MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.12.12.22-TDI

ESTUDOS DA VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA BOLÍVIA E SUA RELAÇÃO COM OS PROCESSOS HIDROLÓGICOS

Luis Alberto Blacutt Benavides

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, aprovada em 10 de fevereiro de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NMFKAS>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Membros:
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.12.12.22-TDI

ESTUDOS DA VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA BOLÍVIA E SUA RELAÇÃO COM OS PROCESSOS HIDROLÓGICOS

Luis Alberto Blacutt Benavides

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, aprovada em 10 de fevereiro de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NMFKAS>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Blacutt Benavides, Luis Alberto.

B568e Estudos da variabilidade da precipitação na Bolívia e sua relação com os processos hidrológicos / Luis Alberto Blacutt Benavides. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxiv + 109 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.12.12.22-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientadores : Drs. Dirceu Luis Herdies, e Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves.

1. Precipitação. 2. Estimativa satelital. 3. Modelagem de mesoescala. 4. Ciclo hidrometeorológico. 5. Umidade integrada verticalmente. I.Título.

CDU 551.577:556.1(84)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): *Luis Alberto Blacutt Benavides*

"ESTUDOS DA VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA BOLÍVIA E SUA RELAÇÃO COM OS PROCESSOS HIDROLÓGICOS"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de *Doutor(a)* em *Meteorologia*

Dr. Daniel Alejandro Vila

Presidente / CPTEC / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Dirceu Luis Herdies

Orientador(a) / CPTEC / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves

Orientador(a) / CPTEC / Cachoeira Paulista - SP

Dr. José Antônio Marengo Orsini

Membro da Banca / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Marcos Froilan Andrade Flores

Convidado(a) / UMSA / La Paz - BOL

Dra. Marta Pereira Llopart

Convidado(a) / UNESP / Bauru - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 10 de Fevereiro de 2017

Cristo, em quem todos os tesouros da sabedoria e do conhecimento estão ocultos. Colossenses 2:3

Assim, ao Rei eterno, imortal, invisível, Deus único, honra e glória pelos séculos dos séculos. Amém!

1ª Timóteo 1:17

Ao corpo de Cristo espalhado pela face da terra e em especial aos irmãos da Igreja Evangélica Congregacional de Cachoeira Paulista.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Dirceu Luis Herdies pela sua sábia orientação, toda vez que entrei no seu escritório com um problema saí com uma solução, também pela sua amizade, disponibilidade e confiança em mim depositada na realização deste trabalho.

Ao Professor Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves pela sua disponibilidade e confiança para a realização deste trabalho.

A minha esposa Paola os meus filhos Ian, Dan e Isaí pelo suporte e companhia.

Aos meus irmãos, os membros da igreja Congregacional de Cachoeira Paulista

Ao Dr. Ernesto Hugo Berbery pela sua orientação.

Aos colegas do CPTEC/INPE pela colaboração no trabalho, em especial ao Carlos Bastarz, Bruna Silveira, João Gerd, Ariane, Helena, Bianca, Fábio Diniz pela grande ajuda desde a minha chegada em Cachoeira.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, pelos conhecimentos compartilhados.

À secretaria da PGMET, pelo profissionalismo e dedicação na realização das tarefas burocráticas referentes ao curso.

Ao Serviço de Supercomputação e Suporte do CPTEC pelo suporte técnico nos diversos pedidos de ajuda. Aos secretários da Divisão de Modelagem e Desenvolvimento (DMD), Gilson de Paula e Glaucieli Lino, pela colaboração e palavras de apoio.

Ao professor Thomas Reichler da Universidade de Utah pela concessão dos dados do modelo WRF para Bolívia.

À Coordenação de Aperfeicoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa e ajuda finaceira recebida.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela

bolsa de estudos recebida.

À Universidad Mayor de San Andrés da Bolívia pela concessão do afastamento para o desenvolvimento da tese.

Ao Earth System Science Interdisciplinary Center (ESSIC) parte da Universidade de Maryland (College Park - EUA), pela cessão da estrutura física e suporte computacional para o desenvolvimento de parte do trabalho.

Ao projeto IAI-CRN 3035 pelo apoio à realização de várias visitas e intercâmbios com pesquisadores nas áreas da minha pesquisa e a oportunidade de desenvolver minhas habilidades profissionais.

RESUMO

A descrição da precipitação diária na região da Bolívia é um tópico pouco estudado, devido, em parte, à falta de dados de superfície. No entanto, o território boliviano tem sido afetado por eventos extremos: secas e enchentes que por sua vez afetam também toda a bacia amazônica. O presente trabalho pretende contribuir na construção do conhecimento das características espaciais, temporais e estatísticas da precipitação segundo vários conjuntos de dados, que incluem os estacões de superfície do governo boliviano, como as versões mais recentes das reanálises Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications, Climate Forecast System Reanalysis, a mais recente versão da estimativa de precipitação TRMM3B42RT e o esquema combinado (CoSch) no período 1999-2009 que os quatro produtos possuem estimativas. As capacidades e limitações dos quatro conjuntos de dados foram analisadas, em primeiro lugar mediante uma descrição climática para o período de estudo, também foram calculados índices estatísticos tanto da estatística quantitativa quanto da estatística categórica dos quatro conjuntos de dados, neste caso o CoSch teve o melhor desempenho com resultados que permitem a sua aplicação em outros campos de pesquisa. Depois foi realizada uma comparação dos conjuntos de dados com os valores de vazão da bacia do rio Mamoré na Amazônia boliviana, foram também analisadas as rodadas do modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting e os valores estimados do modelo de superfície GLDAS. Ao calcular as correlações e estudar a dinâmica da bacia determinou-se que a precipitação e a vazão apresentam correlação com até dois meses de atraso, desta forma foi possível também realizar uma análise das características do comportamento da bacia para o período de estudo. Novamente o produto CoSch foi um dos melhores na descrição da bacia, mas neste caso o modelo de mesoescala na resolução espacial mais alta também obteve uma das melhores correlações. Finalmente foi realizada uma avaliação da umidade integrada verticalmente tanto para o período de estudo quanto para dois eventos extremos: a seca de 2005 e a enchente do ano 2008. No período 1999–2009 o fluxo de umidade apresenta uma componente norte dominante que escoa do lado leste dos Andes. Em seguida foram calculados os mesmos valores para os períodos dos eventos extremos. O fluxo de umidade para o evento da seca de 2005 apresenta uma componente oeste que impede a convergência nas regiões habituais. Por outro lado, o fluxo de umidade para o ano 2008 é intensificado e desta maneira é possível compreender parcialmente as caraterísticas destes dois eventos extremos.

Palavras-chave: Precipitação. Estimativa Satelital. Modelagem de Mesoescala. Ciclo hidrometeorológico. Umidade integrada verticalmente. Convergência de umidade.

SURFACE PROCESSES INFLUENCE ON PRECIPITATION OVER CENTRAL ANDES AND WESTERN AMAZON

ABSTRACT

The daily precipitation description in Bolivia is a very rarely studied topic, due in part to the surface observations scarcity. Although the Bolivian territory have been affected by extreme events such as droughts and floods that in turn affect also the whole Amazon basin. The present work pretends to contribute to building the knowledge up by performing a survey on the temporal, spatial and statistical characteristics of daily precipitation according to four datasets against the Bolivian precipitation surface observations network during the 1999-2009 period since all products have data. For the comparison the most recent versions of the Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications, and the Climate Forecast System Reanalysis were selected, also the TRMM3B42RT product and the new scheme developed by merging surface observations and satellite estimations: CoSch. The capacities and limitations of these four datasets were determined for the 1999-2009 period by calculating quantitative and categorical statistical indexes. CoSch outperformed the other three datasets encouraging to apply to other fields of research. Next, a comparison between the accumulated precipitation amounts for a small watershed and the observed runoff was performed. This time together with the known datasets, three mesoscale model runs were added to the analysis and the surface runoff estimation of the GLDAS model. It was found that the best correlation coefficients were obtained by calculating with up to two months lag. It was also possible to understand the watershed dynamics and with those results identify and compare the capabilities of the datasets involved. Once again CoSch was one of the best scored datasets, together with the mesoscale model at the finest horizontal resolution. Finally, the vertically integrated moisture was calculated for the study period, and for both extreme events: the drought of 2005 and the floods of 2008. For the reference period the moisture flux showed a northern component that flows along the eastern side of the Andes that allows moisture to converge and generate precipitating systems. The moisture flux during the drought of 2005 showed a western component that prevented moisture to reach the Andes and hence generate precipitating systems. On the other hand for the floods of 2008 the moisture flux showed an intensification that enhanced the precipitating systems generation in the region.

Keywords: Precipitation. Satellite estimate. Mesoscale model. Hydrometeorologic

Analysis. Vertically integrated moisture. Moisture convergence.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 1.1: A bacia da Amazônia e as bacias que a Bolívia pertence.....2
Figura 1.2: Perfil da orografia da Bolívia na longitude 66° oeste.....3
Figura 1.3: Perfil orográfico da Bolívia para a latitude 16° sul.....4
Figura 2.1: Topografia e hidrografia da bacia de estudo.....12
Figura 3.1: Mapa topográfico da Bolívia com as principais bacias e regiões de interesse para descrição da precipitação.....17
Figura 3.2: Domínios do modelo WRF.....21
Figura 4.1: Ciclo médio anual da precipitação para o período 1999-2009 segundo cada conjunto de dados e dividido por bacias.....24
Figura 4.2: Distribuição espacial de chuva no verão (DJF) 1999-2009 em mm/dia.....25
Figura 4.3: Distribuição espacial de chuva no outono (MAM) 1999-2009 em mm/dia.....26
Figura 4.4: Distribuição espacial de precipitação no inverno (JJA) 1999-2009 em mm/dia..30
Figura 4.5: Distribuição espacial de chuva na primavera (SON) 1999-2009 em mm/dia.....33
Figura 4.6: Função de densidade de probabilidade por número de eventos para DJF.....34
Figura 4.7: Função de densidade de probabilidade por número de eventos para MAM.....35
Figura 4.8: Função de densidade de probabilidade por número de eventos para JJA. A escala vertical é logarítmica.....36
Figura 4.9: Função de densidade de probabilidade por número de eventos para SON.....37
Figura 4.10: Função de densidade de probabilidade por volume para DJF.....38
Figura 4.11: Função de densidade de probabilidade por volume para MAM.....41
Figura 4.12: Função de densidade de probabilidade por volume para JJA.....42
Figura 4.13: Função de densidade de probabilidade por volume para SON.....43
Figura 4.14: Diagrama de Taylor da bacia do Altiplano.....49
Figura 4.15: Diagrama de Taylor da bacia do Prata.....50
Figura 4.16: Diagrama de Taylor da bacia da Amazônia.....51
Figura 4.17: Ciclo médio anual da vazão do rio Mamoré. Período 1999-2009.....52
Figura 4.18: Série temporal da vazão do rio Mamoré.....52
Figura 4.19: Frequência relativa da vazão 1986-2014.....54
Figura 4.20: Meses com valores maiores de vazão durante a temporada chuvosa.....55
Figura 4.21: Ciclo médio anual da vazão e da precipitação.....55
Figura 4.22: Ciclo médio anual correspondente ao modelo WRF.....56
Figura 4.23: Estações de comparação localizadas em três regiões da bacia de estudo.....57
Figura 4.24: Ciclo médio anual de precipitação Cochabamba, Chimoré e Buena Vista 1999-2009.....59
Figura 4.25: Comparação da vazão e precipitação estimada e observada Cochabamba.....60
Figura 4.26: Comparação da vazão e precipitação estimada Chimoré.....61
Figura 4.27: Comparação da vazão e precipitação estimada e observada Buena Vista.....62
Figura 4.28: Ciclo médio anual da vazão observada e a vazão estimada pelo GLDAS.....64
Figura 4.29: Ciclo médio anual da vazão observada, vazão do GLDAS, componente

convectiva e a precipitação total.....65
Figura 4.30: Umidade integrada verticalmente para as quatro estações DJF, MAM, JJA e SON com dados do reanálise MERRA.....66
Figura 4.31: Umidade integrada verticalmente para as quatro estações DJF, MAM, JJA e SON com dados da reanálise CFSR.....68
Figura 4.32: Umidade integrada verticalmente para a seca 2004–2005 segundo CFSR e MERRA.....69
Figura 4.33: Umidade integrada verticalmente para a enchente 2007–2008 segundo CFSR e MERRA.....70

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 3.1: Tabela de contingência.....15
Tabela 3.2: Parametrizações do modelo WRF.....21
Tabela 4.1 Análise estatistico categórico DJF.....45
Tabela 4.2 Análise estatistico categórico MAM.....45
Tabela 4.3 Análise estatistico categórico JJA.....46
Tabela 4.4 Análise estatistico categórico SON.....46
Tabela 4.5 Análise quantitativo DJF.....48
Tabela 4.6 Análise quantitativo MAM.....48
Tabela 4.7 Análise quantitativo JJA.....48
Tabela 4.8 Análise quantitativo SON.....49
Tabela 4.9 Ciclo médio anual da vazão do rio Mamoré, estimativas de precipitação em mm/mês e correlação.....63

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AMSR-E	Acrônimo em inglês para Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System
AMSU	Acrônimo em inglês para Advanced Microwave Sounding Unit
CFSR	Acrônimo em inglês Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast
CMORPH	Acrônimo em inglês para Climate Prediction Center's Morphing technique
CoSch	Acrônimo em inglês para Combined Scheme
CPC	Acrônimo em inglês para Climate Prediction Center
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ETS	Acrônimo em inglês para Equitable threat score
FAR	Acrônimo em inglês para False Alarm Ratio
GLDAS	Acrônimo em inglês Global Land Data Assimilation System
GPM	Acrônimo em inglês Global Precipitation Measurement
GTS	Acrônimo em inglês para Global Telecommunications System
IPWG	Acrônimo em inglês International Precipitation Working Group
JAXA	Acrônimo em inglês Japan Aerospace Exploration Agency
JBN	Jato em Baixos Níveis
JJA	Junho-Julhio-Agosto
LSM	Acrônimo em inglês Land Surface Model
MAM	Março-Abril-Maio
MERRA	Acrônimo em inglês Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application
MHS	Acrônimo em inglês para Microwave Humidity Sounder
NASA	Acrônimo em inglês National Aeronautics and Space Administration
POD	Acrônimo em inglês Probability of Detection
RMSE	Acrônimo em inglês Root Mean Squared Error
SENAMHI	Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia
SMS	Sistema de Monção do continente Sul-Americano
SON	Setembro-Outubro-Novembro
SSM/I	Acrônimo em inglês para Special Sensor Microwave Imager

SSMIS	Acrônimo em inglês para Special Sensor Microwave Imager and Sounder
TMI	Acrônimo em inglês para TRMM Microwave Imager
TMPA	Acrônimo em inglês TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis
TRMM	Acrônimo em inglês Tropical Rainfall Measurement Mission
TRMM3B42	Algoritmo 3B42 do TRMM
WRF	Acrônimo em inglês Weather Research Forecast
ZCAS	Zona de convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

rr	Precipitação
rr^{i}_{obs}	Precipitação observada da célula i
rr^{i}_{sat}	Precipitação satelital da célula i
rr^{i}_{corr}	Precipitação corrigida
α	Fator de peso que representa o número de vezes que o viés aditivo foi escolhido
β	Fator de peso que representa o número de vezes que o viés multiplicativo foi escolhido
rr^{*}	Viés multiplicativo da precipitação
rr^{+}	Viés multiplicativo da precipitação

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO....1
1.1 Histórico e Motivação do Trabalho....1
1.2 Objetivos....4
1.3 Estrutura da Tese....5
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA....6
2.1 Estimação de precipitação....6
2.2 Estudos hidrometeorológicos na Bolívia....9
3 DADOS E METODOLOGIA....15
3.1.1 Rede de pluviômetros boliviana....16
3.1.2 Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA).17
3.1.3 Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)....18
3.1.4 Versão 7 do algoritmo TRMM 3B42....18
3.1.5 The Combined Scheme....19
3.1.6 Modelo de Mesoescala WRF....20
3.1.7 O conjunto de dados GLDAS....21
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO....22
4.1 Climatologia da precipitação na Bolívia....22
4.1.1 Análise estatístico....44
4.1.1.1 Análise categórico....44
4.1.1.2 Analise quantitativo....46
4.1.2 Análise hidrometeorológico....51
4.1.2.1 Climatologia da bacia do Rio Mamoré....51
4.1.3 Análise da precipitação estimada e da vazão....56
4.1.4 Dinâmica da bacia....63
4.1.5 Convergência de umidade....65
5 CONCLUSÕES....71
6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS....73
7 REFERÊNCIAS....74

1 INTRODUÇÃO

1.1 Histórico e Motivação do Trabalho

O estudo da precipitação é importante para muitas áreas do conhecimento, pois ajuda na determinação e compreensão do balanço hidrológico, melhorando o gerenciamento de água tanto para agricultura quanto para geração de energia. Este estudo também é necessário na prevenção de secas e enchentes. Assim, esta ciência tem consequências importantes para assuntos críticos da sociedade e do estudo da climatologia.

A bacia amazônica é um dos maiores reservatórios de água do planeta, cobrindo uma área acima de 6 milhões de quilômetros quadrados e, compreende desde a região dos Andes, a oeste da América do Sul, até o oceano Atlântico a leste. Sua contribuição de água doce ao planeta é de 15% (MOLINIER, 1992). Além da provisão de água, a importância da bacia amazônica não pode ser subestimada, isto devido a sua biodiversidade, a variedade de tipos de solo, as paisagens, a produção de energia e, também, devido às interações físicas, químicas e biológicas que lá ocorrem. A bacia pode ser dividida em três grandes regiões: os escudos do Brasil e da Guiana (que representam 44% da superfície), a planície Amazônica (que representa 45%) e os Andes (que representa o restante 11%). Esta bacia pertence a sete países: Brasil (63%), Peru (16%), Bolívia (12%), Colômbia (6%), Equador (2%) e Venezuela e Guiana (1%).

A precipitação na bacia amazônica é gerada por atividade convectiva, por frentes frias, pelas linhas de instabilidade e pela presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Todavia, a distribuição e época do ano em que a precipitação ocorre depende da sub-região específica (ESPINOZA et al., 2009; FIGUEROA; NOBRE, 1990; HOREL; HAHMANN; GEISLER, 1989; KOUSKY; KAGANO; CAVALCANTI, 1984; MARENGO; DOUGLAS; SILVA DIAS, 2002; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997).

Ao longo do século XX, a bacia foi afetada por eventos extremos que causaram secas e enchentes. A variabilidade climática tem também exercido uma grande influência sobre essas ocorrências, em particular o fenômeno ENOS (El Niño Oscilação Sul) e as variações da temperatura superficial do Atlântico norte (BOTTA, 2002; FOLEY et al., 2002; FU et al., 2001; LIEBMANN; MARENGO, 2001; MARENGO; ESPINOZA, 2015; RONCHAIL et al., 2002; SOUSA et al., 2015), que causou as secas dos verões

1925-1926, 1982-1983 e 1996-1997 (MARENGO et al., 2008; TOMASELLA et al., 2011). O estudo dos eventos extremos de precipitação na Amazônia envolve a pesquisa de dados de precipitação diária e vazão mensal. Os eventos extremos de secas, ocorridos em 2005 e 2010, estiveram relacionados com anomalias negativas de precipitação, que podem exercer uma influência e um impacto maior, causando secas que cobrem regiões maiores, devido à quantidade de chuva e aos tempos nos quais esta ocorre (TOMASELLA et al., 2011).

Na região oeste da Amazônia, o regime de precipitação pode ser considerado como tropical, isto é, uma temporada seca (Junho–Agosto) e uma temporada chuvosa (Dezembro–Fevereiro). No Altiplano e nos Andes, a precipitação depende das mudanças nos ventos zonais troposféricos. Já ao leste dos Andes a precipitação depende da posição e intensidade da ZCAS (FALVEY; GARREAUD, 2005; RONCHAIL et al., 2005). A região oeste da Amazônia inclui a Bolívia e este território pertence a três bacias: Amazônica, do Prata e Altiplano (Figura 1.1). Inicialmente, as regiões que atraíram maior interesse foram as dos Andes e do Altiplano. Com os dados existentes na década 60, foi construído o Atlas climático de temperatura e precipitação (HOFFMANN, 1975). No entanto, a densidade de estações superficiais não é adequada para estudos de mesoescala, pois a

Figura 1.1: A bacia da Amazônia e as bacias que a Bolívia pertence.

Fonte: Elaboração própria

região da transição entre a Amazônia e o Altiplano representa uma região com grandes desafios, tanto para os modelos de mesoescala quanto para as reanálises (Figuras 1.2 e 1.3).

Figura 1.2: Perfil da orografia da Bolívia na longitude 66° oeste

Fonte: Elaboração própria

Figura 1.3: Perfil orográfico da Bolívia para a latitude 16° sul

Fonte: Elaboração própria

1.2 Objetivos

A região da Bolívia não possui uma densidade adequada de estações meteorológicas de superfície e as estimativas indiretas apresentam uma oportunidade para estudar o comportamento da precipitação e vazão.

Os objetivos principais são

1. Identificar as caraterísticas climatológicas da precipitação e da vazão, durante dois eventos extremos.

2. Analisar o comportamento da vazão na bacia do Mamoré.

3. Analisar as caraterísticas dos eventos extremos, ou seja, a seca de 2005 e a enchente de 2008.

1.3 Estrutura da Tese

O primeiro passo do estudo da distribuição espacial e da variação temporal da precipitação diária é a análise dos dados de superfície e sua comparação com outros conjuntos de dados. Ao mesmo tempo, os dados diários são utilizados para subtrair o viés

dos dados da estimação por satélite, obtendo assim um novo conjunto de dados.

O segundo passo é desenvolver outro método de comparação dos conjuntos de dados. Este método consiste na seleção de uma bacia e na realização de uma comparação dos dados totais de precipitação com os números totais mensais de vazão de um rio representativo. Neste caso, foi o escolhido o Rio Mamoré, abrangendo o período de 1999 a 2009.

Com as capacidades e limitações dos conjuntos de dados já determinadas foi possível aplicá-las para o estudo das caraterísticas do transporte de umidade para dois eventos extremos, a saber, a seca de 2005 e a enchente de 2008.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Estimação de precipitação

Grande parte da chuva que precipita nos trópicos é suscetível a variações devido aos eventos de variabilidade climática (e.g., El Niño). A medição da precipitação é bastante delicada em função sua natureza, ou seja, da grande variabilidade em escala pequena e do comportamento estatístico altamente anormal (HUFFMAN et al., 1997).

A região Boliviana apresenta várias caraterísticas topográficas que influenciam as características temporais e espacias da precipitação. O território é dominado geomorfologicamente pelos Andes, podendo atingir mais de seis mil metros acima do nível do mar. O território se situa entre as latitudes 14°S e 22°S, dividido em duas cadeias montanhosas com orientação meridional. No meio destas cadeias está situado o planalto Altiplano a quatro mil metros de altitude. Durante os meses do verão austral (Dezembro-Fevereiro), a umidade da Amazônia chega até a região noroeste do continente pelos ventos alísios, sendo bloqueada pelos Andes. Esta umidade é canalizada pela corrente em jatos de baixos níveis e transportada até a região sudeste do Brasil ou nordeste da Argentina. As máximas intensidades do vento foram encontradas na região de Santa Cruz de la Sierra (HERDIES et al., 2002; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997). Também é possível notar a presença da Alta da Bolívia no nível de 200 hPa, que é um anticiclone troposférico, formado pela convecção e pela emissão de calor latente na região norte da Amazônia durante os meses do verão austral ((LENTERS; COOK, 1997, 1999).

Globalmente dois tipos de fontes de dados de precipitação estão disponíveis: as observações de superfície e as medidas indiretas (e.g., satélite ou radar). As observações de superfície de pluviômetros são as únicas medidas diretas, porém não são perfeitas, normalmente afetadas por erros sistemáticos, i.e., por perdas devido à evaporação e efeitos aerodinâmicos (NESPOR; SEVRUK, 1999; PORCÙ; MILANI; PETRACCA, 2014). Na América do Sul a distribuição espacial da rede de pluviômetros é mais densa na beira dos principais rios e nas regiões costeiras (DE GONÇALVES et al., 2006). É possível que a distribuição irregular proporcione viés nas estimativas regionais de precipitação (CLARKE et al., 2011). Aliás, as dificuldades de medidas, devido à falta de dados, são corroboradas pela ausência de acesso aos dados, agravando ainda mais o problema,

limitando assim o conhecimento das caraterísticas espaciais e temporais da precipitação.

Medidas indiretas oferecem grande cobertura espacial, porém precisam ser validadas para obtenção de valores mais confiáveis. Nas últimas quatro décadas, grandes esforços foram envidados para monitorar e compreender melhor as medidas dos sistemas que geram precipitação medidas desde o espaço. No início foram desenvolvidas algumas técnicas relacionando os topos das nuvens com a precipitação, empregando canais no visível e infravermelho. Mais tarde, os canais de micro-ondas proporcionaram uma oportunidade de estimar melhor a precipitação, relacionando processos internos das nuvens com a quantidade de precipitação. Assim, foi possível efetuar uma estimativa de precipitação em regiões térreas mediante os canais polarizados de alta frequência (ARKIN; MEISNER, 1987; SPENCER; GOODMAN; HOOD, 1989). No entanto, regiões cobertas por neve apresentam outro desafio, devido ao fato de que os algoritmos não conseguem detectar dois tipos de precipitação: a precipitação de sistemas orográficos rasos e a precipitação de processos de chuva quente (DINKU; CONNOR; CECCATO, 2010; HUFFMAN et al., 1995).

Os métodos de estimativa de precipitação mudaram radicalmente depois da inclusão do radar de precipitação no satélite TRMM (acrônimo em inglês para *Tropical Rainfall Measuring Mission*). Este é um projeto em conjunto entre a Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial (JAXA, *Japan Aerospace Exploration Agency*) e a agência Americana de Administração da Aeronáutica e Espaço (NASA, *National Aeronautics and Space Administration*) que lançaram o satélite em 1997 (KUMMEROW et al., 1998). Os instrumentos a bordo do satélite TRMM aumentaram o conhecimento da distribuição espaço-temporal da precipitação em vários aspectos, como por exemplo, na intensidade e na estrutura vertical (LIU et al., 2012; OUMA et al., 2012), porém, a exatidão foi questionada (TIAN; PETERS-LIDARD, 2010). Recentemente, a JAXA e a NASA lançaram um novo projeto: medida global de precipitação (GPM, *Global Precipitation Measurement*) com vistas ao incremento do conhecimento dos sistemas que geram precipitação (HOU et al., 2013; SMITH et al., 2004; TAPIADOR et al., 2012).

Há muitos produtos do TRMM que utilizam uma combinação de medidas de vários dos seus sensores disponíveis, em particular, pode-se citar o algoritmo TRMM-Análise da precipitação multisatélite (TMPA, TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis), que se

trata de um algoritmo de estimativa de precipitação com periodicidade de três horas (HUFFMAN et al., 2007). No presente trabalho, este algoritmo será referenciado como TRMM3B42.

O grupo internacional de trabalho de precipitação (IPWG, *International Precipitation Working Group*) determinou que o algoritmo TRMM3B42 é uma estimativa de precipitação por satélite de alta resolução, adequada para uso operacional com fins de validação e comparação sobre as regiões da Austrália, Estados Unidos e do norte da Europa (EBERT; JANOWIAK; KIDD, 2007). Este algoritmo encontra algumas dificuldades nas regiões montanhosas, apresentando, em particular, um viés seco sobre a região montanhosa da Colômbia (DINKU; CONNOR; CECCATO, 2010) e sobre a bacia do lago Titicaca no Altiplano Andino (HEIDINGER et al., 2012). No entanto, é possível extrair algumas informações de qualidade a respeito do ciclo diário de precipitação (JOHNSON et al., 2010). De fato, o TRMM3B42 gera as melhores estimativas de precipitação para noroeste da China (YANG; LUO, 2014), isso quando comparado com o CMORPH (*Climate Prediction Center's Morphing technique*) e com o método de estimação de precipitação utilizando redes neuronais. Também foi determinado que o algoritmo TRMM3B42 superestima os totais de precipitação na Etiópia e na Colômbia (DINKU; CONNOR; CECCATO, 2010). Entretanto, ainda é reconhecida a incapacidade deste algoritmo para a determinação da quantidade de chuva leve, durante a temporada de seca (WARD et al., 2011). Por outro lado, durante a temporada cálida, o TRMM3B42 superestima a precipitação intensa (BEHRANGI et al., 2011).

O passo seguinte na descrição das caraterísticas da precipitação foi a reunião de vários conjuntos de dados e estimativas de satélites, para gerar as conhecidas reanalises. Em geral, as reanálises têm o propósito de produzir a melhor e a mais atual representação dos estados atmosféricos para os períodos específicos. As reanálises são geradas através de um modelo constante e de um sistema de assimilação de dados. Em particular, a segunda versão do CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast*) é a versão mais recente do NCEP-NCAR (*National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research*). Esta reanálise apresenta resolução horizontal de 38 km e 64 níveis sigma híbridos verticais, que fazem com que seja possível a realização de

análises de sistemas de precipitação menores do que às dos sistemas de escala sinótica (SAHA et al., 2010). Na América do Sul foi realizada uma análise para todas as estações do ano e foi determinado que há um viés úmido nos Andes (SILVA; KOUSKY; HIGGINS, 2011) e um viés seco na Amazônia, quando comparado com dados de superfície (QUADRO et al., 2007). Também foi encontrado um máximo de precipitação na região do Altiplano nos Andes (EICHLER; LONDOÑO, 2013).

A segunda reanálise que será utilizada neste trabalho é o MERRA (*Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application*), com o objetivo de incrementar os cálculos do ciclo hidrológico, uma vez que muitos aspectos deste ciclo não estavam bem representados pelos conjuntos de dados anteriores (RIENECKER et al., 2011). Estudos na América do Sul resultaram na determinação de diferenças nos parâmetros que caracterizam a forma, escala e os extremos das distribuições de frequência de precipitação (CARVALHO et al., 2012). O ZCAS MERRA representou detalhadamente o ciclo anual de precipitação (QUADRO et al., 2012)

Uma abordagem alternativa foi, recentemente, desenvolvida para combinar as vantagens dos dois tipos de fontes de dados de precipitação, ou seja, as observações de superfície e as estimativas de satélite. Por um lado, as observações de superfície têm um alcance espacial limitado, enquanto as estimativas de satélite apresentam uma melhor cobertura espacial e temporal, porém não apresentam muita exatidão. Um esquema para extrair as vantagens de ambos os tipos de dados é obtido mediante uma combinação adequada entre eles (ROZANTE et al., 2010; ZHAO et al., 2012). Vila et al. (2009) melhoraram as estimativas de satélite pelo cálculo dos vieses aditivos e multiplicativos, fazendo possível com que o viés do satélite fosse removido com sucesso.

Embora tenha tido muito avanço nos estudos de precipitação no continente Sul-americano, o entendimento das capacidades e limitações dos produtos de precipitação na Bolívia é ainda limitado.

2.2 Estudos hidrometeorológicos na Bolívia

Regime de precipitação e convergência de umidade.

A precipitação está relacionada à disponibilidade de umidade, que no caso da bacia

Amazônica é fornecida pelo Atlântico mediante um fluxo intenso que ingressa no continente Sul-americano. O mecanismo postulado para este transporte é a presença de um jato ao leste dos Andes (VIRJI, 1981). A presença do jato foi confirmada no experimento SALLJEX (MARENGO; DOUGLAS; SILVA DIAS, 2002; VERA et al., 2006a). O maior fornecedor de umidade para a região amazônica é o Atlântico norte, no entanto, a região sudoeste da Amazônia recebe, também, contribuições do Atlântico sul (ARRAUT; SATYAMURTY, 2009). A convecção é gerada pela migração ao sul da zona de convergência intertropical, em combinação com um deslocamento ao sudeste do anticiclone Atlântico, que resulta na convergência de umidade.

A formação de precipitação está normalmente associada com a penetração de linhas de instabilidade, com a intensificação da ZCAS e com o desenvolvimento e intensificação do JBN (MARENGO; DOUGLAS; SILVA DIAS, 2002; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997). Recentemente, o conjunto de elementos que geram precipitação, foi estudado como um sistema chamado Sistema da Monção do Continente Sul-Americano (SMS). O SMS apresenta uma grande diferença em relação aos outros sistemas de monção. Os ventos não mudam de direção como na monção da Ásia, no entanto, se a média anual for removida, o vento inverte sua direção em associação com o forte aquecimento adiabático no planalto subtropical (ZHOU; LAU, 1998). O SMS é caracterizado pelos seguintes sistemas: o sistema alta da Bolívia – baixa do Nordeste, o ZCAS, o JBN e a baixa do Chaco. A influência do ENOS tem sido estudada a respeito do JBN e não foi encontrado qualquer vínculo significativo (MARENGO et al., 2004). Todavia, Espinoza et al. (2009) reportaram que o JBN pode ter sido intensificado na presença do ENOS durante a década de 70 e o período entre o início da década de 80 até os primeiros anos do século XXI. Nestes períodos o escoamento do JBN foi diminuído, sabendo-se que a intensificação ou abrandamento afetam diretamente à precipitação, a qual apresentou valores acima do normal no caso do JBN intensificado e valores abaixo do habitual no caso do JBN diminuído.

Por outro lado, os modelos de mesoescala têm se convertido em ferramentas importantes para a avaliação das relações entre os parâmetros do sistema climático. O modelo WRF (*Weather Research and Forecast*) é usado em todo o mundo e os seus resultados, para as regiões com terrenos complexos, são tema de pesquisa ativa (CALDWELL et al., 2009;

QIAN; GHAN; LEUNG, 2010). Sobre a América do Sul foi verificado que o modelo superestima a precipitação nos Andes ao longo do lado de sota-vento (RUIZ; SAULO; NOGUÉS-PAEGLE, 2010). Uma das limitações para representar precipitação reside na falsa representação dos esquemas de convecção, dos processos de superfície da terra e dos seus processos de retroalimentação (CASE et al., 2008; MA et al., 2011; YANG; FENNESSY; SHUKLA, 1994), salientando que mais estudos de caso são necessários para determinar os melhores esquemas de parametrizações para as diferentes regiões da América do Sul. Alguns autores verificaram que para o sudeste da região da América do Sul, a melhor parametrização para representar a precipitação acumulada e diária foi o esquema de convecção Betts-Miller-Janjic (BLÁZQUEZ; NÚÑEZ, 2009).

Descrição da bacia de estudo

A região sudoeste da Bacia Amazônica compreende os Andes, com uma altitude média de 4000 m, os vales Inter-Andinos, com uma topografia complexa e, uma planície conhecida como Llanos de Mojos, nesta região a altitude média é de 150 m e a inclinação abaixo de 10 cm por quilômetro (Figura 2.1). A região dos Llanos de Mojos é muito susceptível a enchentes que podem cobrir áreas de até 100.000 km^2. A causa destas enchentes é variada, podendo ocorrer como resultado de chuvas acima do normal na mesma região, bem como por conta de outros processos que acontecem nos Andes, na beira oeste e sul da bacia. O regime de precipitação na bacia pode ser considerado como tropical, na estação seca (Junho–Agosto) e na temporada chuvosa (Dezembro–Fevereiro), contudo os valores acumulados de precipitação dependem da topografia da região. Além disso, os mecanismos e os tipos de precipitação podem ser variados. Nos Llanos de Mojos a precipitação depende da posição e da intensidade do ZCAS, em quanto que nos Andes, a precipitação depende das mudanças nos ventos zonais troposféricos (FALVEY; GARREAUD, 2005; RONCHAIL et al., 2005).

Figura 2.1: Topografia e hidrografia da bacia de estudo.

Fonte: Elaboração própria

A região sudoeste da Bacia Amazônica tem sido muito estudada (FIGUEROA; NOBRE, 1990; RONCHAIL, 1995; RONCHAIL et al., 2005; RONCHAIL; GALLAIRE, 2006; RONCHAIL; GUYOT; ESPINOZA, 2009) devido aos eventos extremos que têm ocorrido nos últimos anos, como por exemplo: as secas de 2005 e 2010 e a enchente do 2014 (ESPINOZA et al., 2014; MARENGO et al., 2008, 2012; TOMASELLA et al., 2011). A seca do verão 2004-2005 na Amazônia foi, em grande parte, influenciada por uma baixa nos afluentes dos rios da região sudoeste Por outro lado, a enchente que aconteceu no ano de 2014 foi consequência da precipitação acima do normal nos Andes. Estes dois eventos não ocorreram pela influência do ENOS, em ambos os casos foram influenciados pela variabilidade das temperaturas superficiais no Atlântico tropical. Em outras palavras, a região mostra sensibilidade à variabilidade climática (não tão somente

ao ENOS) e as consequências atingem à Bacia da Amazônia toda (RONCHAIL et al., 2005; TOMASELLA et al., 2011). Infelizmente, no estudo realizado por Tomasella et al. (2011) os dados hidrográficos da Bolívia e do Peru não estiveram disponíveis para respectiva análise.

É possível perceber que a topografia e o tipo de solos têm um papel determinante na dinâmica da bacia, embora a bacia em estudo seja relativamente pequena. Por exemplo, o Chapare é uma das regiões favorecidas para a convergência de umidade e, portanto, para o desenvolvimento de nuvens convectivas, que geram grande quantidade de precipitação (BLACUTT et al., 2015). Por outro lado, Ronchail et al. (2005) mostraram que a resposta da vazão, em função da precipitação em Puerto Villarroel (200 km da borda da bacia), é muito mais rápida do que a reposta em Puerto Varador (aproximadamente 200 km do Puerto Villarroel). Outro aspecto a respeito da ação do solo e das enchentes é que estas podem acontecer em anos seguidos, não sendo necessariamente consequência de eventos extremos de precipitação, mas devido ao acúmulo de águas subterrâneas (OVANDO et al., 2015).

Elementos não analisados do rio Mamoré (1999-2009)

A região que teve uma influência inusitada foi a região sudoeste, devido a perda de caudal do rio Madeira, do qual o rio Mamoré é um dos afluentes. Espinoza et al. (2009) analisaram a variabilidade da precipitação na bacia da Amazônia para o período 1964-2003, porém a análise do papel da Amazônia Oeste nos eventos de 2005 e 2010 ficaram ainda pendentes. Embora a seca de 2005 tenha sido estudada por Tomasella et al. (2011), não foi possível determinar o comportamento dos afluentes bolivianos, isto devido à indisponibilidade dos dados de vazão. No entanto, os autores tiveram acesso aos dados da vazão do rio Mamoré para o período 1986-2014, através dos quais foi possível realizar uma análise do comportamento da bacia. A dinâmica desta bacia não é bem conhecida e é uma variável que pode ajudar no aprofundamento do conhecimento da precipitação. Contudo, a densidade de observações nesta bacia não é, ainda, adequada para realizar um estudo destas caraterísticas. Por outro lado, os conjuntos de dados satelitais e estimativas das reanálises apresentaram uma cobertura homogênea e, sendo assim, é possível avaliar as potencialidades e limitações dos conjuntos de dados, como as estimativas satelitais e as reanálises em regiões, que não têm densidade adequada de

estações de superfície. Em particular, as reanálises CFSR e MERRA, o produto TRMM3B42 e o *Combined Scheme* foram avaliados para a Bolívia (BLACUTT et al., 2015). Nesta seção, os mesmos conjuntos de dados serão avaliados para a bacia do rio Mamoré, mediante a comparação do cálculo da precipitação acumulada mensal e a vazão observada, juntamente com os conjuntos de dados a precipitação fornecida pelo modelo de mesoescala WRF serão avaliados.

Os valores observados de vazão serão comparados aos do conjunto de dados GLDAS. Em seguida, as componentes dos dados de vazão do GLDAS serão analisadas. Finalmente, serão determinadas as caraterísticas dos dois eventos extremos que aconteceram durante o período de estudo, a saber: a seca de 2004-2005 e a enchente de 2007-2008, mediante o cálculo da umidade integrada verticalmente.

3 DADOS E METODOLOGIA

Os produtos selecionados para avaliar a precipitação na região da Bolívia são duas reanálises, MERRA (RIENECKER et al., 2011) e CFSR (SAHA et al., 2010), um produto de satélite, TRMM3B42 (HUFFMAN et al., 2007) e um produto combinado (CoSch) (VILA et al., 2009). Como cada produto apresenta resoluções espaciais e temporais diferentes, para homogeneizar a comparação foram realizados os cálculos da soma da precipitação cobrindo 24 horas (das 12Z até 12Z) e da interpolação dos dados à resolução mais baixa (1/2º × 2/3º). O período escolhido foi entre 1999 e 2009, devido ao fato de todos os produtos apresentarem dados neste período. A análise foi realizada para as quatro estações do ano, a saber, a primavera (setembro-novembro), verão (dezembro-fevereiro), outono (março-maio) e inverno (junho-agosto). A região da Bolívia foi dividida em suas três maiores bacias: Altiplano, Prata e Amazônia. Os pontos selecionados foram extraídos de cada conjunto de dados, correspondendo ao ponto de observação de superfície mais próximo àquele que gerou um conjunto de 205 estações de superfície, através dos quais a comparação "ponto-a-ponto" é realizada.

Os dados de precipitação foram utilizados para calcular a média diária para cada mês para no período em estudo, descrevendo os respectivos ciclos anuais. Em seguida, foi calculada a distribuição espacial de precipitação para cada conjunto de dados e, realizada uma comparação. Finalmente, as funções de distribuição de probabilidade foram calculadas e divididas em seis categorias: 0–1 mm/dia, 1–3 mm/dia, 3–10 mm/dia, 10–20 mm/dia, 20–50 mm/dia, e > 50 mm/dia. Dois tipos de funções de probabilidade são apresentados: o primeiro consiste em uma contagem simples dos eventos para cada categoria e o segundo versa no cálculo do volume de precipitação que cada categoria representa.

Para cada bacia e estação do ano, a comparação foi realizada incluindo descrições climatológica e estatística. A descrição climatológica é apresentada mostrando os valores médios da precipitação diária para cada mês. A descrição estatística inclui uma estatística quantitativa e uma estatística categórica. Para a estatística quantitativa os seguintes parâmetros foram calculados: viés, erro quadrático médio e coeficiente de correlação (WILKS, 2006). Já para os cálculos da estatística categórica, tabelas de contingência simples foram geradas, supondo um sistema de verificação dicótomo da ocorrência do

evento de precipitação (Tabela 3.1). Os parâmetros calculados com a tabela de contingência foram a acurácia, frequência de viés, probabilidade de detecção (POD, *Probability of Detection*), taxa de eventos espúrios (FAR, *False Alarm Ratio*) e a pontuação de risco equitativa (ETS, *Equitable Threat Score*). O POD fornece uma taxa de ocorrências de chuva que foram corretamente detectadas (a contagem perfeita é 1), enquanto o FAR mede a taxa de detecções de chuva que não aconteceram (a contagem perfeita é 0). O ETS fornece a taxa da chuva observada e/ou estimada a qual foi corretamente estimada, depois de subtrair a contagem que poderia ter sido correta de forma aleatória (a contagem perfeita é 1). O ETS é frequentemente utilizado como um índice global, no qual os outros índices fornecem informações complementares do viés, erros e falsos positivos. As equações para calcular os índices e esclarecimentos podem ser encontradas na página do IPWG (http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/).

Tabela 3.1: Tabela de contingência

		Observado		
		Sim	*Não*	**Total**
Estimado	*Sim*	Acertos	Alarme falso	
	Não	Erros	Negativos corretos	
	Total			

Fonte: Elaboração própria

3.1.1 Rede de pluviômetros boliviana

Dados diários de precipitação observada foram obtidos pelo Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia (SENAMHI). O SENAMHI mantém um conjunto de aproximadamente 300 estações (Figura 3.1), dentre as quais 36 são reportadas regularmente ao *Global Telecommunications System* (GTS). Para o período de 1999 a 2009, o número de estações foi reduzido para 205, devido, principalmente, a dois motivos: primeiro ao conjunto de estações que tinham dados no período de estudo e,

segundo, a contagem de dias insuficiente para o cálculo do acumulado mensal. Não foram realizadas avaliações adicionais nestes dados. As observações são analisadas como chuva acumulada durante 24 h, medida às 08:00 h, hora local (12Z).

Os dados observados da vazão mensal compreendem um período de quase 28 anos (abril 1986 - junho 2014). A unidade da vazão mensal está descrita em m^3/s. Os valores de vazão foram transformados para unidades de mm/mês de acordo com a seguinte equação:

$$\left[vazão \frac{mm^3}{s} \right] \times \frac{86400\, s}{1\, dia} \times \frac{dias\, do\, mês}{1\, mês} \times \frac{1}{superfície} = \left[vazão \frac{mm}{mês} \right] \qquad 3.1$$

Figura 3.1: Mapa topográfico da Bolívia com as principais bacias e regiões de interesse para descrição da precipitação.

Fonte: Elaboração própria.

3.1.2 Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA)

O objetivo do MERRA é melhorar o ciclo hidrológico das gerações previas de reanálises. Recentemente, uma nova versão do MERRA foi lançada (RIENECKER et al., 2011), a qual está baseada na versão 5.2.0 do sistema de modelagem e assimilação do GEOS (*Goddard Earth Observing System*) (RIENECKER et al., 2008). A assimilação de precipitação inclui taxas de chuva instantânea dos satélites SSM/I (*Special Sensor Microwave Imager*) e o sensor de micro-ondas (*Microwave Imager*) a bordo do TRMM (TREADON et al., 2002). Atualmente, a reanálise MERRA apresenta uma resolução espacial melhorada de 1/2º em latitude e 2/3º em longitude e, está disponível em escala horária desde o ano 1979 até o presente.

Para o cálculo da umidade verticalmente integrada serão utilizadas a umidade específica e as componentes da velocidade horizontal (*u* e *v*). No presente trabalho foram considerados os seguintes níveis 1000, 925, 850, 700, 500 e 300 hPa.

3.1.3 Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)

O centro NCEP desenvolveu recentemente uma nova geração de produtos de reanálises, como parte do projeto CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast*) (SAHA et al., 2010). Três grandes mudanças foram implementadas nestes produtos: (*i*) incremento das resoluções espaciais (vertical e horizontal), onde a resolução horizontal T382 representa aproximadamente 38 km e 64 níveis na coordenada de pressão sigma; (*ii*) a aproximação ao estado da atmosfera é obtida mediante um sistema acoplado atmosfera-oceano-gelo do sistema mar-terra e; (*iii*) as medições históricas de radiância satelital são diretamente assimiladas.

Dois conjuntos de dados são utilizados para gerar campos de precipitação, as varreduras da análise de precipitação do Centro de Previsão de Clima (CPC, *Climate Prediction Center*) e a análise diária de pluviômetros. O campo de precipitação é gerado pela fusão dos dois conjuntos de dados com o sistema de assimilação de fundo, obtido a cada 6 horas pelo CFSR. A fusão depende da latitude na região dos trópicos. Esta análise privilegia as estimativas satelitais (XIE et al., 2007).

Para o cálculo da umidade verticalmente integrada serão utilizadas a umidade específica e as componentes da velocidade horizontal (*u* e *v*). Para o presente trabalho foram considerados os seguintes níveis 1000, 925, 850, 700, 500 e 300 hPa.

3.1.4 Versão 7 do algoritmo TRMM 3B42

A sétima versão de pesquisa do algoritmo TRMM3B42, depende inicialmente das estimativas dos sensores passivos de micro-ondas dos instrumentos SSM/I, TMI, SSMIS (*Special Sensor Microwave Imager and Sounder*), AMSU (*Advanced Microwave Sounding Unit*), MHS (*Microwave Humidity Sounder*) e AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System*). Os dados dos sensores passivos são primeiramente calibrados, utilizando um produto que combina TMI com o radar de precipitação, empregado para calibrar os dados de entrada do canal infravermelho (HUFFMAN et al., 2007). O conjunto final de dados abrange as latitudes compreendidas

entre 50°S até 50°N desde o ano 1998 até 2014. Os dados estão disponíveis a cada três horas em uma resolução horizontal de 0,25°.

3.1.5 O Esquema Combinado

O esquema combinado, denominado CoSch-Bol, foi desenvolvido para incluir as observações de superfície nas estimativas de precipitação satelital. No presente trabalho foram utilizadas as estações da Bolívia, bem como aquelas situadas na divisa do país. O objetivo principal da técnica foi remover o viés das estimativas satelitais. Nesse sentido, dois tipos de viés foram calculados: o viés aditivo e o viés multiplicativo, em função da variabilidade dos dados diários ser muito maior do que a variabilidade dos dados mensais.

O viés aditivo é calculado a partir da seguinte equação

$$rr^{+} = rr_{sat} + \left(rr^{i}_{obs} - rr^{i}_{sat}\right) \tag{3.2}$$

Onde, rr_{sat} representa as estimativas do satélite e rr_{obs} - rr_{sat} representa o resultado do resto da observação, na resolução do satélite estimada para cada ponto, que corresponde com o expoente i.

O viés multiplicativo é calculado como segue:

$$rr^{*} = rr_{sat} \times \left(\frac{rr^{i}_{obs}}{rr^{i}_{sat}}\right) \tag{3.3}$$

Os vieses baseados nos cálculos com estações são interpolados utilizando um algoritmo que dá peso segundo o inverso da distância, para ter a mesma resolução do TRMM3B42. Todas as regiões com distância maior do que cinco pontos de grade (0.25º × 5 = 1.25º ≈ 125 km) foram mascaradas. Embora a estimativa de precipitação dependesse da altitude, existem outros fatores, como o declive e a orientação do declive, que poderiam afetar o desempenho do CoSch (DINKU et al., 2008). Porém, estas estimativas não foram levadas em consideração para o cálculo dos vieses.

Para as regiões restantes foi calculada uma média dos vieses a partir da seguinte equação:

$$rr_i^{corr} = \alpha \times rr_i^{+} + \beta \times rr_i^{*} \quad (3.4)$$

Onde, $rrcorr_i$ representa o resultado final do esquema CoSch.

Neste caso rr^+ e rr^* estão definidos nas equações (3.2) e (3.3), o expoente i representa um ponto particular e, α e β são fatores de peso. Estes fatores de peso representam o número de vezes que um esquema particular (aditivo ou multiplicativo) fora utilizado em uma região de 3º × 3º, com centro no ponto no qual *rrcorr* é calculado. O número de vezes que um tipo de viés é calculado é dividido pelo número total de pontos de grade. Assim, α representa o número de vezes que o esquema aditivo foi escolhido e β representa o número de vezes que o esquema multiplicativo foi selecionado. É evidente que $\alpha + \beta = 1$ para todo ponto que não foi corrigido. Desta forma são consideradas as variações de escala maior (o esquema funciona melhor sobre áreas maiores do que em pontos isolados) e produz campos de precipitação contínuos.

3.1.6 Modelo de Mesoescala WRF

O modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF) é um modelo atmosférico regional, utilizado para previsão e análise climatológica. Neste estudo foi utilizada a versão 3.4.1 para a pesquisa. Os processos superficiais foram simulados utilizando o modelo NOAH de superfície terrestre (CASE et al., 2008; EK, 2003; NIU et al., 2011). As condições da temperatura superficial do oceano foram tomadas da reanálise NCEP. Foram, ainda, definidos três domínios com três resoluções espaciais, sendo o primeiro domínio de 30 km, o segundo de aproximadamente 9.5 km e, finalmente, o terceiro com uma resolução horizontal aproximada de 3 km (Figura 3.2). Os três domínios têm 28 níveis verticais atmosféricos e 4 níveis verticais na terra. O conjunto de parametrizações é mostrado na tabela 3.2. O período total da simulação foi de 1990 até 2010 (REICHLER, 2014). A variável precipitação foi obtida mediante o cálculo de duas grandezas, a precipitação estratiforme que é gerada pelo próprio modelo e a precipitação convectiva que é criada mediante a parametrização (Tabela 3.2). No terceiro domínio a parametrização não foi necessária, devido ao fato do modelo calcular explicitamente a precipitação convectiva. Os valores diários de precipitação foram acumulados na região exclusiva da bacia de estudo e foram calculados mensalmente e sazonalmente no período de 1999 a 2009.

Tabela 3.2: Parametrizações do modelo WRF

Parametrização	Esquema
Microfísica	Goddard
Radiação de onda longa	Goddard
Radiação de onda curta	Goddard
Camada de superfície	ETA
Superfície do solo	Noah
Camada limite planetária	Mellor-Yamada-Janjic
Convecção de Cúmulos	Grell-Devenyi

Figura 3.2: Domínios do modelo WRF

Fonte: Adaptado de Reichler (2014)

3.1.7 O conjunto de dados GLDAS

O *Global Land-Use Data Assimilation System* (GLDAS) é um produto que visa representar os fluxos e o comportamento das variáveis, como a precipitação, a umidade do solo, a evaporação, a vazão, considerando os modelos de superfície (*Land Surface Model*, LSM) que oferecem a oportunidade de representar o comportamento sazonal da vegetação, e a cobertura do solo de uma forma dinâmica (RODELL et al., 2004). O objetivo é a representação dos parâmetros do solo com a maior precisão possível. Embora o produto seja similar a uma reanálise, não se trata de um conjunto de dados para análise imediata, mas sim de uma ferramenta para avaliação da consistência dos parâmetros do solo e sua relação com outros parâmetros determinados com outras ferramentas. O GLDAS tem um processo semelhante ao da reanalise para os seus cálculos. No entanto, utiliza modelos de superfície desacoplados da atmosfera, apresentando resultados quanto

à superfície, tais como umidade e temperatura do solo, fluxos de superfície, escoamento superficial e carbono. O GLDAS tem uma grande vantagem, pois emprega dados observados como forçantes para o modelo de superfície (por exemplo precipitação observada), garantindo que os campos de superfície sejam superiores, inclusive aos campos de superfície das próprias reanalises. Para atingir o objetivo da avaliação da precipitação e da vazão, as seguintes variáveis foram utilizadas: a vazão, a vazão sub-superficial, a precipitação convectiva e a precipitação total.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Climatologia da precipitação na Bolívia

Nesta seção será descrita a climatologia da precipitação na Bolívia, segundo as observações de superfície e os quatro produtos que estimam a precipitação. A Figura 4.1 apresenta o ciclo médio anual da precipitação. Pode-se observar que o ciclo é unimodal, apresentando uma temporada de chuva nos meses de dezembro a fevereiro e uma temporada seca no período de junho a agosto. A primavera, de setembro a novembro, é considerada uma temporada de início das chuvas. Já os meses de março a maio, outono boliviano, são considerados como os meses de transição à temporada seca.

A região que apresenta maior amplitude anual é a da bacia do Prata, onde durante os meses de início da temporada chuvosa, o acúmulo mensal cresce rapidamente. O CFSR e o MERRA superestimam mensalmente a precipitação nas regiões do Altiplano e da bacia do Prata. Todavia, o MERRA presenta de melhor forma o ciclo anual. O TRMM3B42 e o CoSch oferecem bons desempenhos nas três bacias, embora o TRMM3B42 apresente viés seco em todas as bacias durante a temporada chuvosa e viés úmido durante a temporada seca.

O Altiplano recebe pouca precipitação ao longo do ano, isso é representado de forma satisfatória pelo TRMM3B42 e pelo CoSch. Por outro lado, enquanto o CFSR e o MERRA representam bem o ciclo anual de precipitação, o MERRA superestima a precipitação mensal e o CFSR superestima durante toda a temporada chuvosa. É possível perceber que a região do Altiplano ainda representa um grande desafio para as reanálises.

Na bacia do Prata as quatro estimativas de precipitação seguem o ciclo médio anual. No entanto, o CFSR e o MERRA apresentam viés úmido para todos os meses, sendo a superestimativa ainda maior durante os meses de setembro e outubro. Por outro lado, o TRMM3B42 e o CoSch conseguem representar satisfatoriamente o comportamento das estações de superfície.

Figura 4.1: Ciclo médio anual da precipitação para o período 1999-2009 segundo cada conjunto de dados e dividido por bacias.

Fonte: Elaboração própria

A região da bacia da amazônia é, provavelmente, a região onde todos os produtos se comportam razoavelmente bem (embora CFSR tem a tendência a superestimar durante os meses chuvosos). Enquanto, durante a temporada de seca, os quatro conjuntos de dados convergem praticamente aos mesmos valores, isto ocorre devido aos baixos valores de precipitação durante o inverno.

Figura 4.2: Distribuição espacial de chuva no verão (DJF) 1999-2009 em mm/dia.

Fonte: Elaboração própria

A precipitação média foi calculada para toda temporada (Figuras 4.2 – 4.5) com o objetivo de estudar a distribuição espacial de chuva segundo o MERRA, CFSR, TRMM3B42 e CoSch. Em geral, as caraterísticas geomorfológicas configuram os aspectos espaciais da precipitação. As terras baixas ao leste dos Andes recebem mais precipitação do que a região montanhosa. A presença dos Andes gera ascenso orográfico nas ladeiras leste e no lado oeste a umidade é impedida de chegar ao Altiplano, gerando

grande contraste entre as duas regiões (ROCHE et al., 1990; VUILLE; KEIMIG, 2004). Pode-se observar uma precipitação orográfica na Cordilheira Real, causada pelo transporte de umidade do JBN (VERA et al., 2006b). A orientação noroeste-sudeste dos Andes, altera abruptamente para norte-sul na região 64ºW-17ºS e esta caraterística modifica a distribuição de umidade. De um lado, a umidade é canalizada para a região sudeste da América do Sul, por outro lado, a topografia impede a umidade chegar à região do Chaco, que é uma região muito árida, localizada na região da divisa entre Bolívia e Paraguai (Figura 4.2). Ao mesmo tempo, na região leste dos Andes é frequente a formação de sistemas de chuva quente (DINKU et al., 2008).

Figura 4.3: Distribuição espacial de chuva no outono (MAM) 1999-2009 em mm/dia.

Fonte: Elaboração própria

Em geral, os quatro produtos retratam bem as quatro estações. A precipitação ao longo

da face nordeste dos Andes é maior do que praticamente em toda a Bolívia. As duas regiões secas, o Altiplano e o Chaco, são bem representadas. No entanto, ao comparar os produtos, podem-se notar algumas diferenças. Geralmente, nas quatro estações, o MERRA tem a tendência a subestimar a precipitação, enquanto o CFSR superestima a precipitação, corroborando com os dados do TRMM e do CoSch-Bol. O MERRA mostra valores maiores para a região do Lago Titicaca, no extremo oeste da Bolívia, enquanto que os maiores valores de CFSR estão localizados na região leste da Cordilheira dos Andes. Entrementes, o TRMM3B42 e o CoSch mostram um máximo de precipitação na região do Chapare.

Durante a estação chuvosa (DJF, Dezembro-Janeiro-Fevereiro) o MERRA consegue representar a diferença entre a úmida região do nordeste da Amazônia e a região seca do Chaco e as quantidades maiores de chuva na região leste dos Andes e no Lago Titicaca. Já no Altiplano consegue representar o gradiente norte-sul. Todavia, não consegue representar, adequadamente, a diferença entre o Altiplano e a Amazônia. Não obstante, a extensão espacial da região seca do Chaco é maior quando comparada com as outras regiões nos outros produtos. O gradiente leste-oeste no Altiplano é representado somente na região sul do Altiplano. Uma causa possível para estas falhas pode estar relacionada ao fato de que a estimativa da precipitação, segundo o MERRA, não recebe os benefícios da assimilação dos dados observados de chuva. De fato, as caraterísticas dos eventos chuvosos, como o seu início, intensidade e finalização, são principalmente controlados pelas parametrizações do seu modelo (REICHLE et al., 2011; RIENECKER et al., 2011).

A representação geral mostrada pelo CFSR é adequada, sendo a região da Amazônia aquela recebe maiores quantidades de precipitação em relação às regiões do Altiplano ou às do Chaco. O CFSR mostra a tendência de superestimar a precipitação na região leste dos Andes, além disso, ele apresenta duas máximas de precipitação, uma na região entre as latitudes 16º S e 18º S e outra entre as longitudes 64º W e 66º W. No Altiplano, o CFSR representa a precipitação um tanto quanto desorganizada, não há o gradiente leste-oeste e nem o gradiente norte-sul, atribuindo quantidades similares à região sudoeste do Altiplano e à região leste da Amazônia. Na região sul dos Andes, o CFSR também atribui quantidades elevadas de precipitação, resultados similares também foram

encontrados por outros autores (SILVA; KOUSKY; HIGGINS, 2011). O máximo duplo e a superestimativa podem estar relacionados ao fato que o CFSR depende dos dados observados e de uma análise derivada de modelo, a qual, por sua vez, depende de medidas satelitais baseadas no canal infravermelho. Nestas regiões em particular, poucas estações reportam seus valores, então a superestimativa estaria mais relacionada à estimação satelital. Os algoritmos dependem da temperatura do topo da nuvem, que pode ser facilmente mascarada pela neve nas montanhas dos Andes. É possível também que esteja relacionada às parametrizações do modelo do CFSR. Este fenômeno merece, portanto, uma pesquisa adicional.

A representação espacial mostrada pelo TRMM3B42 e pelo CoSch se assemelha aos padrões conhecidos para a estação chuvosa. A região a leste recebe maiores quantidades de precipitação do que às regiões montanhosas. Na região do Altiplano é apresentado um gradiente norte-sul, ainda, a Cordilheira leste (também conhecida como Cordilheira Real, perto da Amazônia) recebe mais precipitação do que a Cordilheira oeste, que configura o conhecido gradiente leste-oeste. Já a região do Chaco recebe pouca precipitação, enquanto a região do Chapare (65.5º O 17.5º S) recebe a maior quantidade de precipitação de todo o país (ROCHE et al., 1990).

Embora o CoSch e o TRMM3B42 representam as caraterísticas principais corretamente, existem algumas diferenças a serem compreendidas. O CoSch mostra que no Altiplano o gradiente de precipitação nordeste-sudoeste está deslocado ao sudeste e que a região oeste da Cordilheira Real recebe mais precipitação do que aquela apresentada pelo TRMM3B42. Similarmente ocorre com o Altiplano Sul que, segundo o CoSch, recebe maiores quantidades de precipitação, quando comparadas com o TRMM3B42. O CoSch mostra também que a precipitação na região do Chapare é mais intensa e que a presença de três estações permite concluir que o máximo é real e não é produzido por um erro do algoritmo. No entanto, a extensão espacial do máximo é maior do que a extensão espacial medida pelo algoritmo TRMM3B42. Isto pode ser atribuído ao processo de interpolação que reparte homogeneamente os dados superficiais em uma região relativamente maior, sem levar em conta a topografia.

Durante a estação de outono, correspondente aos meses Março-Abril-Maio (MAM figura 4.3), a representação espacial da precipitação é similar à representação durante o verão. O

MERRA continua a estimar quantidades maiores de precipitação na cordilheira leste dos Andes do que em outras regiões da Bolívia, sendo os máximos pontuais estão localizados na região do Lago Titicaca. Já o Altiplano sul, a maioria da Amazônia e o Chaco recebem quantidades similares de precipitação. O CFSR mostra igualmente quantidades elevadas de precipitação na Cordilheira leste. De igual forma, durante os meses MAM apresentam o duplo máximo na região do Chapare. Os valores altos de precipitação também se encontram na região norte da Bolívia. A Amazônia sul, o Chaco e o Altiplano Sul recebem quantidades similares de precipitação. As regiões montanhosas do sul recebem comparativamente maiores quantidades de precipitação. Novamente o TRMM3B42 e o CoSch apresentam semelhanças como o máximo na região do Chapare, sendo as quantidades maiores de precipitação localizadas na região da Amazônia Norte. A região mais seca é a região do Altiplano Sul. O Altiplano Norte e o Chaco recebem quantidades similares de precipitação. No entanto, o máximo de precipitação na região do Chapare é maior segundo o CoSch, que provavelmente está relacionado às estimativas de precipitação na região ao norte do máximo. Também na região leste da Bolívia existem diferencias entre os dois conjuntos de dados, o CoSch tem a tendência de mostrar valores maiores de precipitação.

Durante a temporada seca Junho-Julho-Agosto (JJA, figura 4.4), o MERRA apresenta um viés seco, com exceção para a região norte dos Andes, na proximidade do Lago Titicaca. Quando o MERRA é comparado com os outros três conjuntos de dados, pode-se notar que esta região apresenta a maior quantidade de precipitação. O CFSR superestima a precipitação ao longo dos Andes, sendo o Altiplano todo seco (com a exceção da região do Lago Titicaca). As bacias da Amazônia e do Prata recebem pouca precipitação. O TRMM3B42 e o CoSch identificam duas regiões principais no território boliviano: a região nordeste e a região sudoeste. A região nordeste recebe, comparativamente, mais precipitação do que a região sudoeste. Na região nordeste há um gradiente nordeste–sudoeste e a região do Chapare apresenta o máximo de precipitação. Embora haja diferenças entre estes dois produtos, é importante ressaltar que as diferenças são pequenas por causa das poucas quantidades de precipitação que caem durante a temporada seca.

Durante a temporada de início de precipitação, localizada em Setembro-Novembro

(SON, Figura 4.5), o MERRA mostra uma subestimativa de precipitação no país todo. Os maiores valores de precipitação seguem a topografia da cordilheira leste e no Lago Titicaca. As quantidades de precipitação que caem na região da Amazônia são similares àquelas estimadas nas regiões do Chaco e do Altiplano Sul. O CFSR mostra uma superestimativa de precipitação, especialmente na região dos Andes, do Altiplano e do Lago Titicaca. Similarmente, o MERRA apresenta um máximo de precipitação seguindo a topografia da cordilheira leste dos Andes. No entanto, mostra ainda diferenças entre as quantidades de precipitação que recebem as regiões norte e leste da Amazônia, do Chaco e do Altiplano Sul. As estimativas mostradas pelo TRMM3B42 e pelo CoSch são similares, existindo um máximo de precipitação na região do Chapare, a região norte do país recebe as maiores quantidades de precipitação, a região do Chaco e o sul dos Andes recebem quantidades menores de precipitação e, finalmente, o Altiplano Sul recebe as menores quantidades de precipitação. Existem ainda outros diferencias, por exemplo, o CoSch mostra que na região norte do país a distribuição de precipitação não é tão homogênea do que aquela apresentada pelo TRMM3B42. Ainda, o CoSch mostra uma maior extensão do máximo de precipitação na região do Chapare do que o TRMM3B42.

Figura 4.4: Distribuição espacial de precipitação no inverno (JJA) 1999-2009 em mm/dia.

Fonte: Elaboração própria

Funções de densidade de probabilidade

Dois tipos de funções de densidade de probabilidade foram calculados para as quatro estações e para cada bacia (Altiplano, Prata e Amazônia), separando em seis categorias de precipitação (Figuras 4.6–4.13). Na primeira análise foi examinado o número de dias que um evento de precipitação corresponde para cada categoria (Figuras 4.6–4.9). Na segunda análise (Figuras 4.10–4.13) o volume de chuva de cada categoria foi examinado (LI; ZHANG; XU, 2013). Ao calcular a função de densidade de probabilidade pode-se observar que durante a temporada chuvosa (DJF) o número de dias que registram precipitação entre 0 e 1 mm/dia domina a população. Foi observado que todos os conjuntos de dados subestimam esta categoria (embora sua contribuição em volume seja muito baixa, como será explicado depois). O CFSR e o MERRA apresentam a tendência

de superestimar o número de dias que registram precipitação das seguintes categorias: 1-3, 3-10 e 10-20 mm/dia. No Altiplano a superestimativa inclui a categoria 20-50 mm/dia. Ao mesmo tempo em que o TRMM3B42 e o CoSch superestimam as categorias 1-3 e 3-10 mm/dia, conseguem representar satisfatoriamente as categorias 10-20 e 20-50 mm/dia, que também contribuem significativamente à precipitação. Vale lembrar que resultados similares também foram encontrados na região do Lago Poyang (LI; ZHANG; XU, 2013)

Nas bacias do Prata e da Amazônia o comportamento foi similar, a categoria 0-1 mm/da foi subestimada por todos os conjuntos de dados. Aliás, as categorias 1-3, 3-10, e 10-20 mm/dia são superestimadas por todos os produtos. A categoria 20-50 mm/dia foi corretamente representada por todos os conjuntos de dados. Justamente esta categoria contribui de forma significativa para a precipitação total (Figura 4.6).

Para a temporada de outono (Figura 4.7), as reanálises apresentaram alguns problemas nas três bacias na detecção de eventos pequenos (0-1 mm/dia). O número de dias que registram precipitação das menores categorias detectados pelo TRMM3B42 e pelo CoSch é mais próximo às observações. No entanto, o número de dias com precipitação das categorias 1-3 e 3-10 mm/dia, as reanálises foram superestimadas, o algoritmo TRMM3B42 e o CoSch ainda apresentam melhores valores quando comparados com as observações. Provavelmente esta seja a fonte da superestimativa das reanálises. Finalmente, o número de dias com precipitação correspondente às categorias 10-20 e 20-50 mm/dia é mais próxima às observações para as bacias do Prata e da Amazônia, já na bacia do Altiplano as reanálises apresentam uma superestimativa.

Durante a temporada seca (JJA, Figura 4.8), devido à falta de umidade e a quantidade reduzida de energia para gerar convecção, o número e a intensidade dos dias com precipitação foi drasticamente reduzido. A população foi dominada pela categoria de 0-1 mm/dia nas três bacias. De igual forma, durante o verão (DJF) nas bacias do Prata e da Amazônia, todos os conjuntos de dados superestimaramm as categorias 1-3, 3-10 e 10-20 mm/dia. De igual modo, nas duas bacias a categoria de 20-50 mm/dia foi corretamente representada por todos os conjuntos de dados. Já na bacia do Prata, o MERRA e o CFSR superestimam o número de dias com precipitação nas categorias 0-1 mm/dia até 10-20 mm/dia e subestimam a categoria 20-50 mm/dia. Os dias com precipitações mais intensas

(>50 mm/dia) são descartados pelo CFSR e pelo MERRA. Já o TRMM3B42 e o CoSch apresentam um melhor desempenho em todas as categorias de precipitação, a exceção é a categoria de 0-1 mm/dia, que é superestimada em ambos conjuntos de dados. Na bacia da Amazônia a distribuição dos valores de precipitação é heterogêneo. As maiores contribuições para a precipitação são oferecidas pelas categorias de 3-10 mm/dia até >50 mm/dia. Entretanto, o MERRA e o CFSR superestimam as categorias de 0-1 mm/dia até 3-10 mm/dia, subestimando as categorias de 10-20 mm/dia até >50 mm/dia. De fato, o MERRA não contabiliza as categorias com precipitações maiores, cuja contribuição do acumulado de precipitação total não pode ser negligenciado. Embora o TRMM3B42 e o CoSch apresentem melhores resultados, quando comparados ao MERRA e ao CFSR, os dois conjuntos de dados subestimam a precipitação das categorias 20-50 mm/dia e > 50 mm/dia.

A temporada de transição (SON, Figura 4.9) é similar às outras temporadas do ano, onde as reanálises apresentam subestimativa do número de dias com baixas precipitações (0-1 mm/dia). As reanálises também apresentam uma superestimativa do número de dias nas categorias 1-3 e 3-10 mm/dia. Finalmente, para as bacias do Prata e da Amazônia, as reanálises melhoram o seu desempenho, ou seja, o número de dias correspondentes às categorias 10-20 e 20-50 mm/dia é mais próximo às observações. Contudo, para estas mesmas classes no Altiplano, as reanálises ainda apresentam uma superestimativa. Por outro lado, as medidas do TRMM3B42 e do CoSch seguem as observações, tanto na bacia do Altiplano quanto as bacias do Prata e da Amazônia.

Vale observar que a distribuição das categorias altera (Figuras 4.10–4.13) ao calcular a quantidade total de precipitação que cada categoria produz. Durante a temporada chuvosa (DJF, Figura 4.10) as categorias de 3-10, 10-20 e 20-50 mm/dia contribuem significativamente à precipitação total. As bacias do Prata e da Amazônia recebem grandes quantidades de chuva oriundas das categorias 10-20, 20-50 e >50 mm/dia, enquanto que no Altiplano as maiores contribuições à precipitação total são as categorias 3-10, 10-20 e 20-50. Neste caso, a categoria >50 mm/dia contribui menos que a categoria de 1-3 mm/dia. Todos os produtos analisados superestimam as categorias 3-10 e 10-20 mm/dia. Vale lembrar ainda que, enquanto nas bacias da Amazônia e do Prata a categoria 20-50 mm/dia é subestimada pelo MERRA e pelo CFSR, no Altiplano os dois

produtos superestimam estas duas categorias. Resultados similares foram encontrados para o TRMM3B42 na bacia do Lago Poyang (LI; ZHANG; XU, 2013).

Figura 4.5: Distribuição espacial de chuva na primavera (SON) 1999-2009 em mm/dia.

Fonte: Elaboração própria

Figura 4.6: Função de densidade de probabilidade por número de eventos para DJF.

Figura 4.7: Função de densidade de probabilidade por número de eventos para MAM.

Figura 4.8: Função de densidade de probabilidade por número de eventos para JJA. A escala vertical é logarítmica.

Figura 4.9: Função de densidade de probabilidade por número de eventos para SON.

Figura 4.10: Função de densidade de probabilidade por volume para DJF.

Nos meses correspondentes ao outono (MAM, Figura 4.11), o comportamento do

Altiplano é analisado separadamente. Na bacia do Altiplano, as categorias que mais contribuem à precipitação são as de 3-10, 10-20 e 20-50 mm/dia. Nestas mesmas categorias pode-se observar que as duas reanálises são superestimadas em aproximadamente 400%. O TRMM3B42 representa bem as categorias de 3-10 e 20-50 mm/dia, enquanto o CoSch apresenta melhor desempenho na categoria de 10-20 mm/dia. Nas bacias do Prata e da Amazônia, os maiores contribuintes à precipitação são as categorias de 3-10, 10-20, 20-50 e >50 mm/dia. As reanálises superestimam nas categorias 3-10 e 10-20 mm/dia e subestimam as categorias de 20-50 e >50 mm/dia (de fato, isto acontece para todos os conjuntos de dados). Já o TRMM3B42 apresenta um comportamento satisfatório quase em todas as categorias, especialmente com as de 3-10 e 10-20 mm/dia. O CoSch exibe uma superestimativa na categoria de 3-10 mm/dia e subestima nas categorias de 20-50 e >50 mm/dia. A única categoria que apresenta um bom resultado é a de 10-20 mm/dia.

Na temporada seca (JJA, Figura 4.12) as bacias comportam-se diferentes umas das outras. Embora todos os conjuntos de dados superestimam as chuva em todas as categorias no Altiplano, o MERRA apresenta os maiores valores. O CFSR, o TRMM3B42 e o CoSch comportam-se razoavelmente bem nas categorias 3-10, 10-20 e 20-50 mm/dia, que são as categorias que contribuem mais para a chuva total.

Durante os meses JJA, o comportamento é bastante similar, i.e., as categorias que trazem a maior quantidade de precipitação são fundamentais para a compreensão da superestimação/subestimação. Esse é o caso da bacia do Altiplano, enquanto a superestimativa do MERRA (cf. Figura 4.12), aparentemente, está relacionada à categoria 20-50 mm/dia, a superestimativa pode ser explicada parcialmente por seu sistema de assimilação, que apresenta dificuldades com a chuva tropical nos locais térreos, devido ao reduzido número de estações na superfície. É importante ressaltar que a recuperação de dados nas regiões térreas pode ser complicada em tempos nublados, entretanto, as interações terra-atmosfera representam um desafio a ser parametrizado (BOSILOVICH et al., 2008). Por outro lado, a subestimação do CFSR pode estar relacionada à mesma categoria (20-50 mm/dia). O inverno austral traz pouca precipitação, fazendo com que o número de dias com alta precipitação sejam escassos, no entanto, trazem quantidades importantes de chuva, que no caso de MERRA são ignorados completamente (Figuras

4.8 e 4.12).

Na primavera (SON, Figura 4.13), na bacia do Altiplano os maiores contribuintes à precipitação são as categorias de 3-10, 10-20 e 20-50 mm/dia. As reanálises superestimam estas três categorias em até 500%. O comportamento do TRMM3B42 e do CoSch são similar, porém nestas três categorias o CoSch se aproxima mais das observações do que o TRMM3B42. Na bacia do Prata as reanálises apresentam superestimação nas categorias de 3-10 e 10-20 mm/dia, enquanto o TRMM3B42 e o CoSch apresentam relativamente bom desempenho. Na categoria de 20-50 mm/dia, o desempenho das reanálises é mais próximo das observações, enquanto o TRMM3B42 e o CoSch subestimam as quantidades de precipitação. Na categoria >50 mm/dia, todos os conjuntos de dados apresentam subestimação, sendo que a reanálise MERRA praticamente ignora a contribuição desta categoria. Na bacia da Amazônia os maiores colaboradores para a precipitação são as categorias de 3-10, 10-20, 20-50 e >50 mm/dia. Na categoria de 3-10 mm/dia, todos os conjuntos de dados apresentam uma superestimativa e as reanálises apresentam maiores valores de superestimação. Na categoria de 10-20 mm/dia, o desempenho dos quatro conjuntos de dados é razoável. Na categoria 20-50 mm/dia todos os conjuntos de dados apresentam subestimação, as reanálises oferecem os menores valores, enquanto o TRMM3B42 e o CoSch estão mais próximos das observações. Finalmente, na categoria de >50 mm/dia, a subestimação é muito intensa (300%) e o conjunto MERRA, praticamente, ignora esta categoria.

Figura 4.11: Função de densidade de probabilidade por volume para MAM.

Figura 4.12: Função de densidade de probabilidade por volume para JJA.

Figura 4.13: Função de densidade de probabilidade por volume para SON.

Resumindo, tanto a superestimação quanto a subestimação estão relacionadas às mesmas categorias de precipitação que trazem maiores quantidades de precipitação, sendo estas a de 3-10, 10-20 e 20-50 mm/dia.

Durante os meses DJF nas bacias do Prata e da Amazônia, o MERRA e o CFSR superestimaram as categorias de 3-10 e 10-20 mm/dia, tanto por número quanto por volume (no Altiplano a superestimação do CFSR inclui a categoria de 20-50 mm/dia). Por outro lado, o MERRA e o CFSR subestimaram, tanto por número quanto por volume, as categorias mais intensas (>50 mm/dia). Já o TRMM3B42 e o CoSch superestimam levemente a categoria de 0-1 mm/dia e subestimam a categoria de 3-10 mm/dia.

4.1.1 Análise estatístico

Dois tipos de análises estatísticas foram realizados: o primeiro foi uma análise categórica que inclui o cálculo de precisão, frequência de viés, probabilidade de detecção (POD), taxa de eventos espúrios (FAR) e a pontuação de risco equitativa (ETS), para cada bacia e toda temporada do ano (primavera, verão, outono e inverno); o segundo foi uma análise quantitativa, calculando a média, o desvio padrão, o coeficiente de correlação (r) e o erro quadrático médio (RMSE).

4.1.1.1 Análise categórica

Durante os meses DJF, os valores de precisão nas três bacias são praticamente iguais entre os quatro produtos (Tabela 4.1). O mesmo comportamento foi exibido para os valores da frequência do viés, POD e FAR, ambos apresentando valores muito altos. A pontuação mais baixa corresponde ao MERRA, nas três bacias, e a pontuação do CoSch são sistematicamente menores que as do TRMM3B42. As diferenças surgem comparando o ETS, onde o MERRA exibe uma pontuação mais baixa e, o TRMM3B42 e o CFSR mostram pontuações similares àquelas do CoSch, ou seja, ligeiramente superiores às outras três.

Tabela 4.1 Análise estatistico categórico DJF

	Bacia do Altiplano				Bacia do Prata				Bacia da Amazônia			
DJF	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**
accuracy	0.46	0.50	0.51	0.51	0.37	0.45	0.53	0.50	0.42	0.49	0.56	0.54
FreqBias	2.16	2.08	2.02	2.06	2.74	2.45	2.07	2.34	2.38	2.14	1.81	2.07
POD	1.00	0.99	0.97	1.00	1.00	0.97	0.89	0.99	1.00	0.96	0.88	0.99
FAR	0.54	0.52	0.52	0.51	0.63	0.61	0.57	0.58	0.58	0.55	0.51	0.52
ETS	0.00266	0.02998	0.03861	0.04797	0.00094	0.04611	0.09482	0.09065	0.00044	0.04824	0.10366	0.10293

Fonte: Elaboração própria

Para o período nos meses MAM (Tabela 4.2) os valores de precisão, de frequência do viés e do ETS no conjunto do MERRA foram os melhores para a bacia do Altiplano. Já para as bacias do Prata e da Amazônia, os melhores indicadores pertencem aos conjuntos do TRMM3B42 e do CoSch-Bol, sendo que na bacia do Prata o ETS é maior para o TRMM3B42, enquanto na bacia da Amazônia o ETS é maior para o CoSch-Bol.

Tabela 4.2 Análise estatistico categórico MAM

	Bacia do Altiplano				Bacia do Prata				Bacia da Amazônia			
MAM	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**
accuracy	0.26	0.43	0.34	0.35	0.28	0.43	0.58	0.56	0.27	0.42	0.55	0.52
FreqBias	4.37	3.56	3.93	3.97	3.78	3.14	2.13	2.70	4.33	3.59	2.50	3.14
POD	1.00	0.98	0.96	1.00	0.99	0.95	0.75	0.99	0.99	0.96	0.71	0.97
FAR	0.77	0.73	0.76	0.75	0.74	0.70	0.65	0.63	0.77	0.73	0.72	0.69
ETS	0.01186	0.06963	0.02983	0.04138	0.00662	0.06087	0.11089	0.14473	0.01424	0.06462	0.07435	0.11573

Fonte: Elaboração própria

Durante a temporada seca (JJA, veja Tabela 4.3), mais uma vez a precisão, a frequência do viés, o POD e o FAR são praticamente iguais, portanto, uma análise separada por bacias deverá ser realizada.

Na bacia do Altiplano a pontuação da precisão do CFSR é a maior de todas até então obtidas, porém a sua frequência de viés foi a menor. Embora o POD e o FAR sejam similares, o ETS apresenta diferenças e o CFSR supera todos os outros produtos.

O comportamento dos valores do POD e do FAR para as bacias do Prata e da Amazônia são muito similares. No entanto, o MERRA é o menos preciso e também aquele que apresenta os melhores resultados quanto à frequência do viés. Ainda é notório que os valores de precisão do CoSch são menores do que os valores do TRMM3B42 e do CFSR.

Além disso, a frequência do viés é maior do que a do CFSR e do TRMM3B42. Em contraste com todos os valores supracitados, o CoSch e o CFSR proporcionam os maiores valores para o ETS.

Durante a temporada de transição (SON, Tabela 4.4), o MERRA volta a apresentar os melhores valores na bacia do Altiplano. Na bacia do Prata os valores mais significativos pertencem ao TRMM3B42, embora na pontuação ETS o CoSch-Bol tenha o maior valor. Já na bacia da Amazônia, em geral, o TRMM3B42 apresenta os melhores valores. Todavia, o POD é o menor quando comparado com os outros quatro conjuntos de dados, sendo, provavelmente, um dos fatores que diminuem o seu ETS. No entanto, o ETS do CoSch-Bol é o mais alto.

Tabela 4.3 Análise estatistico categórico JJA

	Bacia do Altiplano				Bacia do Prata				Bacia da Amazônia			
JJA	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**
accuracy	0.20	0.50	0.20	0.20	0.26	0.58	0.64	0.62	0.33	0.61	0.59	0.58
FreqBias	14.25	9.11	14.19	14.21	9.49	5.49	4.39	5.40	17.94	10.56	10.15	11.49
POD	0.99	0.92	0.97	1.00	0.94	0.80	0.59	0.98	0.87	0.84	0.39	0.90
FAR	0.93	0.90	0.93	0.93	0.90	0.86	0.86	0.82	0.95	0.92	0.96	0.92
ETS	0.00950	0.04239	0.00819	0.01038	0.01407	0.06215	0.04920	0.10372	0.00960	0.04139	-0.00039	0.04050

Fonte: Elaboração própria

Tabela 4.4 Análise estatistico categórico SON

	Bacia do Altiplano				Bacia do Prata				Bacia da Amazônia			
SON	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**	**CFSR**	**MERRA**	**3B42**	**CoSch**
accuracy	0.24	0.37	0.29	0.29	0.22	0.45	0.53	0.51	0.21	0.44	0.50	0.48
FreqBias	4.82	4.08	4.56	4.55	4.85	3.51	2.94	3.40	5.63	4.21	3.64	4.06
POD	1.00	0.97	0.99	1.00	0.99	0.89	0.81	0.99	0.99	0.94	0.83	0.98
FAR	0.79	0.76	0.78	0.78	0.80	0.75	0.72	0.71	0.82	0.78	0.77	0.76
ETS	0.00952	0.04817	0.02289	0.02498	0.00455	0.06255	0.08595	0.11079	0.00854	0.06304	0.06666	0.08661

Fonte: Elaboração própria

4.1.1.2 Analise quantitativo

A análise quantitativa foi realizada calculando a média, o viés, o desvio padrão, o coeficiente de correlação e o RMSE. Para comparar os outros parâmetros será utilizada uma tabela mostrando os seguintes parâmetros: média, desvio padrão e RMSE (Tabelas 4.5-4.8). Ao analisar o viés deve-se levar em consideração que a soma total inclui os

valores positivos e negativos, os quais podem se cancelar mutuamente. Para ter uma melhor noção é necessário analisar o viés juntamente com o RMSE. Já para retratar de forma resumida da média, do desvio padrão e do coeficiente de correlação será utilizado o diagrama de Taylor para cada temporada do ano e para cada bacia (Figuras 4.14–4.16). Os quatro conjuntos de dados são comparados com as observações de superfície.

Para a análise do diagrama de Taylor foram gerados três conjuntos de diagramas que representam as três bacias (Figuras 4.14–4.16). O primeiro conjunto de diagramas de Taylor corresponde à bacia do Altiplano (Figura 4.14). Pode-se observar que para as quatro temporadas, os valores de correlação do CoSch são os mais altos ($r > 0.8$) e que os valores do desvio padrão são os menores. O CFSR apresenta os maiores valores de desvio padrão (exceto para DJF) e o produto TRMM3B42 apresenta valores de correlação altos quando comparados com as reanálises. É importante salientar que a escala do desvio padrão para a temporada seca (JJA) é a única diferente. O segundo conjunto corresponde a bacia do Prata é um pouco mais complexo, especialmente no que tange aos valores de desvio padrão (Figura 4.15). Os valores de correlação do CoSch são sempre maiores ($r>0.6$). Por outro lado, o MERRA apresenta os menores valores de desvio padrão e, ao mesmo tempo, as correlações são mais baixas. Finalmente, o terceiro conjunto de diagramas de Taylor corresponde à bacia da Amazônia (Figura 4.16). O CoSch apresenta os valores mais altos de correlação ($r>0.6$). Por outro lado, o TRMM3B42 apresenta os valores mais altos de desvio padrão.

Em geral, durante a temporada chuvosa, os valores da correlação do MERRA, CFSR e TRMM3B42 apresentam pontuação baixa, resultados estes similares aos encontrados na bacia do Lago Poyang (LI; ZHANG; XU, 2013). Por outro lado, os valores de correlação do CoSch são os mais altos para todas as bacias ($r > 0.6$). O valor mais alto corresponde ao Altiplano ($r = 0.8$) e o mais baixo a bacia do Prata ($r=0.62$).

O seguinte passo foi analisar a média, o viés e o RMSE. O CFSR e o MERRA mostram viés úmido nas bacias do Altiplano e do Prata, tanto durante a temporada chuvosa, quanto na temporada seca (Tabelas 4.5 e 4.7). Enquanto, o valor do viés do TRMM3B42 e do CoSch apresentam valores baixos. Em geral, os valores de RMSE são maiores durante os meses DJF, quando comparados com os valores do inverno. Isto ocorre, possivelmente, devido à alta variabilidade da precipitação, que ocorre nas três bacias

nesse período. Nas bacias do Altiplano e do Prata, os valores de RMSE apresentam comportamento similar, ou seja, o MERRA e o CFSR oferecem valores mais altos, enquanto o TRMM3B42 e o CoSch-Bol os menores. Em contraste, os valores na bacia da Amazônia são similares. A bacia do Altiplano ainda representa um grande desafio para as reanalises de CFSR e MERRA.

Tabela 4.5 Análise quantitativo DJF

	Bacia do Altiplano					Bacia do Prata					Bacia da Amazonia				
	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch
average	2.942	8.103	7.133	2.792	3.25	4.758	5.744	6.422	4.248	4.552	5.899	5.449	6.499	5.459	5.848
stdev	6.034	7.319	8.62	4.089	4.764	11.493	7.686	10.135	9.271	7.555	13.727	6.956	10.092	10.224	9.549
bias		-5.161	-4.191	0.15	-0.308		-0.986	-1.664	0.51	0.206		0.45	-0.601	0.439	0.051
rmse		5.729	5.043	1.974	2.298		4.062	4.541	3.004	3.218		3.853	4.596	3.86	4.135
r		0.189	0.139	0.349	0.809		0.08	0.193	0.272	0.618		0.116	0.16	0.278	0.715

Fonte: Elaboração própria

Tabela 4.6 Análise quantitativo MAM

	Bacia do Altiplano					Bacia do Prata					Bacia da Amazonia				
	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch
average	1.034	4.559	2.852	1.071	1.144	2.137	3.103	3.071	1.765	2.037	2.995	3.075	3.436	2.779	2.929
stdev	3.454	5.988	5.167	2.4	2.756	7.791	5.248	6.697	6.119	5.404	10.056	5.014	7.12	7.38	6.915
bias		-3.525	-1.818	-0.037	-0.11		-0.966	-0.933	0.373	0.1		-0.081	-0.441	0.216	0.066
rmse		3.224	2.017	0.757	0.809		2.194	2.171	1.248	1.441		2.175	2.43	1.965	2.071
r		0.24	0.22	0.339	0.838		0.146	0.246	0.329	0.664		0.155	0.195	0.294	0.718

Fonte: Elaboração própria

Tabela 4.7 Análise quantitativo JJA

	Bacia do Altiplano					Bacia do Prata					Bacia da Amazonia				
	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch
average	0.197	1.203	0.452	0.326	0.245	0.169	0.415	0.38	0.147	0.165	0.678	0.55	0.573	0.658	0.655
stdev	1.238	2.239	1.302	0.929	0.94	1.926	1.652	1.337	1.369	1.452	4.459	1.817	2.071	3.161	2.983
bias		-1.006	-0.255	-0.129	-0.048		-0.246	-0.211	0.022	0.004		0.129	0.105	0.021	0.024
rmse		0.851	0.32	0.231	0.173		0.294	0.269	0.104	0.116		0.389	0.405	0.465	0.463
r		0.207	0.242	0.485	0.828		0.021	0.125	0.398	0.665		0.035	0.158	0.276	0.712

Fonte: Elaboração própria

Tabela 4.8 Análise quantitativo SON

	Bacia do Altiplano					Bacia do Prata					Bacia da Amazonia				
	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch
average	0.889	4.451	2.852	0.831	0.922	1.566	3.056	2.524	1.358	1.461	2.575	2.659	2.618	2.429	2.49
stdev	3.608	5.705	4.638	1.773	2.72	6.258	5.392	5.501	4.765	4.205	9.945	5.05	6.514	6.876	6.596
bias		-3.562	-1.962	0.058	-0.033		-1.49	-0.958	0.207	0.104		-0.084	-0.043	0.146	0.085
rmse		3.147	2.016	0.587	0.652		2.161	1.785	0.96	1.033		1.88	1.851	1.717	1.761
r		0.222	0.191	0.319	0.783		0.088	0.189	0.306	0.619		0.066	0.139	0.256	0.709

Fonte: Elaboração própria

Figura 4.14: Diagrama de Taylor da bacia do Altiplano.

Fonte: Elaboração própria

Figura 4.15: Diagrama de Taylor da bacia do Prata.

Fonte: Elaboração própria

Figura 4.16: Diagrama de Taylor da bacia da Amazônia.

Fonte: Elaboração própria

4.1.2 Análise hidrometeorológico

4.1.2.1 Climatologia da bacia do Rio Mamoré

O rio Mamoré apresenta um comportamento unimodal (Figura 4.17), onde o máximo corresponde aos meses de fevereiro até abril e a temporada de estiagem de agosto até setembro.

Figura 4.17: Ciclo médio anual da vazão do rio Mamoré. Período 1999-2009.

Fonte: Elaboração própria

Figura 4.18: Série temporal da vazão do rio Mamoré.

Fonte: Elaboração própria

A série temporal para o período de estudo da vazão do rio Mamoré é apresentada na Figura 4.18. O ciclo anual é claramente definido, onde o máximo corresponde com a

temporada chuvosa e o mínimo com a temporada seca. As temporadas chuvosas dos anos 2004 e 2005 correspondem com as vazões menores do período estudado, enquanto que as temporadas dos anos 2007 e 2008 correspondem com as maiores. Os valores mínimos têm relação com a seca do rio Amazonas do ano de 2005 ((MARENGO et al., 2008). Também os valores mínimos do ano 2009, provavelmente, estão relacionados com a seca do rio Amazonas do ano de 2010 ((MARENGO et al., 2012). A variabilidade anual não é diretamente influenciada pelos episódios El Niño, porém esta mais relacionada à variabilidade da temperatura superficial do Atlântico (ESPINOZA et al., 2009; RONCHAIL et al., 2002, 2005).

Para analisar os eventos extremos foi utilizada uma série completa da vazão. Os dados de vazão da bacia cobrem quase 29 anos, de Abril de 1986 até Junho de 2014. A distribuição de frequências relativas mostra que os valores estão quase homogeneamente distribuídos. Os eventos extremos (vazão menor a 1500 m^3/s, e vazão maior que 5500 m^3/s) não são muito comuns (Figura 4.19). No entanto, ao selecionar os meses com maiores vazões, foi observado que estes correspondem aos meses de Março-1992, Março-2007, Fevereiro-2008, Fevereiro-2010 e Fevereiro-2014. De fato o maior valor de vazão é o de Fevereiro de 2008, com 5292 m^3/s. O segundo maior valor é o de Fevereiro de 2014, cujas enchentes já foram estudadas (ESPINOZA et al., 2014). Os valores de vazões elevadas estão em relação com as enchentes na região de estudo. Ao contrário, os valores menores de vazão nem sempre estão diretamente relacionados com os eventos de secas. Para selecionar os meses de menor vazão, foram isolados os meses que correspondem ao núcleo da temporada chuvosa (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), a saber, Dezembro-1989, Dezembro-2008, Dezembro-2010, Dezembro-2011, Janeiro-2012. Vale lembrar que quatro dos cinco meses com menor vazão acontecem em dezembro. Para analisar estes eventos, foram selecionados os 10 menores valores (Figura 4.20). É possível notar que a distribuição dos meses de menor vazão ocorreram no período de 2008-2012, mas não há uma correspondência com as secas do rio Amazonas.

Figura 4.19: Frequência relativa da vazão 1986-2014.

Fonte: Elaboração própria

As enchentes estão mais relacionadas com a saturação do rio e a bacia, ao contrário as secas nem sempre acontecem por valores baixos da vazão.

Figura 4.20: Meses com valores maiores de vazão durante a temporada chuvosa.

Fonte: Elaboração própria

Figura 4.21: Ciclo médio anual da vazão e da precipitação.

Fonte: Elaboração própria

Figura 4.22: Ciclo médio anual correspondente ao modelo WRF.

Fonte: Elaboração própria.

4.1.3 Análise da precipitação estimada e da vazão

Para realizar a comparação entre os dados de vazão e as estimativas de precipitação foram calculados os valores médios de precipitação acumulada para a área da bacia de estudo (Figuras 4.21-4.22). Os máximos de precipitação de todos os conjuntos de dados estão na temporada de chuvas da região (Dezembro-Fevereiro) com máximo no mês de janeiro ou dezembro, no entanto, o ciclo da vazão não parece seguir esse padrão o máximo encontra-se no mês de março. Ao explorar a série histórica de dados é possível ver que esse comportamento é habitual. As diferenças entre os conjuntos de dados também podem-se perceber, MERRA superestima todos os outros conjuntos de dados, em quanto CFSR, TRMM3B42, CoSch e as rodadas do WRF apresentam valores menores. Também pode-se ver no caso do WRF que as estimativas reduzem ao acrescentar a resolução espacial. No entanto, o tamanho da bacia não é tão grande como para justificar o atraso de até dois meses. Para descartar a possibilidade dos conjuntos de dados ter um comportamento sistematicamente incorreto, se efetuou uma comparação com um

conjunto de dados de precipitação independente, para este fim os dados do CMAP (Climate Prediction Center (CPC) – Merged Analysis of Precipitation) foram analisados, os valores médios mensais foram calculados para comparar com os outros conjuntos de dados, e também foi calculada a correlação entre as estimativas de precipitação e a vazão (não mostrado). Os resultados podem-se analisar na Tabela 4.9. Também foram selecionadas três estações de observação de precipitação superficial: Cochabamba, La Jota Chimoré e Buena Vista (Figura 4.23) para a comparação com as estimativas de precipitação. A estação Cochabamba pertence aos vales interandinos, a sua altitude é 2574 metros; a estação La Jota Chimoré pertence à região do Chapare que é a região mais chuvosa da Bolívia a sua altitude é de 254 metros, mas está muito próxima a regiões com topos de aproximadamente 2500 metros; finalmente a estação Buena Vista pertence aos Llanos de Mojos, a sua altitude é 389 metros mas está afastada da região dos Andes.

Figura 4.23: Estações de comparação localizadas em três regiões da bacia de estudo.

Fonte: Elaboração própria

Os resultados mostram uma concordância entre todos os conjuntos de dados em relação ao comportamento, o período de chuvas abrange os meses de dezembro até fevereiro, e o período seco abrange os meses de junho até agosto. O comportamento do ciclo médio anual da precipitação das três estações escolhidas durante o período 1999-2009 é apresentado na Figura 4.24. O regime de precipitação é similar nas três estações, durante o verão (DJF) a precipitação é alta e o inverno (JJA) é mínima. Embora as estações são próximas geograficamente, as quantidades de precipitação são muito diferentes. Cochabamba recebe a menor quantidade de precipitação das três e Chimoré recebe as maiores quantidades. O comportamento da precipitação da estação Chimoré é a única que poderia apresentar uma diferença em relação as outras duas estações devido a um máximo adicional no mês de março.

Em seguida foi calculada a correlação entre a vazão e o acumulado das estimativas de precipitação. Em geral a correlação é relativamente baixa, mas os valores de correlação melhoram quando o acumulado de precipitação é correlacionada com um mês de diferencia, este resultado também foi encontrado para a bacia Amazônica toda (FRAPPART; RAMILLIEN; RONCHAIL, 2013).

Figura 4.24: Ciclo médio anual de precipitação Cochabamba, Chimoré e Buena Vista 1999-2009.

Fonte: Elaboração própria.

Figura 4.25: Comparação da vazão e precipitação estimada e observada Cochabamba.

Fonte: Elaboração própria.

Para as três estações foram calculados os valores mensais de precipitação correspondentes às estimativas de precipitação e comparados com os valores observados nos mesmos locais (Figura 4.26).

Ao comparar os dados observados de Cochabamba, é possível perceber que as reanálises CFSR e MERRA superestimam a precipitação, CFSR apresenta a tendência de superestimar durante o verão, mas MERRA tende a superestimar depois da temporada de chuvas até dezembro. Os produtos TRMM3B42 e CoSch realizam um bom trabalho, ao observar o comportamento do CoSch é possível perceber que durante a temporada chuvosa apresenta uma superestimativa.

Figura 4.26: Comparação da vazão e precipitação estimada Chimoré.

Fonte: Elaboração própria.

Na região de Chimoré, é possível perceber que as reanálises CFSR e MERRA subestimam a precipitação, CFSR praticamente não percebe as importantes quantidades de precipitação registradas na região. A reanálise MERRA também subestima, no entanto os valores não são tão baixos quanto os valores reportados por CFSR. Novamente o TRMM3B42 e o CoSch apresentam um bom desempenho e mais uma vez é possível perceber que o CoSch apresenta tanto superestimativa quanto subestimativa na primeira metade do ano, enquanto que o comportamento do TRMM3B42 é homogêneo, subestima em todo mês.

Figura 4.27: Comparação da vazão e precipitação estimada e observada Buena Vista.

Fonte: Elaboração própria

Finalmente na estação de Buena Vista (Figura 4.27), é possível perceber que as reanalises nem nesta estação tem bom desempenho, isto chama a atenção porque Buena Vista não apresenta topografia complexa nem outras características que poderiam dificultar a estimativa de precipitação. O TRMM3B42 segue o comportamento observado, mas subestima em todo mês. O comportamento do CoSch é mais próximo das observações, embora subestima, a diferença é a menor quando comparada com os outros produtos.

Tabela 4.9 Ciclo médio anual da vazão do rio Mamoré, estimativas de precipitação em mm/mês e correlação

	Mamoré	MERRA	CFSR	TRMM	CoSch	WRF-30 km	WRF-10 km	WRF-3km
Jan	59.6	289.1	191.1	185.1	204.6	175.2	138.9	119.0
Fev	68.0	251.6	177.9	163.9	169.7	145.7	133.6	119.7
Mar	78.1	226.3	151.7	156.9	156.6	106.7	100.5	93.7
Abr	72.0	135.2	74.2	76.3	77.8	44.3	40.0	42.0
Mai	52.6	88.2	48.9	45.7	38.8	16.7	11.1	10.4
Jun	35.8	61.0	23.8	30.7	30.5	6.3	5.9	4.1
Jul	24.6	63.1	20.0	25.4	24.7	5.9	5.2	4.0
Ago	17.2	44.4	15.0	25.0	21.9	7.3	5.6	4.6
Set	13.1	90.5	31.3	42.7	38.0	18.4	18.7	13.7
Out	18.9	219.4	79.5	93.7	82.8	56.0	58.4	41.0
Nov	30.1	246.0	111.5	106.7	107.6	111.9	86.2	61.6
Dez	46.5	292.7	186.4	182.6	181.1	180.4	133.0	91.1
Correlação		0.40	0.57	0.56	0.58	0.47	0.50	0.54
Correlação 1-mês		0.73	0.84	0.84	0.85	0.78	0.80	0.80
Correlação 2-mês		0.80	0.82	0.85	0.86	0.85	0.85	0.80

4.1.4 Dinâmica da bacia

Para analisar o comportamento da vazão, o conjunto GLDAS foi escolhido e encontrou-se que este conjunto de dados representa qualitativamente o funcionamento da bacia quando comparado com os dados observados(Figuras 4.28). Embora há uma superestimativa do GLDAS comparada com a vazão observada, o comportamento é satisfatoriamente apresentado. O máximo da vazão acontece no mês de março e a temporada de estiagem estende-se além de agosto.

Figura 4.28: Ciclo médio anual da vazão observada e a vazão estimada pelo GLDAS.

O comportamento mostrado pelo GLDAS e o cálculo da correlação com um e dois meses de atraso permitem entender a dinâmica da bacia. Embora o tamanho da bacia é relativamente pequeno, o tempo de resposta entre eventos de chuva e a vazão não é imediato. Para aprofundar o conhecimento do comportamento da bacia para o período 1999-2009 foram comparadas as duas vazões: observada e calculada pelo GLDAS (Figura 4.29). É possível perceber que a vazão-GLDAS apresenta superestimativa que atinge quase o dobro em relação aos dados observados. É possível observar também que os dados calculados não apresentam o comportamento sazonal que os dados observados apresentam (e.g., valor mínimo no ano 2005 e máximo no ano 2008).

Figura 4.29: Série temporal relativa da vazão do rio Mamoré 1999-2009

Para analisar este comportamento foi elaborada uma figura calculando a vazão acumulada para cada ano e distribuindo relativamente os valores de vazão mensal para cada ano (Figura 4.30). Embora o comportamento não é perfeito é possível perceber que o ano 2005 apresentou valores baixos e o ano 2008 apresentou valores altos. No entanto, podem-se observar valores altos e baixos espúrios.

Figura 4.30: Série temporal relativa da vazão do rio Mamoré 1999-2009

Comparação dos valores relativos da vazão ao máximo anual da vazão

A vazão do conjunto GLDAS é produzido pela soma de duas componentes: o transporte subsuperficial (*Baseflow*) e a precipitação convectiva (*Storm*) para o período 1999-2009). A figura XX mostra o comportamento das duas variáveis. A contribuição da componente da precipitação convectiva é muito menor quando comparada com a componente do transporte subsuperficial. De fato é possível perceber que os valores máximos da vazão calculada estão dominados por essa componente.

Figura 4.31: Série temporal relativa da vazão do rio Mamoré 1999-2009

Finalmente foram calculados os valores médios para o período 1999-2009 da vazão observada, a vazão calculada com o GLDAS, o transporte subsuperficial, a componente convectiva e a precipitação estimada pelo GLDAS apresenta valores comparativamente muito maiores dos valores correspondentes à componente de precipitação convectiva. O comportamento do transporte subsuperficial não representa o comportamento esperado nos eventos de enchente do ano 2008 e da seca do ano 2005. Por outro lado, a precipitação convectiva consegue representar de forma correta o comportamento sazonal nos eventos extremos mencionados, no entanto esta variável não consegue explicar o funcionamento da bacia. É possível indicar que o tempo de resposta não está conduzido pelos eventos de precipitação durante a temporada chuvosa (Figura 4.32). O impacto da precipitação total é pequeno quando comparado com a vazão, as características do solo e a dinâmica da bacia fazem com que os eventos de precipitação sejam acumulados nas partes mais baixas da bacia (llanos de Mojos) e quando a capacidade máxima é alcançada, a vazão é acrescentada. Mas a capacidade de representação não é perfeita para todo o período de estudo. Ovando et al. (2015) indicaram que as enchentes nos Llanos de Mojos podem ser o resultado de dois processos: Um processo externo que acontece pela precipitação que acontece na região dos

Andes; o outro processo é interno no qual a água acumulada nos pantanais é liberada como resposta à precipitação local. Bourrel et al. (2009) levantaram a hipótese que a dinâmica dos pantanais muda a cada ano. Então as enchentes podem se gerar tanto por processos internos quanto externos e no caso que os dois processos atuem de forma combinada podem gerar eventos extremos.

4.1.5 Convergência de umidade

A análise do papel da umidade integrada verticalmente na bacia do rio Mamoré é apresentado nesta secção. Para realizar esta avaliação é necessário um conjunto de dados que possua valores da intensidade e direção do vento e a umidade em níveis verticais. Para este cálculo foram considerados as reanalises CFSR e MERRA em virtude de oferecer a capacidade de realizar esta tipo de análise embora as deficiências mostradas para estimar precipitação. A umidade foi integrada desde o nível da superfície até o nível de 300 hPa.

Figura 4.32: Ciclo médio anual da vazão observada, vazão do GLDAS, componente convectiva e a precipitação total

Fonte: Elaboração própria.

Figura 4.33: Umidade integrada verticalmente para as quatro estações DJF, MAM, JJA e SON com dados do reanálise MERRA.

Fonte: Elaboração própria.

Na região de estudo a reanálise MERRA apresenta regiões de convergência e divergência de umidade muito baixos, embora o comportamento sazonal é correto com valores de convergência (divergência negativa) nos meses de maior precipitação (Figura 4.33). Quanto à bacia de estudo existem valores maiores da umidade integrada verticalmente na região do Chimoré, enquanto em Cochabamba os valores são menores, no entanto pode-se notar que o MERRA subestima nas duas regiões (cf. Figuras 4.25 e 4.26). Em Buena Vista MERRA não consegue representar a precipitação corretamente provavelmente devido a uma incorreta representação dos campos horizontais de umidade (cf. Figura

4.27). É possível notar as áreas de precipitação máxima que correspondem com as áreas de maior convergência, especialmente durante DJF; também pode-se notar o deslocamento do máximo de precipitação correspondente a estação Chimoré (cf. Figura 4.26), provavelmente a subestimação esteja relacionada à representação incorreta da topografia.

A umidade integrada verticalmente segundo CFSR apresenta valores muito mais altos e os contrastes são notórios (Figura 4.34). O Altiplano oeste aparece como uma região de alta convergência e a região leste dos Andes como uma região de alta divergência, é possível que a topografia não esteja bem representada. É possível perceber duas regiões de convergência de umidade alta na bacia de estudo, uma delas corresponde com a região de Chimoré. Durante o inverno embora a direção do JBN é a mesma que no verão, a intensidade do vento é menor do que no verão e portanto, o transporte de umidade é menor. A diferença de resoluções horizontais entre as duas reanálises poderia dar uma vantagem ao CFSR (38 km) por cima do MERRA (50 km) na representação da convergência, mas se a topografia não é corretamente representada a vantagem da resolução horizontal mais alta desaparece.

Em seguida foi realizada uma comparação da umidade integrada verticalmente durante eventos da seca 2004–2005 (Figura 4.36) e da enchente 2007–2008 (Figura 4.36) e comparada com a precipitação para os mesmos períodos segundo o esquema combinado (CoSch) (Figura 4.36). Durante a seca a intensidade do vento segundo CFSR é ainda maior do que a média do vento para o verão 1999-2009, no entanto a direção do vento apresenta uma componente oeste na região norte da Bolívia que pode estar em relação ao excesso de precipitação na região nordeste da Bolívia (Figura 4.36), que por sua vez diminui a quantidade de umidade na bacia de estudo; este comportamento não pode ser explicado mediante os dados do MERRA mas mediante CFSR é possível entender este comportamento, similares resultados foram encontrados por Herdies et al. (2002). No evento da enchente 2007–2008 a intensidade dos ventos é maior que a média dos ventos 1999–2009 segundo as duas reanálises, a convergência de umidade na região do Chimoré é muito maior comparada com a média da convergência do período 1999–2009. No entanto, segundo o CoSch a região do Chimoré apresenta anomalia negativa de precipitação, enquanto a região sul da bacia de estudo recebe quantidades maiores de

precipitação. Embora as quantidades são relativamente significativas, é possível que outros processos além da precipitação tenham exercido influência.

Figura 4.34: Umidade integrada verticalmente para as quatro estações DJF, MAM, JJA e SON com dados da reanálise CFSR.

Fonte: Elaboração própria.

Figura 4.35: Umidade integrada verticalmente para a seca 2004–2005 segundo CFSR e MERRA

Fonte: Elaboração própria.

Figura 4.36: Umidade integrada verticalmente para a enchente 2007–2008 segundo CFSR e MERRA

Fonte: Elaboração própria.

Figura 4.37: Anomalias de precipitação para a seca 2004–2005 e a enchente 2007–2008 respeito ao período 1999-2009 segundo o esquema combinado (CoSch).

Fonte: Elaboração própria.

5 CONCLUSÕES

Análise da precipitação na Bolívia

Uma comparação entre duos reanalises (CFSR e MERRA), uma estimativa satelital (TRMM3B42) e um produto combinado (CoSch) foi realizado para as quatro temporadas do ano para o período 1999-2009 na Bolívia que inclui os Andes Centrais e a Amazônia oeste.

As reanálises ainda apresentam problemas para estimar precipitação em grande parte dos Andes e da Amazônia. O CFSR, embora tenha melhorado a sua resolução espacial (38 km), ainda apresenta superestimação na região leste dos Andes, provavelmente devida à topografia complexa especialmente na região de transição entre o Altiplano e a Amazônia. O MERRA subestima a distribuição da precipitação espacial em toda temporada.

Os três produtos conseguem mostrar o ciclo anual de precipitação. CFSR e MERRA apresentaram superestimação especialmente na bacia do Altiplano. Os três produtos mostraram distribuição espacial similar, i.e., o Altiplano e os Andes recebem quantidades menores de precipitação quando comparadas com as bacias da Amazônia ou do Prata. A região do Chaco e o sudoeste do Altiplano são as regiões que menor precipitação recebem. No entanto, há algumas diferenças; enquanto MERRA consegue representar de modo geral as diferenças no território boliviano, apresenta superestimação na região leste do Altiplano norte. CFSR mostra superestimação na mesma região e durante DJF apresenta duos máximos de precipitação na região entre 16ºS e 18ºS (EICHLER; LONDOÑO, 2013; SILVA; KOUSKY; HIGGINS, 2011), este tópico precisa ser desenvolvido a maior profundidade.

TRMM3B42 subestima precipitação em duas regiões, na região oeste da cordilheira ocidental e no Altiplano sul; CoSch apresenta extensão espacial do máximo na região do Chapare maior do que a mostrada pelo TRMM3B42, isto pode ser devido ao processo de interpolação que espalha homogeneamente as observações de superfície sem levar em conta a topografia (VILA et al., 2009)

As categorias que entregam maior contribuição à precipitação são a chave para compreender a superestimação/subestimação de cada produto (LI; ZHANG; XU, 2013).

Assim, as categorias correspondentes a 3-10 e 10-20 mm/dia explicam parcialmente a superestimativa de MERRA na bacia do Altiplano e subestima na bacia da Amazônia. As mesmas categorias explicam a superestimativa de CFSR nas três bacias.

Ao comparar o viés, RMSE e os coeficientes de correlação os valores de TRMM3B42e do CoSch foram os melhores pontuados comparados com os outros produtos. Por outro lado, embora ETS em geral é baixo para todos os conjuntos de dados e toda bacia, é possível diferenciar entre os quatro: CoSch foi o melhor pontuado seguido por TRMM3B42, CFSR e finalmente MERRA.

Em geral o resultado da combinação dos dados do TRMM3B42 com observações de superfície é positivo, melhora a representação espacial e estatística, estas duas melhoras fornecem confiança de que o produto final pode ser utilizado em aplicações futuras. Para melhorar o conhecimento ao respeito dos vieses e dos erros entre os diferentes conjuntos de dados é necessário aprofundar a pesquisa na dependência em termos de altitude, inclinação, orientação da inclinação com respeito a direção dos ventos com a precipitação diária.

Os produtos TRMM3B42 e CoSch apresentaram os melhores desempenhos para estimar precipitação. A distribuição espacial do TRMM3B42 consegue representar realisticamente a distribuição conhecida da precipitação (HOFFMANN, 1975). Foi demonstrado que "o melhor dos dois mundos" as observações e as estimativas por satélite podem ser combinadas, como foi realizado com o algoritmo CoSch, para obter um produto melhorado.

Análise na bacia do rio Mamoré

A bacia do rio Mamoré foi estudada com outros conjuntos de dados e foi possível também analisar as capacidades dos conjuntos de dados (MERRA, CFSR, TRMM3B42 e CoSch), junto aos resultados do modelo WRF para três domínios (30 km, 9 km e 3 km). Foi descoberto que a bacia de estudo, embora relativamente pequena, apresenta um atraso de até dois meses entre o máximo da temporada de chuvas e os valores máximos de vazão, este fato corresponde ao comportamento conhecido na bacia Amazônica (FRAPPART et al., 2011). Foi evidenciado que o modelo WRF na resolução mais alta e o produto CoSch apresentaram as correlações mais altas entre os valores acumulados de precipitação e a vazão observada.

O comportamento da umidade integrada verticalmente permitiu estudar o transporte de

umidade tanto na temporada chuvosa (período 1999–2009) quanto nos eventos da seca 2004–2005 e da enchente 2007 – 2008. A umidade integrada verticalmente calculada com a reanálise CFSR explica parcialmente a falta de umidade na bacia de estudo durante a seca 2004–2005 e o excesso de umidade na enchente de 2007–2008. Embora a reanálise CFSR não teve um desempenho satisfatório da precipitação quando comparado com outros produtos como o TRMM3B42 ou o CoSch, mas é possível explicar parcialmente estes dois eventos extremos. Durante a seca de 2004–2005 o fluxo de umidade apresenta uma componente oeste que devia a umidade para a região nordeste da Bolívia gerando valores acima do normal nessa região. Durante a enchente o fluxo a direção do vento não muda respeito à media do período 1999-2009 mas a intensidade é reforçada.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A seguir são descritas algumas sugestões para o desenvolvimento de trabalhos futuros relacionados a esta pesquisa:

- A inclusão da topografia no esquema combinado de precipitação (CoSch)
- O balanço de umidade na bacia do rio Mamoré que consiga descrever o comportamento climatológico da umidade do solo.
- O impacto da umidade do solo nas secas e enchentes.
- A análise da umidade integrada verticalmente para outros eventos extremos de secas e enchentes
- Análise do início da temporada de chuva e a ocorrência de eventos de enchentes ou secas.

7 REFERÊNCIAS

ARKIN, P. A.; MEISNER, B. N. The Relationship between Large-Scale Convective Rainfall and Cold Cloud over the Western Hemisphere during 1982-84. **Mon Weather Rev**, v. 115, n. 1, p. 51–74, 1987.

ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and Water Vapor Transport in the Southern Hemisphere with Emphasis on the South American Region. **J Appl Meteor Climatol**, v. 48, n. 9, p. 1902–1912, set. 2009.

BEHRANGI, A. et al. Hydrologic evaluation of satellite precipitation products over a mid-size basin. **J Hydrology**, v. 397, n. 3–4, p. 225–237, 2011.

BLACUTT, L. A. et al. Precipitation comparison for the CFSR, MERRA, TRMM3B42 and Combined Scheme datasets in Bolivia. **Atmospheric Research**, v. 163, 2015.

BLÁZQUEZ, J.; NÚÑEZ, M. N. **Sensitivity to convective parametrization in the WRF regional model in Southern South America**Ninth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. **Anais**...American Meteorological Society, 2009

CALDWELL, P. et al. Evaluation of a WRF dynamical downscaling simulation over California. **Climatic Change**, v. 95, n. 3–4, p. 499–521, 8 maio 2009.

CARVALHO, L. M. V. et al. Precipitation characteristics of the South American Monsoon System derived from multiple data sets. **J Climate**, v. 25, n. 13, p. 4600–4620, jul. 2012.

CASE, J. L. et al. Impacts of High-Resolution Land Surface Initialization on Regional Sensible Weather Forecasts from the WRF Model. **J Hydrometeorol**, v. 9, n. 6, p. 1249–1266, dez. 2008.

CLARKE, R. T. et al. Issues of spatial correlation arising from the use of TRMM rainfall estimates in the Brazilian Amazon. **Water Resour Res**, v. 47, n. 5, p. W05539, 26 maio 2011.

DE GONÇALVES, L. G. G. et al. Toward a South America Land Data Assimilation System: Aspects of land surface model spin-up using the simplified simple biosphere. **J Geophys Res**, v. 111, n. D17, p. D17110, set. 2006.

DINKU, T. et al. Validation of high-resolution satellite rainfall products over complex terrain. **Int J Remote Sens**, v. 29, n. 14, p. 4097–4110, 2008.

DINKU, T.; CONNOR, S. J.; CECCATO, P. Comparison of CMORPH and TRMM-3B42 over Mountainous Regions of Africa and South America. In: GEBREMICHAEL, M.; HOSSAIN, F. (Eds.). . **Satel. Rainfall Appl. Surf. Hydrol.** [s.l.] Springer Verlag, 2010. p. 193–204.

EBERT, E. E.; JANOWIAK, J. E.; KIDD, C. Comparison of Near-Real-Time Precipitation

Estimates from Satellite Observations and Numerical Models. **B Am Meteorol Soc**, v. 88, n. 1, p. 47–64, jan. 2007.

EICHLER, T. P.; LONDOÑO, A. C. South American Climatology and Impacts of El Niño in NCEP ' s CFSR Data. **Advances in Meteorology**, v. 2013, n. 2013, p. 1–15, 2013.

EK, M. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **J Geophys Res**, v. 108, n. D22, p. 1–16, 2003.

ESPINOZA, J. C. et al. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil , Peru , Bolivia , Colombia , and Ecuador). **Int J Climatol**, v. 29, n. December 2008, p. 1574–1594, 2009.

ESPINOZA, J. C. et al. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. **Environ Res Lett**, v. 9, n. 12, p. 124007, 2014.

FALVEY, M.; GARREAUD, R. D. Moisture variability over the South American Altiplano during the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) observing season. **J Geophys Res**, v. 110, n. D22, p. D22105 1-12, 29 nov. 2005.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanalise**, v. 5, n. 6, p. 36–45, 1990.

FOLEY, J. A. et al. El Niño-Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 4, p. 79-1-79–20, 2002.

FRAPPART, F. et al. Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 6, p. 1588–1594, 2011.

FRAPPART, F.; RAMILLIEN, G.; RONCHAIL, J. Changes in terrestrial water storage versus rainfall and discharges in the Amazon basin. **Int J Climatol**, v. 33, n. 14, p. 3029–3046, 2013.

FU, R. et al. How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon? **J Climate**, n. Gibbs 1979, p. 4003–4026, 2001.

HEIDINGER, H. et al. TRMM rainfall correction over the Andean Plateau using wavelet multi-resolution analysis. **Int J Remote Sens**, v. 33, n. 14, p. 4583–4602, 2012.

HERDIES, D. L. et al. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **J Geophys Res**, v. 107, n. D20, p. 1–10, 2002.

HOFFMANN, J. A. J. **Climatic Atlas of South America. Maps of mean temperature and precipitation** (J. A. J. Hoffmann, Ed.). Genebra: WMO, 1975.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the Annual Cycle of Convective Activity over the Tropical Americas. **J Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388–1403, 1989.

HOU, A. Y. et al. The Global Precipitation Measurement (GPM) Mission. **B Am Meteorol Soc**, p. 130909112500001, 2013.

HUFFMAN, G. J. et al. Global Precipitation Estimates Based on a Technique for Combining Satellite-Based Estimates, Rain Gauge Analysis, and NWP Model Precipitation Information. **J Climate**, v. 8, n. 5, p. 1284–1295, 1995.

HUFFMAN, G. J. et al. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. **B Am Meteorol Soc**, v. 78, n. 1, p. 5–20, 1997.

HUFFMAN, G. J. et al. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. **J Hydrometeorol**, v. 8, n. 1, p. 38–55, fev. 2007.

JOHNSON, R. H. et al. Diurnal Cycle of Convection during the 2004 North American Monsoon Experiment. **J Climate**, v. 23, n. 5, p. 1060–1078, mar. 2010.

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. DE A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus A**, v. 36A, n. 5, p. 490–504, 1984.

KUMMEROW, C. D. et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. **J Atmos Ocean Tech**, v. 15, n. 3, p. 809–817, 1998.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. **J Atmos Sci**, v. 54, p. 656–678, 1997.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Summertime Precipitation Variability over South America : Role of the Large-Scale Circulation. **Mon Weather Rev**, v. 127, n. 1993, p. 409–431, 1999.

LI, X.; ZHANG, Q.; XU, C.-Y. Assessing the performance of satellite-based precipitation products and its dependence on topography over Poyang Lake basin. **Theor Appl Climatol**, 26 maio 2013.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **J Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308–4318, 1 nov. 2001.

LIU, Z. et al. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Precipitation Data and Services for Research and Applications. **B Am Meteorol Soc**, v. 93, n. 9, 2012.

MARENGO, J. A. et al. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **J Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.

MARENGO, J. A. et al. The Drought of Amazonia in 2005. **J Climate**, v. 21, n. 3, p. 495–516, 1 fev. 2008.

MARENGO, J. A. et al. Extreme climatic events in the Amazon basin. **Theor Appl Climatol**, v. 107, n. 1, p. 73–85, 2012.

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; SILVA DIAS, P. L. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **J Geophys Res**, v. 107, n. D20, 2002.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **Int J Climatol**, v. 36, n. July, p. 1033–1050., 2015.

MOLINIER, M. Régionalisation des débits du bassin Amazonien. Premiers résultats. **VIIIe journées hydrologiques**, p. 489–502, 1992.

NESPOR, V.; SEVRUK, B. Estimation of Wind-Induced Error of Rainfall Gauge Measurements Using a Numerical Simulation. **J Atmos Ocean Tech**, v. 16, n. 4, p. 450–464, 1999.

NIU, G. Y. et al. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. **J Geophys Res**, v. 116, n. 12, p. 1–19, 2011.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. **Mon Weather Rev**, v. 125, p. 279–291, 1997.

OUMA, Y. O. et al. Multitemporal comparative analysis of TRMM-3B42 satellite-estimated rainfall with surface gauge data at basin scales: daily, decadal and monthly evaluations. **Int J Remote Sens**, v. 33, n. 24, p. 7662–7684, 2012.

PORCÙ, F.; MILANI, L.; PETRACCA, M. On the uncertainties in validating satellite instantaneous rainfall estimates with raingauge operational network. **Atmos Res**, v. 144, n. 0, p. 73–81, 2014.

QIAN, Y.; GHAN, S. J.; LEUNG, L. R. Downscaling hydroclimatic changes over the Western US based on CAM subgrid scheme and WRF regional climate simulations. **Int J Climatol**, v. 30, n. 5, p. 675–693, 2010.

QUADRO, M. F. L. DE et al. **Avaliação do transporte de umidade e precipitação associada à ZCAS no verão do HS através da nova geração de reanálises** (S. B. Meteorol., Ed.)Proc. XV CBMET. **Anais**...São Paulo SP: CBMET, 2007

QUADRO, M. F. L. DE et al. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Rev Brasileira Meteorol**, v. 27, n. 2, p. 152–162, 2012.

REICHLE, R. H. et al. Assessment and Enhancement of MERRA Land Surface Hydrology Estimates. **J Climate**, v. 24, n. 24, p. 6322–6338, 6 jul. 2011.

REICHLER, T. **Desarrollo de escenarios de cambio climático para Bolivia basados en tres modelos con Downscaling y la capacitación a técnicos para el uso de los escenarios desarrollados**. La Paz: [s.n.].

RIENECKER, M. M. et al. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. **J Climate**, v. 24, n. 14, p. 3624–3648, jul. 2011.

ROCHE, M. A. et al. **Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes** (H. Lang, A. Musy, Eds.)Hydrology in Mountainous Regions, 1- Hydrological Measurements; the Water Cycle. **Anais**...Lausanne, Switzerland: Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ., 1990

RODELL, M. et al. The Global Land Data Assimilation System. **B Am Meteorol Soc**, v. 85, n. March, p. 381–394, 2004.

RONCHAIL, J. Variabilidad Interanual de las precipitaciones en Bolivia. **Bull. Inst. fr. études andines**, v. n/a, p. 369–378, 1995.

RONCHAIL, J. et al. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **Int J Climatol**, v. 22, n. 13, p. 1663–1686, 2002.

RONCHAIL, J. et al. Inundations in the Mamoré basin (south-western Amazon—Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. **J Hydrol**, v. 302, n. 1–4, p. 223–238, fev. 2005.

RONCHAIL, J.; GALLAIRE, R. ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. **Int J Climatol**, v. 26, n. 9, p. 1223–1236, jul. 2006.

RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; ESPINOZA, J. C. Variabilidade climática e hidrológica na Bacia Amazônica Variabilité climatique et hydrologique du bassin Amazonien Variabilidade climática e hidrológica na Bacia Amazônica. p. 8–9, 2009.

ROZANTE, J. R. et al. Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation over South America. **Weather Forecast**, v. 25, n. 3, p. 885–894, 26 jan. 2010.

RUIZ, J. J.; SAULO, C.; NOGUÉS-PAEGLE, J. WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. **Mon Weather Rev**, v. 138, n. 8, p. 3342–3355, mar. 2010.

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **B Am Meteorol Soc**, v. 91, n. August, p. 1015–1057, 2010.

SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; HIGGINS, R. W. Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations. **J Hydrometeorol**, v. 12, n. 1, p. 101–117, fev. 2011.

SMITH, E. A. et al. International Global Precipitation Measurement (GPM) Program and Mission: An Overview. **Measuring Precipitation from Space: EURAINSAT and the Future**, 2004.

SOUSA, A. M. L. DE et al. Variabilidade Espaço-Temporal da Precipitação na Amazônia Durante Eventos Enos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, n. 1, p. 13–24, 2015.

SPENCER, R. W.; GOODMAN, H. M.; HOOD, R. E. Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and Characteristics of the Scattering Signal. **J Atmos Ocean Tech**, v. 6, n. 2, p. 254–273, 1989.

TAPIADOR, F. J. et al. Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. **Atmos Res**, v. 104–105, p. 70–97, fev. 2012.

TIAN, Y.; PETERS-LIDARD, C. D. A global map of uncertainties in satellite-based precipitation measurements. **Geophys Res Lett**, v. 37, n. 24, p. L24407, 31 dez. 2010.

TOMASELLA, J. et al. The droughts of 1996-1997 and 2004-2005 in Amazonia: Hydrological response in the river main-stem. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 8, p. 1228–1242, 2011.

TREADON, R. et al. **Global and Regional Moisture Analyses at NCEP** ECMWF/GEWEX Workshop on Humidity Analysis. **Anais**...dez. 2002 Disponível em: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24303522>

VERA, C. S. et al. The South American Low-Level Jet Experiment. **B Am Meteorol Soc**, v. 87, n. 1, p. 63–77, 2006.

VILA, D. A. et al. Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America. **J Hydrometeorol**, v. 10, n. 2, p. 533–543, abr. 2009.

VIRJI, H. A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. **Mon Weather Rev**, v. 109, n. 3, p. 599–610, 1981.

WARD, E. et al. Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. **Advances in Water Resources**, v. 34, n. 10, p. 1222–1231, 2011.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. Second ed. [s.l.] Elsevier, 2006.

XIE, P. et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. **J Hydrometeorol**,

v. 8, n. 3, 2007.

YANG, R.; FENNESSY, M. J.; SHUKLA, J. The Influence of Initial Soil Wetness on Medium-Range Surface Weather Forecasts. **Mon Weather Rev**, v. 122, p. 471–485, 1994.

YANG, Y.; LUO, Y. Evaluating the performance of remote sensing precipitation products CMORPH, PERSIANN, and TMPA, in the arid region of northwest China. **Theor Appl Climatol**, p. 1–17, 5 jan. 2014.

ZHAO, C. et al. **A Method for Combined Satellite and Rain Gauge of Precipitation over Qinghai**2nd International Conference on Remote Sensing, Environment and Transportation Engineering (RSETE). **Anais**...jun. 2012

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **J Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998.

ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO EM PERIÓDICO INTERNACIONAL ATMOSPHERIC RESEARCH

AUTORES: LUIS ALBERTO BLACUTT, DIRCEU L. HERDIES, LUIS GUSTAVO G. DE GONÇALVES, DANIEL A. VILA, MARCOS ANDRADE.

Título: Precipitation comparison for the CFSR, MERRA, TRMM3B42 and Combined Scheme datasets in Bolivia

Periódico: Atmospheric Research

Volume: 163

Número: 1

Página: 117-131

Ano: 2015

URL: http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809515000435

DOI: 10.1016/j.atmosres.2015.02.002

Atmospheric Research 163 (2015) 117–131

Contents lists available at ScienceDirect

Atmospheric Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/atmos

Precipitation comparison for the CFSR, MERRA, TRMM3B42 and Combined Scheme datasets in Bolivia

Luis A. Blacutt [a,*], Dirceu L. Herdies [a], Luis Gustavo G. de Gonçalves [a], Daniel A. Vila [a], Marcos Andrade [b]

[a] Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), Cachoeira Paulista, SP 12630-000, Brazil
[b] Laboratorio de Física de la Atmósfera – Instituto de Investigaciones Físicas – Universidad Mayor de San Andrés (LFA-IIF-UMSA) Campus Universitario Cota Cota calle 28 Edificio Facultativo p.2 Casilla 8635, Bolivia

ARTICLE INFO

Article history:
Received 8 May 2014
Received in revised form 29 January 2015
Accepted 6 February 2015
Available online 24 February 2015

Keywords:
Precipitation
Precipitation estimations
Data assimilation
Statistical analysis

ABSTRACT

An overwhelming number of applications depend on reliable precipitation estimations. However, over complex terrain in regions such as the Andes or the southwestern Amazon, the spatial coverage of rain gauges is scarce. Two reanalysis datasets, a satellite algorithm and a scheme that combines surface observations with satellite estimations were selected for studying rainfall in the following areas of Bolivia: the central Andes, Altiplano, southwestern Amazonia, and Chaco. These Bolivian regions can be divided into three main basins: the Altiplano, La Plata, and Amazon. The selected reanalyses were the Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, which has a horizontal resolution (~50 km) conducive for studying rainfall in relatively small precipitation systems, and the Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast, which features an improved horizontal resolution (~38 km). The third dataset was the seventh version of the Tropical Rainfall Measurement Mission 3B42 algorithm, which is conducive for studying rainfall at an ~25 km horizontal resolution. The fourth dataset utilizes a new technique known as the Combined Scheme, which successfully removes satellite bias. All four of these datasets were aggregated to a coarser resolution. Additionally, the daily totals were calculated to match the cumulative daily values of the ground observations. This research aimed to describe and compare precipitations in the two reanalysis datasets, the satellite-algorithm dataset, and the Combined Scheme with ground observations. Two seasons were selected for studying the precipitation estimates: the rainy season (December–February) and the dry season (June–August). The average, bias, standard deviation, correlation coefficient, and root mean square error were calculated. Moreover, a contingency table was generated to calculate the accuracy, bias frequency, probability of detection, false alarm ratio, and equitable threat score.

All four datasets correctly depicted the spatial rainfall pattern. However, CFSR and MERRA overestimated precipitation along the Andes' eastern-facing slopes and exhibited a dry bias over the eastern Amazon; TRMM3B42 and the Combined Scheme depicted a more realistic rainfall distribution over both the Amazon and the Andes. When separating the precipitation into classes, MERRA and CFSR overestimated light to moderate precipitation (1–20 mm/day) and underestimated very heavy precipitation (>50 mm/day). TRMM3B42 and CoSch depicted behaviors similar to the surface observations; however, CoSch underestimated the precipitation in very intense systems (>50 mm/day).

The statistical variables indicated that CoSch's correlation coefficient was highest for every season and basin. Additionally, the bias and RMSE values suggested that CoSch closely represented the surface observations.

© 2015 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).

1. Introduction

Precipitation knowledge is relevant to many applications: it affects our ability to determine and understand the hydrological balance, it helps improve water management in both agriculture and power generation, and it is needed for studies on drought relief and flood awareness. Overall, precipitation knowledge is important for critical social and climatological issues.

A large amount of global precipitation occurs in the tropics, where it is susceptible to variations related to climatic events, such as El Nino–Southern Oscillation. Describing precipitation is complicated, as it is variable at a small scale and is highly non-normally distributed (Huffman et al., 2007).

The Bolivian region features several characteristics that influence the temporal and spatial characteristics of precipitation. Geomorphologically, the area is dominated by the Andes Mountains, where the highest elevation is around 6000 m asl. Between 14°S and 22°S, the Andes are divided into two meridional mountain ranges by a high-altitude basin (~4000 m asl) known as the Altiplano. During the summer (December–

* Corresponding author.
E-mail addresses: luis.blacutt@cptec.inpe.br, lblacutt@fiumsa.edu.bo (L.A. Blacutt).

http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.02.002
0169-8095/© 2015 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).

January), moisture from the Amazon is transported to the northwestern region of the continent by the low-level jet (LLJ), which is blocked by the Andes and channeled to the eastern rim of the Andes near Santa Cruz de La Sierra. From there, the moisture moves toward northern Argentina or southeastern Brazil (Nogués-Paegle and Mo, 1997; Herdies et al., 2002). Additionally, the 200-hPa Bolivian High, which is an upper tropospheric anticyclone formed by intense summertime convection and latent heating over the northern Amazon during the summer, is present (Lenters and Cook, 1997, 1999).

Globally, two types of data sources are available for precipitation: surface observations and indirect measurements (e.g., satellite or radar). Surface observations from rain gauges are the only direct measurements; however, they are affected by systematic errors, i.e., losses due to wetting, evaporation, and aerodynamic effects (Nespor and Sevruk, 1999; Porcù et al., 2014). Over South America, the spatial distribution of rain gauges is denser along the main river courses and toward the edge of the continent (de Gonçalves et al., 2006); this distribution may lead to possible biases in regional rainfall estimates (Clarke et al., 2011). Notably, data scarcity is accompanied by another problem, data access reliability, which creates the same scenario, i.e., limited knowledge of the spatial and temporal characteristics of precipitation.

Indirect measurements offer large spatial coverage, but they must be calibrated to obtain meaningful values. Over the past four decades, tremendous effort has been made to monitor and understand precipitating systems from space at first, techniques were developed to estimate precipitation from convection based on infrared channels; then, microwave channels provided an opportunity to estimate precipitation from cloud processes; it became possible to estimate precipitation proxies with the advent of high-frequency polarized channels over terrestrial regions (Arkin and Meisner, 1987; Spencer et al., 1989). Nevertheless, mountainous snow-covered regions presented another challenge. Microwave algorithms failed to estimate precipitation from shallow orographic systems and warm-rain processes (Huffman et al., 1995; Dinku et al., 2010).

The precipitation estimation methods radically changed after the inclusion of a precipitation radar which is an active sensor onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), a joint project of the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) and the U.S. National Aeronautics and Space Administration (NASA) that was launched in 1997 (Kummerow et al., 1998). TRMM improved knowledge of several aspects of the spatio-temporal precipitation distribution, intensity, and vertical structure (Ouma et al., 2012; Liu et al., 2012). However, the absolute accuracy of satellite precipitation data is questionable (Tian and Peters-Lidard, 2010). Recently, JAXA and NASA launched the Global Precipitation Measurement (GPM), which is expected to improve knowledge of precipitation systems (Tapiador et al., 2012; Hou et al., 2013; Smith et al., 2004). Several TRMM rainfall products use algorithms that combine measurements from various sensors.

The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA, TRMM3B42 hereafter (Huffman et al., 2007)) is a real-time 3-hourly precipitation estimation algorithm. TRMM3B42 was shown by the International Precipitation Working Group (IPWG) to be an accurate high resolution satellite-based rainfall estimate for operational use to date by in situ continental-scale validation and intercomparison of operational and semi-operational satellite rainfall estimates over Australia, the US and Northwestern Europe (Ebert et al., 2007). The algorithm encounters difficulties over mountainous regions, for example, TRMM has a dry bias over the Colombian highlands (Dinku et al., 2010) and over the Titicaca Lake basin in the Andean Altiplano (Heidinger et al., 2012). However, meaningful information can be extracted from these data to study the diurnal cycle (Johnson et al., 2010). In fact, TRMM3B42 generates the best precipitation estimates for northwestern China as compared with two other products: the Climate Prediction Center's Morphing technique (CMORPH) and a precipitation-estimation method using artificial neural networks (Yang and Luo, 2014).

TRMM3B42 overestimates the total rainfall in Ethiopia, while it underestimates the total rainfall in Colombia (Dinku et al., 2010). Additionally, TRMM3B42 is incapable of detecting light rainfall amounts and underestimates rainfall in the dry season (Ward et al., 2011). However, during the warm season, TRMM3B42 overestimates intense precipitation (Behrangi et al., 2011).

To characterize precipitation, observational datasets and satellite estimations can be combined to generate a so-called "reanalysis". Reanalysis data generally represent state-of-the-art gridded atmospheric states during specific periods. The data are generated by a model kept constant in time with a constant data assimilation system. The second version of the Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast (CFSR hereafter (Saha et al., 2010)) is the most recent model version from the National Center for Environmental Prediction at the National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR). CFSR is a reanalysis dataset that exhibits improved horizontal (~38 km) and vertical resolutions (64 sigma-pressure hybrid levels), making it possible to perform analyses for precipitating features coming from smaller than of subsynoptic systems. An analysis of daily precipitation was performed for all seasons over South America: a wet bias was found over the Andes Mountains (Silva et al., 2011). Also, a dry bias was found for the Amazon compared with a ground-based dataset (Quadro et al., 2007). Additionally, an artifact was found in the Andes near the Altiplano region (Eichler and Londoño, 2013).

The second reanalysis dataset used here is the Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application (MERRA), which aimed to improve the hydrological cycle because various aspects of the hydrological cycle were not adequately depicted by previous-generation datasets (Rienecker et al., 2011). Over South America, differences in the parameters that characterize the shape, scale, and tails of the frequency distributions were found (Carvalho et al., 2012). Over the South Atlantic Convergence Zone, precipitation from MERRA was found to closely represent the annual cycle (Quadro et al., 2007) and to underestimate precipitation compared with ground-based data (Quadro et al., 2012).

An alternative approach was recently developed to positively combine the strengths of two precipitation data sources: surface observations and satellite estimations. Surface observations lack spatial and temporal coverage, while satellite estimates exhibit great spatial and temporal coverage but lack absolute accuracy. A scheme to extract their respective advantages can be obtained by appropriately combining rain gauge and satellite estimations (Rozante et al., 2010; Zhao et al., 2012). In particular, Vila et al. (2009) improved satellite estimations by combining additive and ratio biases, which successfully removed the satellite bias for South America.

Despite all the work accomplished to study precipitation over the South American continent, the knowledge about the capabilities and limitations of precipitation products over Bolivia is still poor. The purpose of this study is to assess the capabilities and limitation of four precipitation estimation products to describe rainfall over Bolivia for two different seasons. In this work, the methodology used by Vila et al. (2009) was applied to generate an improved gridded dataset for the Bolivian region, i.e., the Central Andes, Altiplano, and southwestern Amazonia. The results were compared with two reanalyses and a satellite precipitation estimate against surface observations. First, a spatial inspection was performed; then, the statistical analysis parameters were calculated and compared by extracting estimates that correspond to the nearest rain gauge points. This paper is organized as follows: Section 2 describes the relevant datasets; Section 3 describes the results and discusses the capabilities and limitations of each dataset; and Section 4 presents the conclusions.

2. Data and methodology

This study evaluates two reanalyses, i.e., MERRA (Rienecker et al., 2011) and CFSR (Saha et al., 2010), the satellite product TRMM3B42 (Huffman et al., 2007), and a combined product (CoSch) (Vila et al., 2009). These products have different spatial and temporal resolutions

Table 1
Contingency table.

		Gauges		Total
		Yes	No	
Estimated	Yes	Hits	False alarms	Estimated yes
	No	Misses	Correct negatives	Estimated no
Total		Observed yes	Observed no	Total

and periods. In this study, the satellite and reanalysis data were aggregated into 24-h totals (12Z–12Z) for a comparison with the cumulative daily precipitation gauges over the period of 1999–2009. Additionally, the datasets were interpolated to the lowest horizontal resolution (1/2° × 2/3°). Two seasons were selected to compare and study the precipitation estimates: the rainy season (December–February) and the dry season (June–August). A comparison was performed for the three main Bolivian basins: the Altiplano, La Plata, and Amazon. First, selected pixels were extracted from each dataset corresponding to the nearest surface station, which was an aggregate of 205 surface stations. Therefore, a point-by-point comparison could be performed.

For each basin and season, the comparison includes a climatological description and a statistical description. The climatological description is presented by showing the average daily values for each month and a spatial analysis. The statistical analysis includes quantitative statistics and categorical statistics. For the quantitative statistics, the following parameters were calculated: bias, root mean squared error, and a correlation coefficient; the expressions for these statistics can be found in Wilks (2006).

For the categorical statistics, simple contingency tables were generated by assuming dichotomous verification of the occurrence of an event using a rain gauge; specifically, the event occurs or does not occur, as shown in Table 1 (Ebert et al., 2007). The parameters calculated with the contingency table are as follows: accuracy, frequency bias score, probability of detection (POD), false alarm ratio (FAR), and equitable threat score (ETS, Gilbert skill score). The probability of detection provides the fraction of rain occurrences that were correctly detected (a perfect score is 1), whereas the false alarm ratio (FAR) measures the fraction of rain detections that were actually false alarms (a perfect score is 0). The equitable threat score (ETS) provides a fraction of the observed and/or detected rain that was correctly estimated after adjusting for the number of hits that could be expected purely due to random chance (a perfect score is 1). The ETS is commonly used as an overall skill measure, in which the POD and FAR provide complementary information on biases, misses, and false alarms. The equations to calculate the aforementioned indexes and complementary explanations can be found on the International Precipitation Working Group web page (IPWG, http://www.isac.cnr.it/~ipwg/validation.html). Similar analysis was performed for Southern South America (Salio et al., 2014).

2.1. Bolivian rain-gauge network

Daily rain gauge data used in our investigations were obtained from the Bolivian Weather Service (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología; SENAMHI in Spanish). The SENAMHI maintains a dataset of more than 300 surface stations (see Fig. 1), 36 of which report regularly to the Global Telecommunications System (GTS). For this study, the number of stations that cover the period of 01 Jan 1999–31 Dec 2009 was reduced to 205. No additional quality checks were performed on these data. The observations were interpreted as 24-h accumulated rainfall at 8 am local time (12Z) on the day of interest.

2.2. Modern-era retrospective analysis for research and applications

MERRA aimed to improve the hydrological cycle in earlier generations of reanalysis. Recently, a new version of MERRA was released (Rienecker et al., 2011) that is based on version 5.2.0 of the Goddard Earth Observing System (GEOS) atmospheric model and data assimilation system Details on the assimilation system are provided in Rienecker et al. (2008). Precipitation assimilation systems include instantaneous rain rate estimates from the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and the TRMM Microwave Imager (TMI); details are provided in Treadon et al. (2002). The current MERRA reanalysis has an improved spatial resolution of 1/2° latitude and 2/3° longitude, and it is available on an hourly timescale from 1979 to the present.

2.3. Climate forecast system reanalysis

NCEP has recently developed a new generation of reanalysis products as part of the Climate Forecast System Reanalysis and Reforecast (CFSR) project (Saha et al., 2010). Compared with the earlier NCEP reanalysis, three major changes were implemented: 1) the data have higher horizontal and vertical resolutions (an atmospheric horizontal spectral resolution of T382 ≈ 38 km and a vertical resolution of 64 sigma-pressure hybrid levels) and a temporal resolution of 6 h; 2) the guess forecast is generated from a coupled atmospheric–ocean–sea ice–land system; and 3) historical satellite radiance measurements are assimilated. The surface model presents four soil layers, and the atmospheric model assimilates the CO_2, aerosols and other trace gas variations from 1979 to the present.

Fig. 1. Geographical location of Bolivia and the characteristic regions used to describe rainfall.

Two datasets are used to generate precipitation fields in CFSR: the pentad Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation (CMAP) and a daily rain-gauge analysis. The precipitation field is generated by blending the two datasets with the CFSR background on 6-hourly global data assimilation of precipitation system. The blending function is latitude dependent, which favors a satellite-based CMAP analysis in the tropics (Xie et al., 2007).

2.4. Version 7 of the TRMM 3B42 algorithm

The seventh research version of the Tropical Rainfall Measuring Mission (hereafter TRMM3B42) relies primarily on passive microwave (PMW) precipitation estimates from the SSM/I, the Special Sensor Microwave Imager and Sounder (SSMIS), the TMI, the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU), the Microwave Humidity Sounder

Fig. 2. Average annual precipitation cycle for the 1999–2009 period for each dataset and basin.

(MHS) and the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E). The PMW data were first calibrated using the combined TMI and TRMM precipitation radar product (PR) and were then used to calibrate geosynchronous IR inputs (Huffman et al., 2007). The TRMM dataset covers a latitude range from 50°S to 50°N from 1998 to the present, and it is available at a 3-hourly temporal resolution in a 0.25-degree grid.

2.5. The combined scheme

The Combined Scheme (CoSch) was developed to include surface observations in satellite precipitation estimations; in this work, stations located along the border of Bolivia were also used. A short summary describing the technique of combining satellite and rain-gauge datasets is presented. Daily data represent a significant difficulty as compared with monthly data: the precipitation variability is larger over short periods than over long periods (monthly): therefore, CoSch calculated two types of bias: an additive bias and a ratio bias. The additive bias is calculated as follows:

$$rr^{+} = rr_{sat} + \left(rr^{i}_{obs} - rr^{i}_{sat}\right) \tag{1}$$

where rr_{sat} represents multi-satellite-based retrieval and rr^{i}_{obs}–rr^{i}_{sat} represents the result of gridding (represented by the bar) the additive bias in the observed rainfall and satellite retrieval (TRMM3B42 in this case) at each station (denoted by the superscript i).

The ratio or multiplicative bias is calculated as follows:

$$rr^{*} = rr_{sat} \times \left(\frac{rr^{i}_{obs}}{rr^{i}_{sat}}\right) \tag{2}$$

where the same conventions as in Eq. (1) were used.

The station-based biases are gridded using an inverse-distance-weighted algorithm (with controls) to fit the multi-satellite estimate resolution. All regions with a distance greater than five grid points from the closest station were masked (the grid size was set to 0.25° to match the satellite estimates). Despite precipitation estimation being height dependent and there are other factors such as slope, and slope orientation that may affect CoSch performance (Dinku et al., 2008), no topographic considerations were made to calculate these two biases.

The bias-corrected rainfall for the remaining terrestrial areas was defined as a weighted average of the additive and multiplicative bias-correction schemes as follows:

$$rrcorr_{i} = \alpha \times rr^{+}_{i} + \beta \times rr^{*}_{i} \tag{3}$$

where $rrcorr_{i}$ is the final result of CoSch. Here, rr^{+} and rr^{*} are defined in Eqs. (1) and (2) (the subscript i denotes a particular grid point), and α and β are weighting factors. These weighting factors represent the number of times a particular scheme is selected in a 3° × 3° box centered in the grid, in which i is divided by the total grid points in that particular box. $\alpha + \beta = 1$ for every non-masked grid point. This approach accounts for large-scale variations (the scheme works better over a larger area than a single grid point) and produces spatially continuous rainfall fields.

Fig. 3. Spatial rainfall distribution for DJF 1999–2009 in mm/day.

3. Results and discussion

3.1. Bolivia climatology

This section describes the precipitation climatology over Bolivia as obtained from the rain-gauge network and four datasets. The average daily precipitation rate corresponding to each month was calculated over 1999–2009 to describe the annual mean cycle. Next, the spatial distribution of the precipitation based on each product was presented and compared. Finally, the probability density functions were calculated for six precipitation classes: 0–1 mm/day, 1–3 mm/day, 3–10 mm/day, 10–20 mm/day, 20–50 mm/day, and >50 mm/day. Two types of probability density functions are presented: first, a population-based function that simply counts the number of occurrences for each class; and second, a volumetric analysis to calculate the total amount of precipitation in each class.

The annual precipitation cycle is monomodal, with a rainy season occurring in December–February and a dry season occurring in June–August (Fig. 2). There is a clear contrast between the La Plata and Altiplano basins as compared with the Amazon basin, during dry season rainfall is very scarce. During the onset months (September–November), a rapid monthly accumulation can also be observed over La Plata and Amazon basins.

CFSR and MERRA overestimated the precipitation over the Altiplano and La Plata basins each month. Over the Amazon basin, CFSR overestimated the precipitation during the rainy season, whereas MERRA better represented the annual cycle of precipitation. TRMM3B42 and CoSch performed well for all three basins, although TRMM3B42 exhibited a wet bias over the Altiplano basin during the dry season.

The Altiplano basin receives little precipitation throughout the year, as shown by TRMM3B42 and CoSch. However, while CFSR and MERRA represented the annual cycle qualitatively well, MERRA overestimated the precipitation every month, and CFSR overestimated the precipitation during the rainy season. The steep orographic gradients make this region complex for both reanalysis datasets.

Over the La Plata basin, all four precipitation estimates followed an annual cycle. CFSR and MERRA exhibited a wet bias in all months, and the overestimation was exacerbated during the onset months (September–November); however, TRMM3B42 and CoSch closely followed the rain gauges.

The Amazon basin was probably the best-represented region. CFSR had a tendency to overestimate precipitation during the rainy season months; however, all four estimates converged to similar values during the dry season.

The average daily precipitation was calculated for the rainy and dry seasons (Figs. 3 and 4, respectively) to study the spatially distributed precipitation described in MERRA, CFSR, TRMM3B42 and CoSch. In general, the geomorphological characteristics establish the spatial characteristics of precipitation: the lowlands on the eastern side of the Andes receive more precipitation than the highlands. The presence of the Andes generates orographic ascent on the eastern-facing slopes; on the western side, the moisture is prevented from reaching the Altiplano. Thus, a large contrast exists between the regions (Vuille and Keimig, 2004; Roche et al., 1990). Orographic precipitation is present over the eastern Cordillera (Cordillera Real, close to the Amazon) due to the moisture transport from the low-level jet (Vera et al., 2006). The northwest–southeast orientation of the Andes changes abruptly from the north–south orientation at 64°W–17°S; this feature modifies the moisture distribution: moisture is channeled to southeastern South America;

Fig. 4. Spatial rainfall distribution for JJA 1999–2009 in mm/day.

however, this phenomenon generates a "moisture supply shadow" that blocks the moisture influx and produces a very arid region called the Chaco, which is located along the border of Bolivia and Paraguay (see Fig. 1). Chaco region together with southern Altiplano constitute the driest regions over Bolivia.

In general, all four products correctly depicted broadly the spatial distribution of precipitation a very wet rainy season and a very dry season (Fig. 3). Precipitation along the northeastern-facing slopes of the Andes is greater than that over the rest of Bolivia. Two dry regions are evident: the Altiplano and Chaco regions. However, some differences

Fig. 5. Probability density function by population for DJF.

arise when comparing each product. During the rainy season (Fig. 3), MERRA broadly represented the difference between the wet north–northeastern (Amazon) and the dry southeastern (Chaco) regions; furthermore, the highest amounts of precipitation occurred on the Andes' eastern-facing slopes and near Titicaca Lake. Over the Altiplano, a north–south precipitation gradient occurred. However, the difference between the Altiplano and Amazon precipitations was not well represented; furthermore, the spatial extent of dryness near the Chaco region was exaggerated. The east–west gradient over the Altiplano is only represented over the southern Altiplano. A possible cause of these inaccuracies is that MERRA's precipitation estimates do not benefit from the assimilation of surface rain-gauge data; instead, the onset, intensity,

Fig. 6. Probability density function by population for JJA. The vertical scale is logarithmic.

and cessation of any rainfall event is mainly controlled by the model parameterizations (Rienecker et al., 2011; Reichle et al., 2011).

The general pattern depicted by CFSR was representative of the actual conditions. The Amazon region received more precipitation than the Altiplano and Chaco regions. CFSR had a tendency to overestimate precipitation over the Andes' eastern-facing slopes. Moreover, a double precipitation maximum is depicted between 16°S–18°S and 64°W–66°W. Over the Altiplano, CFSR exhibited a diverse precipitation pattern with no clear east–west or north–south gradient. Similar amounts of precipitation occurred in the southwestern Altiplano and eastern Amazonia. Over the southern rim of the Andes, CFSR also depicted increased precipitation; similar results have already been found (Silva et al., 2011). The

Fig. 7. Probability density function by volume for DJF.

double maximum and the overestimation might be related to the fact that CFSR relies upon surface observations and model-derived analyses that depend on satellite measurements. Over this particular region, there are few surface stations; therefore, the overestimation might be related to the satellite algorithm for estimating precipitation and to the CFSR's model parameterizations. This double maximum deserves further research.

The spatial patterns depicted by TRMM3B42 and CoSch resemble the known precipitation regime in the rainy season. The regions over the eastern lowlands received more precipitation than the highlands. Over the highlands, a north–south precipitation gradient occurred. Additionally, the Cordillera Real received more precipitation than the western Cordillera, i.e., an east–west precipitation gradient was present. The

Fig. 8. Probability density function by volume for JJA. The vertical scale is logarithmic.

Table 2
Categorical statistics DJF.

	Altiplano basin				La Plata basin				Amazon basin			
	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch
Accuracy	0.36	0.41	0.41	**0.42**	0.35	0.42	**0.49**	0.47	0.40	0.47	**0.53**	0.52
Bias frequency	2.82	2.65	**2.62**	2.65	2.90	2.61	**2.23**	2.52	2.49	2.21	**1.91**	2.19
POD	**1.00**	0.98	0.97	**1.00**	**1.00**	0.96	0.87	0.99	**1.00**	0.95	0.87	0.99
FAR	0.65	0.63	0.63	**0.62**	0.66	0.63	**0.61**	**0.61**	0.60	0.57	**0.54**	0.55
ETS	0.0018	0.0281	0.0300	**0.0388**	0.0007	0.0378	0.0676	**0.0727**	0.0004	0.0432	0.0837	**0.0878**

The bold values are the maximum/minimum corresponding to each statistical category when comparing the four datasets for each basin.

Chaco region received little precipitation. The maximum precipitation occurred in the Chapare region, which is located at 65.5°W–17.5°W (Roche et al., 1990).

Although CoSch broadly depicted the same features as TRMM3B42, differences were apparent over the Altiplano region: the northeast–southwest precipitation gradient was displaced to the southeast, i.e., the western-facing rim of the Cordillera Real received more precipitation than estimated by TRMM3B42. Similarly, over the southern Altiplano, CoSch indicated more precipitation than TRMM3B42. TRMM3B42 might be affected by warm rain processes, on the eastern facing slopes some of the systems can generate precipitating systems that may not be detected (Dinku et al., 2008). The precipitation maximum over the Chapare region was intensified and more clearly depicted, and the presence of three stations allowed us to confirm that the values are real and not artifacts of the algorithm; however, the spatial extent of the maximum is exaggerated probably due to the interpolation process, i.e., it renders homogeneity in the surface observation data over a relatively large region without accounting for the topography.

During the dry season (Fig. 4), MERRA exhibited a generally dry spatial pattern, with the exception of the northern Andes near Titicaca Lake. When comparing the results of the other three products, the largest precipitation rate was found for MERRA over this particular region. CFSR overestimated the precipitation along the Andes, but the Altiplano as a whole is dry (with the exception of the region near Titicaca Lake), and the Amazon and La Plata basins receive little precipitation.

TRMM3B42 and CoSch depicted Bolivia as two regions: the northeastern region and the southwestern region. The northeastern region received relatively more precipitation than the southwestern region. Over the northeastern region, the presence of a northeast–southwest precipitation gradient was exhibited; and a maximum occurred over the Chapare region.

Although differences exist among these products, the absolute differences are small due to the low precipitation amount in the dry season.

3.1.1. Probability density functions

Two types of probability density functions were calculated for the rainy and dry seasons for each basin (the Altiplano, La Plata, and Amazon basins) by constructing six precipitation classes (see Figs. 5 and 6). The first analysis was based on the population function, the second analysis was based on the cumulative rainfall for each class (Li et al., 2013).

When calculating the probability density function based on the population (see Fig. 5), the population was dominated by small systems (0–1 mm/day) in the rainy season (DJF). Nevertheless, in general, all four estimates follow the rain gauge behavior; all of the datasets underestimated the number of these systems (which will have little impact when calculating the amount of rainfall from these systems). CFSR and MERRA tended to overestimate the number of systems corresponding to 1–3, 3–10, and 10–20 mm/day; over the Altiplano, the previously discussed overestimation included the 20–50 mm/day class. TRMM3B42 and CoSch overestimated the 1–3 and 3–10 mm/day classes; however, they closely represented the 10–20 and 20–50 mm/day classes, which accounted for significant amounts of rainfall which was also found over Poyang Lake (Li et al., 2013).

Over the La Plata and Amazon basins, the behavior was very similar: the 0–1 mm/day class was underestimated by all estimates, while the 1–3, 3–10, and 10–20 mm/day classes were overestimated by all products. The 20–50 mm/day class was well represented by all of the datasets. This particular class contributed significantly to the precipitation, as seen in Fig. 7.

During the dry season (JJA, see Fig. 6), due to a lack of moisture and limited convective energy, the number and intensity of the systems was drastically reduced. The population was completely dominated by the 0–1 mm/day class in all three of the basins; this was the only class that was underestimated by all of the products in all three of the basins. Similar to DJF, over the La Plata and Amazon basins, all of the products overestimated the 1–3, 3–10, and 10–20 mm/day classes. Furthermore, for both basins, the 20–50 mm/day class was well represented by all of the datasets.

When calculating the amount of rainfall in each class, the results changed (see Figs. 7 and 8). During the rainy season, the 3–10, 10–20, and 20–50 mm/day classes contributed significantly to the total rainfall. The Amazon and La Plata basins received large amounts of rainfall in the 10–20, 20–50, and >50 mm/day classes, whereas in the Altiplano, the major contributors were systems corresponding to 3–10, 10–20, and 20–50 mm/day classes. The impact of the >50 mm/day class was different between the Altiplano and the La Plata and Amazon basins. Over the La Plata and Amazon basins, the contribution of this class was significant; in the Altiplano, this class played a limited role, and its contribution was even smaller than that of the 1–3 mm/day class. All of the datasets overestimated the 3–10 and 10–20 mm/day classes.

Table 3
Categorical statistics JJA.

	Altiplano basin				La Plata basin				Amazon basin			
	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch
Accuracy	0.22	0.40	**0.18**	**0.18**	0.30	**0.64**	**0.64**	0.63	0.34	0.63	**0.59**	0.58
Bias frequency	11.21	**8.69**	11.65	11.66	11.63	**5.84**	5.89	6.65	24.49	**13.78**	15.12	16.14
POD	0.99	0.94	0.99	**1.00**	0.95	0.70	0.71	**0.97**	0.88	0.75	0.61	**0.94**
FAR	0.91	**0.89**	0.92	0.91	0.92	0.88	0.88	**0.85**	0.96	0.95	0.96	**0.94**
ETS	0.0127	**0.0335**	0.0091	0.0101	0.0173	0.0548	0.0568	**0.0860**	0.0084	0.0272	0.0124	**0.0312**

The bold values are the maximum/minimum corresponding to each statistical category when comparing the four datasets for each basin.

Fig. 9. Taylor diagram for rainy season (DJF) for the three basins.

Additionally, the 20–50 mm/day class in the Amazon and La Plata basins was underestimated by MERRA and CFSR. Over the Altiplano, both datasets overestimated the precipitation. Similar results were found for TRMM3B42 in the Poyang Lake basin (Li et al., 2013).

In the dry season (JJA, see Fig. 8), each basin behaved differently. Although all of the products overestimated the rainfall for each class over the Altiplano, MERRA exhibited the largest overestimation. CFSR, TRMM3B42, and CoSch behaved reasonably well regarding the 3–10, 10–20, and 20–50 mm/day classes, which were coincidently the classes that contributed the most to the total rainfall.

Over the La Plata basin, MERRA and CFSR overestimated the 0–1 mm/day to 10–20 mm/day classes, and it underestimated the

Fig. 10. Taylor diagram for dry season (JJA) for the three basins.

Table 4
Quantitative analysis DJF.

	Altiplano basin					La Plata basin					Amazon basin				
	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch
Average	2.94	8.10	7.13	2.79	3.25	4.76	5.74	6.42	4.25	4.55	5.90	5.45	6.50	5.46	5.85
Stdev	6.03	7.32	8.62	4.09	4.76	11.49	7.69	10.14	9.27	7.55	13.73	6.96	10.09	10.22	9.55
Bias		−5.16	−4.19	**0.15**	−0.31		−0.99	−1.66	0.51	**0.21**		0.45	−0.60	0.44	**0.05**
RMSE		5.73	5.04	**1.97**	2.30		4.06	4.54	**3.00**	3.22		3.85	4.60	**3.86**	4.14

The bold values are the maximum/minimum corresponding to each statistical category when comparing the four datasets for each basin.

20–50 mm/day class. Heavy rainfall in the >50 mm/day systems was completely missed by CFSR and MERRA. TRMM3B42 and CoSch performed reasonably well in all of the precipitation classes, with the exception of the 0–1 mm/day class, which both datasets overestimated.

The precipitation behavior of the Amazon basin was mixed. The major contributors to the total rainfall were the 3–10 mm/day to >50 mm/day classes. MERRA and CFSR overestimated the 0–1 mm/day to 3–10 mm/day classes and underestimated the 10–20 mm/day to >50 mm/day classes. In fact, MERRA completely missed heavy rainfall systems, which contributed a non-negligible amount to the total rainfall. Although TRMM3B42 and CoSch performed relatively well compared with MERRA and CFSR, both underestimated the precipitation in the 20–50 mm/day and >50 mm/day classes.

In summary, it appears that the overestimation and underestimation are related to the same precipitation classes that represent much of the rain over the three basins, which include the 3–10, 10–20, and 20–50 mm/day classes.

During DJF over the La Plata and Amazon basins, MERRA and CFSR overestimated the 3–10 and 10–20 mm/day classes regarding both the population and volume (over the Altiplano basin, the CFSR overestimation included the 20–50 mm/day class). However, MERRA and CFSR underestimated the heavy rainfall class (>50 mm/day) regarding both the population and volume. TRMM3B42 and CoSch compensated for the total rainfall by slightly overestimating the 0–1 mm/day class and underestimating the 3–10 mm/day class.

During JJA, the behavior was similar, i.e., the systems that bring the largest amount of rain are key to understanding the datasets' overestimations/underestimations, such as those in the Altiplano basin. The MERRA overestimation (cf. Fig. 2 and Figs. 6 and 8) and CFSR underestimation might be related to errors in the 20–50 mm/day class. Very little precipitation occurs in the austral winter; thus, heavy precipitation systems are scarce; however, these systems cause significant amounts of rainfall that MERRA was not able to capture (see Figs. 6 and 8). MERRA's overestimation might be partially explained by its assimilation system, which presents difficulties related to tropical continental precipitation because of the reduced number of ground observations. The retrievals over land can also be complicated by cloudy conditions, and land–atmosphere interactions are challenging to parameterize (Bosilovich et al., 2008).

3.2. Statistical analysis

Two types of statistical analyses were performed. First, a categorical analysis that included calculations of accuracy, bias frequency, probability of detection (POD), false alarm ratio (FAR), and an equitable threat score (ETS) for each basin and season (DJF and JJA) were made. Next, a quantitative analysis was performed by calculating the following parameters: the average (in mm/day), standard deviation (in mm/day), correlation coefficient, and root mean square error (RMSE, in mm/day).

3.2.1. Categorical analysis

During DJF over the three basins, the accuracy values were rather similar for the four products (see Table 2). Basically, the same behavior was depicted for the bias frequency, POD, and FAR indexes. The POD values were very high meaning that all databases were able to detect precipitation, however, the FAR values were also relatively high, which means that the products exhibit the tendency to detect spurious events. Despite that the accuracy values were similar, MERRA scores lowest for the three basins. CoSch systematically scores below TRMM3B42 for La Plata and Amazon basins. Differences arise when looking at the ETS: MERRA scores very low, TRMM3B42 and CFSR score similarly, and CoSch scores slightly above the other three.

During the dry season (JJA, see Table 3), despite the similarities in the accuracy, bias frequency, POD, and FAR values, a separate analysis was conducted. For the Altiplano basin, it can be noted that the CFSR accuracy outperformed the other three products; furthermore, the dataset had the lowest bias frequency. Although the POD and FAR values were rather similar, the ETS presented a difference, and CRSR outperformed the other products. For the La Plata and Amazon basins, the behavior was similar, particularly for the POD and FAR values. However, MERRA scored low on accuracy and scored very high on bias frequency. Notably, CoSch's accuracy values were lower than those for TRMM3B42 and CFSR. Moreover, CoSch's bias frequency score was larger than that for TRMM3B42 and CFSR. In contrast to all of the aforementioned values, CoSch and CFSR presented the highest ETS values, with the exception of the Altiplano, where MERRA and CFSR scored the highest.

3.2.2. Quantitative analysis

A quantitative analysis was performed by calculating the average, bias, standard deviation, correlation coefficient, and RMSE parameters. Taylor diagrams were plotted (Taylor, 2001) for each season to compare the correlation coefficients and the standard deviations (see Figs. 9 and 10). For the other parameters, a table for each season was prepared (see Tables 4 and 5). Each table lists the average, standard deviation, bias, and RMSE values. Caution should be exercised when analyzing the bias because the values can be positive or negative; when the total sum is calculated, the negative and positive biases could cancel out. To

Table 5
Quantitative analysis JJA.

	Altiplano basin					La Plata basin					Amazon basin				
	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch	OBS	MERRA	CFSR	TRMM 3B42	CoSch
Average	0.20	1.20	0.45	0.33	0.25	0.17	0.42	0.38	0.15	0.16	0.68	0.55	0.57	0.66	0.65
Stdev	1.24	2.24	1.30	0.93	0.94	1.93	1.65	1.34	1.37	1.45	4.46	1.82	2.07	3.16	2.98
Bias		−1.01	−0.25	−0.13	**−0.05**		−0.25	−0.21	0.02	**0.00**		0.13	0.11	**0.02**	**0.02**
RMSE		0.85	0.32	0.23	**0.17**		0.29	0.27	**0.10**	0.12		**0.39**	0.41	0.47	0.46

The bold values are the maximum/minimum corresponding to each statistical category when comparing the four datasets for each basin.

consider the differences, the RMSE must be calculated and both parameters should be analyzed together.

3.2.2.1. Taylor diagram analyses. Two Taylor diagram sets were generated. Fig. 9 corresponds to the austral summer, and Fig. 10 corresponds to the austral winter. For the rainy season (DJF, Fig. 9), the correlation values from MERRA, CFSR, and TRMM3B42 scored low, as also found by Li et al. (2013). However, the correlation coefficients for CoSch were the highest for each basin ($r > 0.6$). The highest value was found in the Altiplano ($r = 0.81$), and the lowest value was found in the La Plata basin ($r = 0.62$). In the dry season (JJA, Fig. 10), the correlation values for MERRA, CFSR, and TRMM3B42 scored low. However, CoSch's correlation coefficients were the highest for each basin. Similarly to the rainy season, CoSch's correlation coefficients were rather high ($r > 0.6$); the highest value was found for the Altiplano ($r = 0.83$), and the lowest value was found for the La Plata basin ($r = 0.67$).

The average, bias, and RMSE values were analyzed. CFSR and MERRA depicted a wet bias over the Altiplano and La Plata basins in both seasons (see Tables 4 and 5). However, the bias values for TRMM3B42 and CoSch scored low. Overall, the RMSE values were larger during DJF than during JJA, probably due to the large and variable amounts of precipitation that fall during the austral summer in the three basins. Over the Altiplano and La Plata basins, the RMSE exhibited a similar behavior: MERRA and CRSR presented the largest values and TRMM and CoSch presented the smallest values in both seasons. In contrast, the RMSE values over the Amazon basin were rather similar. The Altiplano basin presents a major challenge for CFSR and MERRA reanalysis data.

4. Conclusions

A precipitation comparison of two reanalysis datasets (the CFSR and MERRA), a satellite estimation algorithm (TRMM3B42), and a combined product (TRMM3B42 + observations) was performed for the rainy and dry seasons during 1999–2009 over three major basins in Bolivia: the Altiplano, La Plata, and the Amazon.

All of the datasets were able to depict the annual precipitation cycles. CFSR and MERRA overestimated the precipitation, particularly over the Altiplano basin. All of the datasets depicted broadly similar spatial distributions; i.e., the Altiplano and the Andes received less precipitation compared with the Amazon region, and the Chaco region had the lowest amount of precipitation. However, differences were also apparent. MERRA broadly represented the difference in the rainfall amounts between the Bolivian Amazon basin and the Altiplano, while it overestimated the precipitation over the Andes' northeastern-facing slopes. CFSR overestimated the precipitation over the Andes' northeastern-facing slopes during DJF, where a double precipitation maximum occurred (16°S to 18°S) (Silva et al., 2011; Eichler and Londoño, 2013); this finding deserves further research.

TRMM3B42 underestimated the precipitation in two regions: the western-facing rim of the Cordillera Real and the southern Altiplano. Furthermore, CoSch exaggerated the spatial extent of the precipitation maximum over the Chapare because of the interpolation process (Vila et al., 2009). At the same time, TRMM3B42 and CoSch exhibit underestimated heavy rainfall (>50 mm/day) on both rainy and dry seasons. These results are in reasonable agreement with studies conducted in the region but for a different period (Andrade, 2014).

The precipitation classes that contributed the most to the total rainfall were a key to understanding each dataset's overestimations/underestimations, as also shown by Li et al. (2013). The 3–10 and 10–20 mm/day classes partially explained the MERRA overestimations in the Altiplano basin and underestimations in the Amazon basin. The same precipitation rates explained CFSR's overestimation in all three of the basins.

When comparing the bias, RMSE, and correlation coefficients, CoSch outperformed CFSR, MERRA, and TRMM3B42. Despite the generally low ETS score, it was possible to distinguish between all four products: CoSch outperformed all of the other products, followed by TRMM3B42, CFSR, and MERRA.

Overall, the outcome of combining TRMM3B42 with the surface observations is positive, and the spatial and statistical satellite representations were improved. Thus, we are confident that the gridded dataset can be used for future applications. To improve the knowledge of the biases and errors in the different products, the topographic dependence, such the height, slope, and slope orientation, must be explored in relation to the wind direction and daily rainfall.

Acknowledgments

The first author would like to thank Jesus Christ "In whom are hid all the treasures of wisdom and knowledge" (Colossians 2:3, KJV); also, wishes to acknowledge the Grupo de Desenvolvimento e Assimilação de Dados at Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos for their support and collaboration in working with the surface stations. The authors are grateful to the three anonymous reviewers and the editor who helped in improving the quality of the original manuscript. This work was carried out with the aid of a grant from the Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) CRN3035 which is supported by the US National Science Foundation (Grant GEO-1128040). We also acknowledge the support of the funding agencies from Brazil (CAPES, CNPq, and CAPES/PROEX-1613-2013) who made this research possible. Free Software packages like Ubuntu, CDO, GrADS, LibreOffice, and Gimp have been used for data analysis and graphics.

References

Andrade, M., 2014. Generación de datos meteorológicos de alta resolución para Bolivia in La economía del cambio climático en Bolivia. Inter-American Development Brank Climate Change and Sustainability Division, Series IDB-MG-200.

Arkin, P.A., Meisner, B.N., 1987. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982–84. Mon. Weather Rev. 115, 51–74.

Behrangi, A., Khakbaz, B., Jaw, T.C., AghaKouchak, A., Hsu, K., Sorooshian, S., 2011. Hydrologic evaluation of satellite precipitation products over a mid-size basin. J. Hydrol. 397, 225–237. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.11.043.

Bosilovich, M.G., Chen, J., Robertson, F.R., Adler, R.F., 2008. Evaluation of global precipitation in reanalyses. J. Appl. Meteorol. Climatol. 47, 2279–2299. http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1921.1.

Carvalho, L.M.V., Jones, C., Posadas, A.N.D., Quiroz, R., Bookhagen, B.M.V., Liebmann, B., 2012. Precipitation characteristics of the South American Monsoon System derived from multiple data sets. J. Clim. 25, 4600–4620. http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00335.1.

Clarke, R.T., Buarque, D.C., de Paiva, R.C.D., Collischonn, W., 2011. Issues of spatial correlation arising from the use of TRMM rainfall estimates in the Brazilian Amazon. Water Resour. Res. 47, W05539. http://dx.doi.org/10.1029/2010WR010334.

De Gonçalves, L.G.G., Shuttleworth, W.J., Nijssen, B., Burke, E.J., Marengo, J.A., Chou, S.C., Houser, P.R., Toll, D.L., 2006. Evaluation of model-derived and remotely sensed precipitation products for continental South America. J. Geophys. Res. 111. http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006276 (http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006276).

Dinku, T., Chidzambwa, S., Ceccato, P., Connor, S.J., Ropelewski, C.F., 2008. Validation of high-resolution satellite rainfall products over complex terrain. Int. J. Remote Sens. 29, 4097–4110. http://dx.doi.org/10.1080/01431160701772526.

Dinku, T., Connor, S.J., Ceccato, P., 2010. Comparison of CMORPH and TRMM-3B42 over mountainous regions of Africa and South America. In: Gebremichael, M., Hossain, F. (Eds.), Satel. Rainfall Appl. Surf. Hydrol. Springer, Verlag, pp. 193–204.

Ebert, E.E., Janowiak, J.E., Kidd, C., 2007. Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. Bull. Am. Meteorol. Soc. 88, 47–64. http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-88-1-47.

Eichler, T.P., Londoño, A.C., 2013. South American climatology and impacts of El Niño in NCEP's CFSR data. Adv. Meteorol. 2013, 1–15.

Heidinger, H., Yarlequé, C.bi., Posadas, A.N.D., Quiroz, R., 2012. TRMM rainfall correction over the Andean plateau using wavelet multi-resolution analysis. Int. J. Remote Sens. 33, 4583–4602. http://dx.doi.org/10.1080/01431161.2011.652315 (http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431161.2011.652315).

Herdies, D.L., da Silva, A., Silva Dias, M.A.F., Nieto-Ferreira, R., 2002. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. J. Geophys. Res. 107, 1–10. http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000997.

Hou, A.Y., et al., 2013. The Global Precipitation Measurement (GPM) mission. Bull. Am. Meteorol. Soc. http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1 (130909112500001).

Huffman, G.J., Adler, R.F., Rudolf, B., Schneider, U., Keehn, P.R., 1995. Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information. J. Clim. 8, 1284–1295.

Huffman, G.J., Adler, R.F., Rudolf, B., Schneider, U., Keehn, P.R., 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. J. Hydrometeorol. 8, 38–55. http://dx.doi.org/10.1175/JHM560.1.

Johnson, R.H., Ciesielski, P.E., L'Ecuyer, T.S., Newman, A.J., 2010. Diurnal cycle of convection during the 2004 North American Monsoon Experiment. J. Clim. 23, 1060–1078. http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI3275.1.

Kummerow, C.D., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., Simpson, J., 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. J. Atmos. Ocean. Technol. 15, 809–817.

Lenters, J.D., Cook, K.H., 1997. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. J. Atmos. Sci. 54, 656–678. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0656:OTOOTB>2.0.CO;2.

Lenters, J.D., Cook, K.H., 1999. Summertime precipitation variability over South America: role of the large-scale circulation. Mon. Weather Rev. 127, 409–431.

Li, X., Zhang, Q., Xu, C.-Y., 2013. Assessing the performance of satellite-based precipitation products and its dependence on topography over Poyang lake basin. Theor. Appl. Climatol. http://dx.doi.org/10.1007/s00704-013-0917-x.

Liu, Z., Ostrenga, D., Teng, W., Kempler, S., 2012. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation data and services for research and applications. Bull. Am. Meteorol. Soc. 93.

Nespor, V., Sevruk, B., 1999. Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation. J. Atmos. Ocean. Technol. 16, 450–464.

Nogués-Paegle, J., Mo, K.C., 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. Mon. Weather Rev. 125, 279–291. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<0279:AWADCO>2.0.CO;2.

Ouma, Y.O., Owiti, T., Kipkorir, E., Kibiiy, J., Tateishi, R., 2012. Multitemporal comparative analysis of TRMM-3B42 satellite-estimated rainfall with surface gauge data at basin scales: daily, decadal and monthly evaluations. Int. J. Remote Sens. 33, 7662–7684.

Porcù, F., Milani, L., Petracca, M., 2014. On the uncertainties in validating satellite instantaneous rainfall estimates with raingauge operational network. Atmos. Res. 144, 73–81. http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.12.007.

Quadro, M.F.L. de, da S. Dias, M.A.F., de Gonçalves, L.G.G., 2007. Avaliação do transporte de umidade e precipitação associada à ZCAS no verão do HS através da nova geração de reanálises. In: São Paulo, S.P. (Ed.), Proc. XV CBMET, S.B. Meteorol. CBMET.

Quadro, M.F.L. de, Herdies, D.L., de Gonçalves, L.G.G., 2012. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. Rev. Bras. Meteorol. 27, 152–162.

Reichle, R.H., Koster, R.D., De Lannoy, G.J.M., Forman, B.A., Liu, Q., Mahanama, S.P.P., Touré, A., 2011. Assessment and enhancement of MERRA land surface hydrology estimates. J. Clim. 24, 6322–6338. http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05033.1.

Rienecker, M.M., et al., 2008. The GEOS-5 Data Assimilation System — Documentation of Versions 5.0.1,5.1.0, and 5.2.0.

Rienecker, M.M., et al., 2011. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. J. Clim. 24, 3624–3648. http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00015.1.

Roche, M.A., Aliaga, A., Campos, J., Peña, J., Cortés, J., Rocha, N., 1990. Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes. In: Lang, H., Musy, A. (Eds.), Hydrology in Mountainous Regions, 1- Hydrological Measurements; the Water Cycle. Lausanne, Switzerland, Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. Vol. 193, pp. 381–388.

Rozante, J.R., Moreira, D.S., de Goncalves, L.G.G., Vila, D.A., 2010. Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. Weather Forecast. 25, 885–894. http://dx.doi.org/10.1175/2010WAF2222325.1.

Saha, S., et al., 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. Bull. Am. Meteorol. Soc. 91, 1015–1057. http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1.

Salio, P., Hobouchian, M.P., Skabar, Y.G., Vila, D., 2014. Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network. Atmos. Res. http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.11.017 (http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809514004219).

Silva, V.B.S., Kousky, V.E., Higgins, R.W., 2011. Daily precipitation statistics for South America: an intercomparison between NCEP reanalyses and observations. J. Hydrometeorol. 12, 101–117. http://dx.doi.org/10.1175/2010JHM1303.1.

Smith, E.A., et al., 2004. International Global Precipitation Measurement (GPM) Program and Mission: An Overview. Meas. Precip. From Sp. EURAINSAT Futur.

Spencer, R.W., GoodMan, H.M., Hood, R.E., 1989. Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal. J. Atmos. Ocean. Technol. 6, 254–273.

Tapiador, F.J., et al., 2012. Global Precipitation Measurement: methods, datasets and applications. Atmos. Res. 104–105, 70–97. http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.10.021.

Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. J. Geophys. Res. 106, 7183–7192. http://dx.doi.org/10.1029/2000JD900719.

Tian, Y., Peters-Lidard, C.D., 2010. A global map of uncertainties in satellite-based precipitation measurements. Geophys. Res. Lett. 37. http://dx.doi.org/10.1029/2010GL046008 L24407.

Treadon, R., Pan, H.-L., Wu, W.-S., Lin, Y., Olson, W.S., Kuligowski, R.J., 2002. Global and regional moisture analyses at NCEP. ECMWF/GEWEX Workshop on Humidity Analysis vol. 27 pp. 33–47.

Vila, D.A., de Gonçalves, L.G.G., Toll, D.L., Rozante, J.R., 2009. Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental South America. J. Hydrometeorol. 10, 533–543. http://dx.doi.org/10.1175/2008JHM1048.1.

Vera, C., Baez, J., Douglas, M., Emmanuel, C.B., Marengo, J., Meitin, J., Nicolini, M., Nogues-Paegle, J., Paegle, J., Penalba, O., Salio, P., Saulo, C., Silva Dias, M.A., Silva Dias, P., Zipser, E., 2006. The South American Low-Level Jet Experiment. Bull. Am. Meteorol. Soc. 87, 63–77. http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-87-1-63 http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-87-1-63.

Vuille, M.R., Keimig, F.R., 2004. Interannual Variability of Summertime Convective Cloudiness and Precipitation in the Central Andes Derived from ISCCP-B3 Data. J. Clim. 17, 3334–3348. http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3334:IVOSCC>2.0.CO;2.

Ward, E., Buytaert, W., Peaver, L., Wheater, H., 2011. Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: a water resources perspective. Adv. Water Resour. 34, 1222–1231. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.05.007.

Wilks, D.S., 2006. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Elsevier (Second., p. 627).

Xie, P., Yatagai, A., Chen, M., Hayasaka, T., Fukushima, Y., Liu, C., Yang, S., 2007. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. J. Hydrometeorol. 8.

Yang, Y., Luo, Y., 2014. Evaluating the performance of remote sensing precipitation products CMORPH, PERSIANN, and TMPA, in the arid region of northwest China. Theor. Appl. Climatol. 1–17. http://dx.doi.org/10.1007/s00704-013-1072-0.

Zhao, C., Wang, J., Yao, S., Zhou, Z., 2012. A method for combined satellite and rain gauge of precipitation over Qinghai. 2nd International Conference on Remote Sensing, Environment and Transportation Engineering (RSETE), pp. 1–4.