007; Rocha Filho, 2010; Muhammed, 2012; Salviano, 2021). As características predominantes dos solos na parte moçambicana da BHRL, constituídos em geral por uma vasta cobertura arenosa de pequena espessura, pode justificar os valores do parâmetro m encontrados durante as simulações.

O TOPMODEL foi desenvolvido para bacias úmidas temperadas segundo Beven & Kirkby (1979) e considera um único mecanismo de geração do fluxo superficial de saturação e dificilmente obtêm bom desempenho em regiões semi-áridas onde o fluxo superficial de saturação raramente ocorre (Jiang *et al.*, 2015). Assim, com os resultados apresentados neste

trabalho, este modelo hidrológico pode ser utilizado nas bacias hidrográficas com características semelhantes em Moçambique, pode também auxiliar os sistemas de alerta a inundações, aumentar a capacidade técnica dos gestores de recursos hídricos da BHRL bem como fornecer às comunidades rurais avisos prévios de eventos de enchentes que possam advir durante o período das chuvas. De forma geral, as simulações para todos os eventos selecionados indicaram a capacidade do TOPMODEL em simular a vazão de forma aceitável.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome, 300(9)*, D05109.
- Asante, K. O., Macuacua, R. D., Artan, G. A., Lietzow, R. W., & Verdin, J. P. (2007). Developing a flood monitoring system from remotely sensed data for the Limpopo basin. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 45(6)*, 1709-1714.
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal, 24(1)*, 43-69.
- Beven, K., & Wood, E. F. (1983). Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology, 65(1-3)*, 139-158.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J., Schofield, N., & Tagg, A. F. (1984). Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *Journal of hydrology, 69(1-4)*, 119-143.
- Beven, K., & Binley, A. (1992). The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes, 6(3)*, 279-298.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J., Freer, J. E., & Lamb, R. (2021). A history of TOPMODEL. *Hydrology and Earth System Sciences, 25(2)*, 527-549.
- Bigcon Consortium. (2010). Joint Limpopo River Basin Study Scoping Phase. *Final Report and Main Report, Limpopo Basin Permanent Technical Committee, Maputo, Mozambique*.
- Botai, C. M., Botai, J. O., Zwane, N. N., Hayombe, P., Wamiti, E. K., Makgoale, T., ... & Tazvinga, H. (2020). Hydroclimatic Extremes in the Limpopo River Basin, South Africa, under Changing Climate. *Water, 12(12)*, 3299.
- Brighenti, T. M., Bonumá, N. B., Chaffe, P. L. B., Grison, F., & Kobiyama, M. (2017). Análise de sensibilidade como primeiro passo para modelagem hidrológica: estudo de caso do o modelo SWAT. Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (22.: Florianópolis, 2017). Anais [recurso eletrônico]. [Porto Alegre: ABRH, 2017].
- Brito, R., Famba, S., Munguambe, P., Ibraimo, N., & Juliaia, C. (2009). Profile of the Limpopo Basin in Mozambique.
- Brock, F. V., Richardson, S. J., & Richardson, S. J. (2001). *Meteorological measurement systems*. Oxford University Press, USA.
- Calvetti, L., Beneti, C., Neundorf, R. L. A., Inouye, R. T., Santos, T. N. D., Gomes, A. M., ... & de Gonçalves, L. G. G. (2017). Quantitative precipitation estimation integrated by poisson's equation using radar mosaic, satellite, and rain gauge network. *Journal of Hydrologic Engineering, 22(5)*, E5016003.
- Camargo, Â. P. D., & Camargo, M. B. P. D. (2000). Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia, 59*, 125-137.
- Camici, S., Massari, C., Ciabatta, L., Marchesini, I., & Brocca, L. (2020). Which rainfall score is more informative about the performance in river discharge simulation? A comprehensive assessment on 1318 basins over Europe. *Hydrology and Earth System Sciences, 24(10)*, 4869-4885.
- Campling, P., Gobin, A., Beven, K., & Feyen, J. (2002). Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach. *Hydrological processes, 16(2)*, 231-253.
- Carolien Toté , Domingos Patricio, Hendrik Boogaard, Raymond van der Wijngaart, Elena Tarnavsky and Chris Funk. Evaluation of Satellite Rainfall Estimates for Drought and Flood Monitoring in Mozambique. *Remote Sens. 2015, 7, 1758-1776; doi:10.3390/rs70201758*.

- Carvalho, D. F. D., Mello, J. L. P. & Silva, L. D. (2007). IT 115 – Irrigação e Drenagem. Apostila de Hidrologia Aplicada.
- Chikoore, H., Vermeulen, J. H., & Jury, M. R. (2015). Tropical cyclones in the mozambique channel: January–March 2012. *Natural Hazards*, 77(3), 2081-2095.
- Chilundo, M., & Kelderman, P. (2008). Design of a water quality monitoring network for the Limpopo River Basin in Mozambique. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 33(8-13), 655-665.
- Collischonn, W., & Tucci, C. E. M. (2003). Ajuste multiobjetivo dos parâmetros de um modelo hidrológico. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8(3), 27-39.
- Coron, L., Andreassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., & Hendrickx, F. (2012). Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resources Research*, 48(5).
- Corobov, R., & Trombitsky, I. (2021). Hydrological modeling in water related research. In *Академику ЛС Бергу–145 лет: (pp. 378-382)*.
- Cumbane, B. L., Magaia, E. J., & Vilanculos, A. C. Identificação De Locais Potenciais Para A Colecta De Água Da Chuva Na Bacia Do Limpopo. 8º Congresso Luso-Moçambicano De Engenharia / V Congresso De Engenharia De Moçambique Maputo, 4-8 Setembro 2017; Ed: J.F. Silva Gomes Et Al.; Publ: Inegi/Feup (2017).
- Crosetto, M., Tarantola, S., & Saltelli, A. (2000). Sensitivity and uncertainty analysis in spatial modelling based on GIS. *Agriculture, ecosystems & environment*, 81(1), 71-79.
- Degano, M. F., Rivas, R. E., Sánchez, J. M., Carmona, F., & Niclòs, R. (2018, June). Assessment of the Potential Evapotranspiration MODIS Product Using Ground Measurements in the Pampas. In *2018 IEEE Biennial Congress of Argentina (ARGENCON)* (pp. 1-5). IEEE.
- Degano, M. F., Rivas, R. E., Carmona, F., Niclòs, R., & Sánchez, J. M. (2021). Evaluation of the MOD16A2 evapotranspiration product in an agricultural area of Argentina, the Pampas region. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 24(2), 319-328.
- DNA (1996). Monografia hidrográfica da bacia do rio Limpopo – Texto. Direção Nacional de Águas – Ministério de Obras Públicas e Habitação. Maputo.
- DNGRH (2017). Limpopo Integrated Flood Management Study –Flood Assessment Report. 2007. Disponível em: < <https://www.ara-sul.gov.mz> > . Acessado em: Dezembro de 2020.
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water resources research*, 28(4), 1015-1031.
- Dunne, T., & Leopold, L. B. (1978). Chemical characteristics of water. *Water in environmental planning*, 727-766.
- FAO-SAFR (2004). Drought Impact Mitigation and Prevention in the Limpopo River Basin –A Situation Analysis. Sub-Regional Office for Southern Africa/Harare. Rome.
- Ferraro, R. R. (1997). Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16715-16735.
- Finney, B. A., Bowles, D. S., & Windham, M. P. (1979). Random differential equations in water quality modeling
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C., & Todini, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 175(1-4), 293-338.
- Fujita, T. (2018). *Calibração e validação de um modelo hidrológico para a bacia hidrográfica do rio Ivaí* (Master's thesis, Universidade Tecnológica Federal do Paraná).

- Gera, A., Mahapatra, D. K., Sharma, K., Prakash, S., Mitra, A. K., Iyengar, G. R., ... & Anilkumar, N. (2017). Assessment of marine weather forecasts over the Indian sector of Southern Ocean. *Polar Science*, 13, 1-12.
- Gineste, P. (2006). Télédétection spatiale et modélisation du fonctionnement hydrologique des petits bassins versants. In Proceedings of the international workshop, organized by LCT-CEMAGREF-ENGREF ORSTOM, Water report.
- Grohmann, Carlos & Riccomini, Claudio & Steiner, Samar. (2008). Aplicações dos modelo de elevação SRTM em geomorfologia. *Revista Geográfica Acadêmica*. 2. 73-83.
- Gupta, H. V., Bastidas, L. A., Sorooshian, S., Shuttleworth, W. J., & Yang, Z. L. H. Kling, KK Yilmaz, and GF Martinez, (2009): Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol*, 377, 80-91.
- Holben, B. N. (1986). Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International journal of remote sensing*, 7(11), 1417-1434.
- Hollanda, M. P., Cecílio, R. A., Campanharo, W. A., Zanetti, S. S., Andrade, L. N. D., & Garcia, G. D. O. (2015). Avaliação do TOPMODEL na estimativa do escoamento superficial em microbacia hidrográfica em diferentes usos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 19, 489-496.
- Holland, J. H. (1975). Adaptation in natural and artificial systems, univ. of mich. press. *Ann Arbor*.
- Hornberger, G. M., Beven, K. J., Cosby, B. J., & Sappington, D. E. (1985). Shenandoah watershed study: Calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, 21(12), 1841-1850.
- Huffman, G.J., D.T. Bolvin, D. Braithwaite, K. Hsu, R. Joyce, P. Xie, (2014): Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Version 4.4 for the NASA Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG). GPM Project, Greenbelt, MD, 30 pp
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., & Nelkin, E. J. (2015). Day 1 IMERG final run release notes. *NASA/GSFC: Greenbelt, MD, USA*.
- INGC, U., & FEWS, N. M. (2003). Atlas for disaster preparedness and response in the Limpopo Basin. *Cape Town, South Africa*, 99pp.
- Iorgulescu, I., & Jordan, J. P. (1994). Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of hydrology*, 159(1-4), 255-273.
- ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, Volume 123, 2017, Pages 20-34, ISSN 0924-2716, <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.11.002>.
- IWMI/ARC (2003). Limpopo Basin Profile. CGIAR Challenge program on water and food. Pretoria.
- Janowiak, J. E., Kousky, V. E., & Joyce, R. J. (2005). Diurnal cycle of precipitation determined from the CMORPH high spatial and temporal resolution global precipitation analyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D23).
- Jardim, P. F., Fleischmann, A. S., Pelinson, D., Oliveira, A. M., Siqueira, V. A., Fan, F. M., & Collischonn, W. (2017). Manual de Exemplo de Aplicação do Modelo MGB-IPH 2017 utilizando o IPH-Hydro Tools. *Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas*.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of hydrometeorology*, 5(3), 487-503.
- Joyce, R. J., Xie, P., Yarosh, Y., Janowiak, J. E., & Arkin, P. A. (2010). CMORPH: A “morphing” approach for high resolution precipitation product generation. In *Satellite rainfall applications for surface hydrology* (pp. 23-37). Springer, Dordrecht.

- Kadomura, H. (2005). Climate anomalies and extreme events in Africa in 2003, including heavy rains and floods that occurred during northern hemisphere summer. African study monographs. Supplementary issue., 30, 165-181.
- Kalma, J. D., McVicar, T. R., & McCabe, M. F. (2008). Estimating land surface evaporation: A review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surveys in Geophysics*, 29(4), 421-469.
- Kim, S., & Delleur, J. W. (1997). Sensitivity analysis of extended TOPMODEL for agricultural watersheds equipped with tile drains. *Hydrological Processes*, 11(9), 1243-1261.
- Knoben, W. J., Freer, J. E., & Woods, R. A. (2019). Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe and Kling–Gupta efficiency scores. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(10), 4323-4331.
- Kumar, D. N., & Reshmidevi, T. V. (2013). Remote sensing applications in water resources. *Journal of the Indian Institute of Science*, 93(2), 163-188.
- Kwabena O. Asante, Rodrigues D. Macuacua, Guleid A. Artan, Ronald W. Lietzow, and James P. Verdin. Developing a Flood Monitoring System From Remotely Sensed Data for the Limpopo Basin. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 45, nº. 6, 2007.
- Li, B., Beaudoin, H., & Rodell, M. (2020). GLDAS Catchment Land Surface Model L4 daily 0.25×0.25 degree GRACE-DA1 V2. 2, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Greenbelt, Maryland, USA.
- Lima Neto, O. C. (2019). *Modelagem hidrológica e hidrodinâmica com intervalo de tempo sub-diário na Bacia do Rio Una em Pernambuco* (Master's thesis, Universidade Federal de Pernambuco).
- LIMCOM, USAID RESILIM, GWP SA, GRID-Arendal and SARDC (2017). Limpopo River Basin - Changes, challenges and opportunities. Maputo, Pretoria, Arendal and Harare: GRID-Arendal.
- Linwei Yue, Huanfeng Shen, Liangpei Zhang, Xianwei Zheng, Fan Zhang, Qiangqiang Yuan, High-quality seamless DEM generation blending SRTM-1, ASTER GDEM v2 and ICESat/GLAS observations.
- Livele, V. A., & da Silveira, A. L. L. (2015). Impactos económicos da capacidade e regra operacional do sistema hídrico da parte moçambicana da bacia do rio limpopo para satisfação das actuais e futuras demandas de água na agricultura irrigada.
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L. W. M. J., & Merchant, J. W. (2000). Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 21(6-7), 1303-1330.
- Lv, M., Lu, H., Yang, K., Xu, Z., Lv, M., & Huang, X. (2018). Assessment of runoff components simulated by GLDAS against UNH–GRDC dataset at global and hemispheric scales. *Water*, 10(8), 969.
- Ma, H. B., Dong, Z. C., Zhang, W. M., & Liang, Z. M. (2006). Application of SCE-UA algorithm to optimization of TOPMODEL parameters [J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 4, 361-365.
- Maidment, D. R. (1993). *Handbook of hydrology* (No. 631.587). McGraw-Hill,.
- Makungo, R., Odiyo, J., Mathivha, F. I., & Nkuna, T. R. (2019). Hydrological hazards in Vhembe district in Limpopo Province, South Africa. *Jãmbá: Journal of Disaster Risk Studies*, 11(2), 1-13.
- Manhique, A. J., Reason, C. J. C., Rydberg, L., & Fauchereau, N. (2011). ENSO and Indian Ocean sea surface temperatures and their relationships with tropical temperate troughs over Mozambique and the Southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, 31(1), 1-13.
- Manhique, A. J., Reason, C. J. C., Silinto, B., Zucula, J., Raiva, I., Congolo, F., & Mavume, A. F. (2015). Extreme rainfall and floods in southern Africa in January 2013 and associated circulation patterns. *Natural Hazards*, 77(2), 679-691.

- Maponya, P., & Mp, S. (2012). Impact of drought on food scarcity in Limpopo province, South Africa. *African Journal of Agricultural Research*, 7(37), 5270-5277.
- Matyas, C. J., & Silva, J. A. (2013). Extreme weather and economic well-being in rural Mozambique. *Natural hazards*, 66(1), 31-49.
- Mavume AF, Rydberg L, Rouault M, Lutjeharms JRE (2009) Climatology and landfall of tropical cyclones in the south-west Indian Ocean. *West Indian Ocean J Mar Sci* 8:15–36.
- Missiaggia, F. B., Adami, M. V. D., Belladonna, R., & de Vargas, T. (2017). Calibração e Validação de um Modelo Hidrológico para uma microbacia hidrográfica localizada na Encosta Superior da Serra Gaúcha.
- Medeiros, S. M.; Fleischmann, A. S.; Oliveira, A. M.; Corati, B. K.; Fan, F. M.; Martinbiacho, G. K.; Jardim, P. F.; Correia, S. W.; Siqueira, V. A.; Collischonn, W. Manual de exemplo de aplicação do modelo MGB-IPH 2018 utilizando o IPH-Hydro tools. Porto Alegre: UFRGS, 2019.
- Moreira, I. A., Moro Mine, M. R., & Pereira Filho, A. J. (2007). Modelagem hidrológica chuva-vazão com dados de radar e pluviômetros. *Ingeniería del agua*, 14(2), 83-96.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900.
- Muhammed, A. H. (2012). Satellite based evapotranspiration estimation and runoff simulation: a topmodel application to the Gilgel abay catchment, Ethiopia (Master's thesis, University of Twente).
- Muys, B., Ceci, P., Hofer, T., & Veith, C. (2011). Towards integrated ecological, socio-economic and hydrological management. *Water for forest and people in the Mediterranean Region—a challenging balance. EFI Series What Science can tell us, 1*, 105-113.
- Natalie Robinson, James Regetz, Robert P. Guralnick, EarthEnv-DEM90: A nearly-global, void-free, multi-scale smoothed, 90m digital elevation model from fused ASTER and SRTM data, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, Volume 87, 2014, Pages 57-67, ISSN 0924-2716, <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2013.11.002>.
- Nelder, J. A., & Mead, R. (1965). A simplex method for function minimization. *The computer journal*, 7(4), 308-313.
- Neto, S. L. R., Sá, E. A. S., Debastiani, A. B., Padilha, V. L., & Antunes, T. A. (2019). Efficacy of rainfall-runoff models in loose coupling spatial decision support systems modelbase. *Water Resources Management*, 33(3), 889-904.
- Norman, J. M., Kustas, W. P., & Humes, K. S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77(3-4), 263-293.
- Paz, A. R. D. (2004). Texto básico da disciplina de Hidrologia aplicada. Universidade Estadual do Rio Grande do Sul.
- Peixoto, J. P., & Oort, A. H. (1992). Physics of climate. United States: N. p., 1992. Web.1.
- Pereira, M. D. S. R. (2004). Land Cover Change Detection in the Limpopo River Basin, Mozambique. ITC.
- Pereira Filho, A. J., Crawford, K. C., & Hartzell, C. L. (1998). Improving WSR-88D hourly rainfall estimates. *Weather and Forecasting*, 13(4), 1016-1028.
- Pereira Filho, A. J., Vemado, F., Vemado, G., Gomes Vieira Reis, F. A., Giordano, L. D. C., Cerri, R. I., ... & Amaral, C. D. S. (2018). A step towards integrating CMORPH precipitation estimation with rain gauge measurements. *Advances in Meteorology*, 2018.
- Peterson, G. (2012). Respondendo às mudanças climáticas em Moçambique: Tema 5: Água. Maputo: INGC.

- Petrie, B., Chapman, A., Midgley, A., & Parker, R. (2014). Risk, Vulnerability and resilience in the Limpopo River Basin System: climate change, water and biodiversity—a synthesis. *For the USAID Southern Africa “Resilience in the Limpopo River Basin” (RESILIM) Program*.
- Pilgrim, D. H., Chapman, T. G., & Doran, D. G. (1988). Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. *Hydrological Sciences Journal*, 33(4), 379-400.
- Poolman, E., Rautenbach, H., & Vogel, C. (2014). Application of probabilistic precipitation forecasts from a deterministic model towards increasing the lead-time of flash flood forecasts in South Africa. *Water SA*, 40(4), 729-738.
- Price, W. L. (1987). Global optimization algorithms for a CAD workstation. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 55(1), 133-146.
- Qi, W., Liu, J., Yang, H., Zhu, X., Tian, Y., Jiang, X., ... & Feng, L. (2020). Large Uncertainties in Runoff Estimations of GLDAS Versions 2.0 and 2.1 in China. *Earth and Space Science*, 7(1), e2019EA000829.
- Qu, Y. (2004). *An Integrated Hydrologic Model for Multi-Process Simulation using Semi- Discrete Finite Volume Approach*. (Doctor of Philosophy), Pennsylvania State University.
- Rapolaki, R. S., & Reason, C. J. (2018). Tropical storm Chedza and associated floods over south-eastern Africa. *Natural Hazards*, 93(1), 189-217.
- Rapolaki, R. S., Blamey, R. C., Hermes, J. C., & Reason, C. J. C. (2020). Moisture sources associated with heavy rainfall over the Limpopo River Basin, southern Africa. *Climate Dynamics*, 55(5), 1473-1487.
- Robinson, N., Regetz, J., & Guralnick, R. P. (2014). EarthEnv-DEM90: A nearly-global, void-free, multi-scale smoothed, 90m digital elevation model from fused ASTER and SRTM data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 87, 57-67.
- Rocha Filho, K. L. D. (2010). *Modelagem Hidrológica da Bacia do Rio Pirajuçara com TOPMODEL, Telemetria e Radar Meteorológico* (Dissertação de Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U. E. A., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C. J., ... & Toll, D. (2004). The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381-394.
- Running, S., Mu, Q., Zhao, M., Moreno, A. (2019). MOD16A2GF MODIS/Terra Net Evapotranspiration Gap-Filled 8-Day L4 Global 500 m SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2021-07-30 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD16A2GF.006>.
- Ruhoff, A. L., Aragão, L. E., Collischonn, W., Rocha, H. R., Mu, Q., Running, S. MOD16: Desafios e limitações para a estimativa global de evapotranspiração. Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.5124.
- SAFEGE (1995). Programa de Reabilitação do Perímetro Irrigado do Chókwè. Projecto de Reabilitação da Barragem de Macarretane (estudo de viabilidade para a reabilitação). Vol. I e II. Ministério da Agricultura e Pescas. Moçambique.
- Salviano, M. F. (2019). *Modelagem hidrológica da bacia do rio Muriaé com TOPMODEL, telemetria e sensoriamento remoto*. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Salviano, M. F., Pereira Filho, A. J., & Vemado, F. (2021). TOPMODEL Hydrometeorological Modeling with Rain Gauge Data Integrated by High-Resolution Satellite Estimates. A Case Study in Muriaé River Basin, Brazil. *Atmospheric and Climate Sciences*, 11(3), 486-507.

- Saltelli, A., Tarantola, S., & Campolongo, F. (2000). Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Statistical Science*, 377-395.
- Saltelli, A., Tarantola, S., Campolongo, F., & Ratto, M. (2004). *Sensitivity analysis in practice: a guide to assessing scientific models* (Vol. 1). New York: Wiley.
- Santhi, C., Arnold, J. G., Williams, J. R., Dugas, W. A., Srinivasan, R., & Hauck, L. M. (2001). Validation of the swat model on a large river basin with point and nonpoint sources 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 37(5), 1169-1188.
- Schuler, A. E., MORAES, J. D., Milde, L. C., Groppo, J. D., Martinelli, L. A., Victoria, R. L., & Calijuri, M. L. (2000). Análise da representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada nas cabeceiras do Rio Corumbataí, São Paulo. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 5(2), 5-25.
- Sene, K. (2016). Meteorological observations. In *Hydrometeorology* (pp. 37-70). Springer, Cham.
- Shaviraachin, T. (2005, March). Flood simulation: a case study in the lower Limpopo valley, Mozambique using the SOBEK flood model. ITC.
- Sheffield, J., Wood, E. F., Pan, M., Beck, H., Coccia, G., Serrat-Capdevila, A., & Verbist, K. (2018). Satellite remote sensing for water resources management: Potential for supporting sustainable development in data-poor regions. *Water Resources Research*, 54. <https://doi.org/10.1029/2017WR022437>.
- Silva, R. V., & Kobiyama, M. (2007). *TOPMODEL: Teoria integrada e revisão*. Raega-O Espaço Geográfico em Análise, 14.
- Silva, L. R. S. D. (2010). Análise de incertezas e avaliação dos fatores influentes no desempenho de modelos de simulação de bacias hidrográficas.
- Silva, F. B. (2013). Modelagem da produtividade primária bruta na Amazônia. Tese de Doutorado em Sensoriamento Remoto – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, São Paulo.
- Singh, V. P. (1995). *Computer Models of Watershed Hydrology Highlands Ranch, CO: Water Resources Publications*.
- Singh, V. P. & Johnson, F., Sharma, A. (2016). *Handbook of applied hydrology*, Second Edition (English Edition). McGraw-Hill Education.
- Simiu, E., Vickery, P., & Kareem, A. (2007). Relation between Saffir–Simpson hurricane scale wind speeds and peak 3-s gust speeds over open terrain. *Journal of Structural Engineering*, 133(7), 1043-1045.
- Sitoe, S., & Qwist-Hoffman, P. (2013). Limpopo River Basin Monograph.
- Skøien, J. O., Blöschl, G., Laaha, G., Pebesma, E., Parajka, J., & Viglione, A. (2014). rtop: An R package for interpolation of data with a variable spatial support, with an example from river networks. *Computers & Geosciences*, 67, 180-190.
- Sokol, Z., Szturc, J., Orellana-Alvear, J., Popová, J., Jurczyk, A., & Céleri, R. (2021). The role of weather radar in rainfall estimation and its application in meteorological and hydrological modelling—A Review. *Remote Sensing*, 13(3), 351.
- Spaliviero, M., De Dapper, M., & Maló, S. (2014). Flood analysis of the Limpopo River basin through past evolution reconstruction and a geomorphological approach. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(8), 2027-2039.
- Spear, R. C., Grieb, T. M., & Shang, N. (1994). Parameter uncertainty and interaction in complex environmental models. *Water Resources Research*, 30(11), 3159-3169.
- Stevaux, J. C., & Latrubesse, E. M. (2017). Geomorfologia fluvial. Oficina de Textos.
- Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and earth system sciences*, 6(1), 85-100.

- Sylvester Mpandeli, Edward Nesamvuni & Phokele Maponya. 2015. Adapting to the Impacts of Drought by Smallholder Farmers in Sekhukhune District in Limpopo Province, South Africa. *Journal of Agricultural Science*; Vol. 7, No. 2; 2015. ISSN 1916-9752 E-ISSN 1916-9760.
- Tarboton, D. G. (2003). Rainfall-runoff processes. A workbook to accompany the Rainfall-Runoff Processes Web module. *Utah State University*.
- Teuling, A. J., Hirschi, M., Ohmura, A., Wild, M., Reichstein, M., Ciais, P., ... & Seneviratne, S. I. (2009). A regional perspective on trends in continental evaporation. *Geophysical Research Letters*, 36(2).
- Trambauer, P., Maskey, S., Werner, M., Pappenberger, F., Van Beek, L. P. H., & Uhlenbrook, S. (2014). Identification and simulation of space–time variability of past hydrological drought events in the Limpopo River basin, southern Africa. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(8), 2925-2942.
- Tucci, C. E. M. Hidrologia – Ciência e Aplicação. Porto Alegre: EDUSP/ABRH, 1993, p. 175-200.
- Tucci, C. E. M. Modelos Hidrológicos. Porto Alegre: Editora Universitária UFRGS, 1ª edição:1998, p. 15-27, 235-240, 301-308.
- Van Liew, M. W., Arnold, J. G., & Garbrecht, J. D. (2003). Hydrologic simulation on agricultural watersheds: Choosing between two models. *Transactions of the ASAE*, 46(6), 1539.
- Van Zyl, J. J. (2001). The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. *Acta Astronautica*, 48(5-12), 559-565.
- Varella, R. F., & Campana, N. A. (2000). Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, 5(4), 121-139.
- Viessman, W., Lewis, G. L., Knapp, J. W., & Harbaugh, T. E. (1989). Introduction to hydrology.
- Wheater, H., Sorooshian, S., & Sharma, K. D. (Eds.). (2007). *Hydrological modelling in arid and semi-arid areas*. Cambridge University Press.
- WMO. Limpopo River Basin. In A Proposal to Improve the Flood Forecasting and Early Warning Systems; World Meteorological Organization: Geneva, Switzerland, 2012.
- Xu, C. Y. (2002). Hydrologic Models (Vol. 2). Sweden: Uppsala University Department of Earth Sciences Hydrology.
- Xue, L., Yang, F., Yang, C., Wei, G., Li, W., & He, X. (2018). Hydrological simulation and uncertainty analysis using the improved TOPMODEL in the arid Manas River basin, China. *Scientific reports*, 8(1), 1-12.
- Yue, L., Shen, H., Zhang, L., Zheng, X., Zhang, F., & Yuan, Q. (2017). High-quality seamless DEM generation blending SRTM-1, ASTER GDEM v2 and ICESat/GLAS observations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 123, 20-34.
- Zhao, B., Mao, J., Dai, Q., Han, D., Dai, H., & Rong, G. (2020). Exploration on hydrological model calibration by considering the hydro-meteorological variability. *Hydrology Research*, 51(1), 30-46.
- Zambrano-Bigiarini, M. (2020). Package ‘hydroGOF’. *Goodness-of-fit Functions for Comparison of Simulated and Observed*.

8 ANEXOS

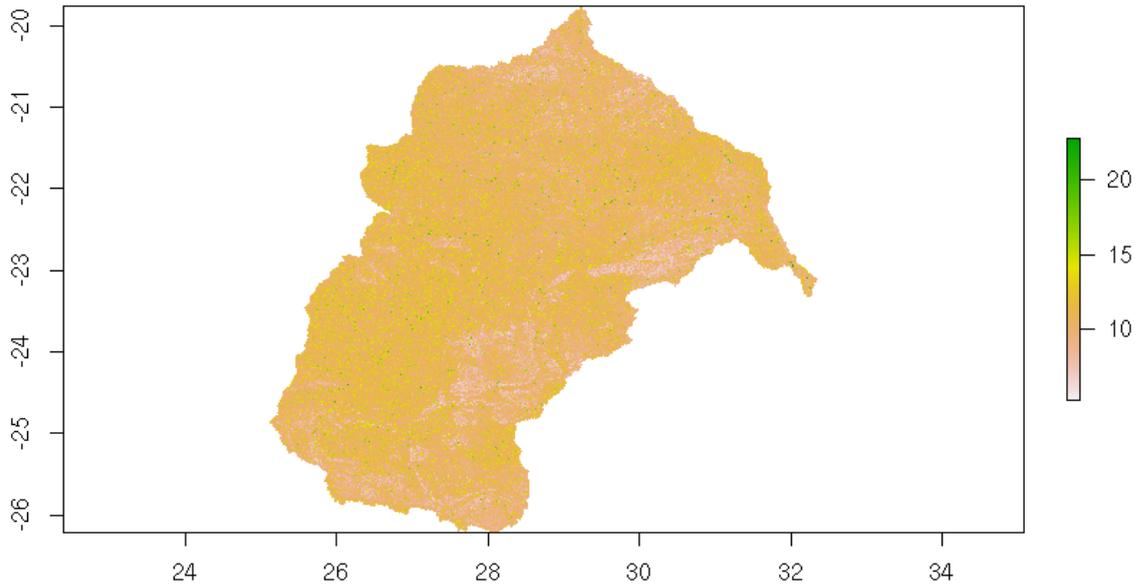


Figura A1. O índice topográfico da área de drenagem de Combomune. As latitudes são apresentadas no eixo das ordenadas e as longitudes no eixo das abcissas.

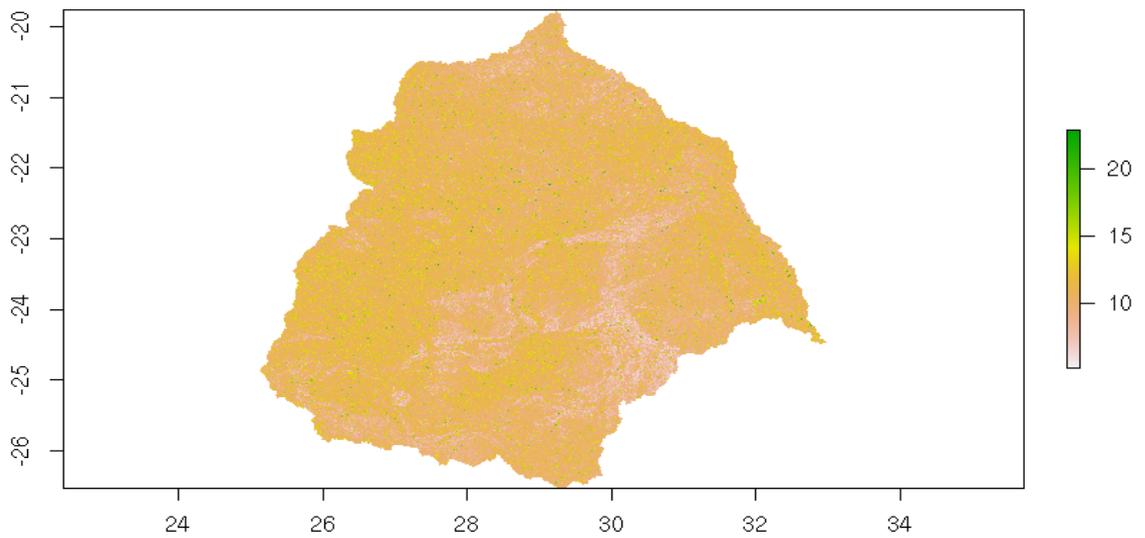


Figura A2. O índice topográfico da área de drenagem Chókwè. As latitudes são apresentadas no eixo das ordenadas e as longitudes no eixo das abcissas.

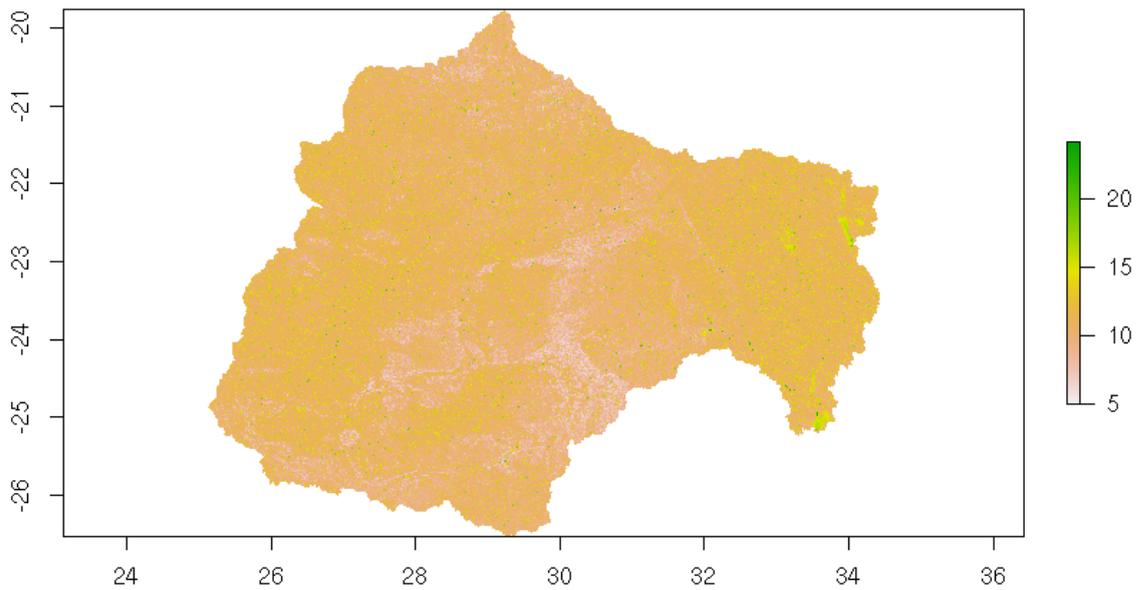


Figura A3. O índice topográfico da área de drenagem de Xai-Xai. As latitudes são apresentadas no eixo das ordenadas e as longitudes no eixo das abcissas.

Tabela A1. Parâmetros do TOPMODEL calibrados com dados de precipitação CMORPH.

Parâmetro	Sub-bacia		
	Combomune	Chókwè	Xai-Xai
$q_{s0}[m\ h^{-1}]$	$3,62 \times 10^{-2}$	$9,52 \times 10^{-3}$	$1,10 \times 10^{-2}$
$\ln T_e[m^2\ h^{-1}]$	$8,74 \times 10^0$	$7,52 \times 10^0$	$7,73 \times 10^0$
$m[m]$	$2,91 \times 10^0$	$1,26 \times 10^0$	$1,51 \times 10^0$
$S_{r0}[m]$	$2,60 \times 10^{-7}$	$3,54 \times 10^{-7}$	$2,54 \times 10^{-7}$
$S_{rmax}[m]$	$2,14 \times 10^{-5}$	$1,14 \times 10^{-4}$	$1,15 \times 10^{-4}$
$t_d[h\ m^{-1}]$	$1,46 \times 10^{-4}$	$1,22 \times 10^{-4}$	$4,02 \times 10^{-5}$
$v_{CH}[m\ h^{-1}]$	$8,26 \times 10^2$	$2,24 \times 10^3$	$2,25 \times 10^3$
$v_r[m\ h^{-1}]$	$1,99 \times 10^4$	$7,06 \times 10^4$	$1,42 \times 10^5$
$k_0[m\ h^{-1}]$	$6,03 \times 10^0$	$8,36 \times 10^{-1}$	$2,84 \times 10^0$
$c_d[m]$	$2,05 \times 10^0$	$6,60 \times 10^0$	$1,58 \times 10^0$

Tabela A2. Parâmetros do TOPMODEL calibrados com dados de precipitação GPM-IMERG.

Parâmetro	Sub-bacia		
	Combomune	Chókwè	Xai-Xai
$q_{s0}[m\ h^{-1}]$	$8,02 \times 10^{-2}$	$1,04 \times 10^{-1}$	$2,78 \times 10^{-2}$
$\ln T_e[m^2\ h^{-1}]$	$9,37 \times 10^0$	$8,37 \times 10^0$	$8,73 \times 10^0$
$m[m]$	$4,82 \times 10^0$	$1,61 \times 10^0$	$4,22 \times 10^0$
$S_{r0}[m]$	$2,69 \times 10^{-7}$	$7,10 \times 10^{-7}$	$1,21 \times 10^{-7}$
$S_{rmax}[m]$	$6,79 \times 10^{-5}$	$5,36 \times 10^{-5}$	$5,40 \times 10^{-5}$
$t_d[h\ m^{-1}]$	$3,99 \times 10^{-5}$	$2,99 \times 10^{-5}$	$3,66 \times 10^{-5}$
$v_{cH}[m\ h^{-1}]$	$4,82 \times 10^3$	$6,84 \times 10^3$	$2,79 \times 10^4$
$v_r[m\ h^{-1}]$	$1,36 \times 10^5$	$1,71 \times 10^5$	$6,73 \times 10^4$
$k_0[m\ h^{-1}]$	$8,25 \times 10^{-1}$	$3,90 \times 10^{-1}$	$2,44 \times 10^0$
$c_d[m]$	$3,95 \times 10^0$	$1,47 \times 10^0$	$4,96 \times 10^1$

Tabela A3. Comparação de desempenho dos índices NSE e KGE durante as etapas de calibração e validação.

Sub-bacia	NSE		KGE	
	IMERG	CMORPH	IMERG	CMORPH
Combomune	0,646	0,566	0,401	0,358
Chokwe	0,554	0,503	0,345	0,307
Xai-xai	0,503	0,397	0,303	0,242

Tabela A4. Variáveis no GLDAS-2.0, 0.25°, diários, modelo CLSM (Rodell et al., 2004).

Variável	Significado	Unidade
$Rainf_tavg$	Taxa de precipitação	$[kg\ m^{-2}\ s^{-1}]$
$Evap_tavg$	Evapotranspiração	$[kg\ m^{-2}\ s^{-1}]$
Qs_tavg	Escoamento superficial inicial	$[kg\ m^{-2}]$
Qsb_tavg	Escoamento subterrâneo	$[kg\ m^{-2}]$

