



ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>



Identificação de Regiões Homôneas de Precipitação e Projeções Climáticas com o RegCM4 no Altiplano Andino

Decker Guzmán Zabalaga¹, Rosmeri Porfírio da Rocha¹, Marta Pereira Llopert² e Michelle Simões Reboita³

¹ Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, R. do Matão 1226, Butantã, CEP 05508-0090, São Paulo, São Paulo; decker.guzman@alumni.usp.br; rosmerir.rocha@iag.usp.br; ² Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (UNESP), Departamento de Física, Bauru, São Paulo, m.llopert@unesp.br; ³ Universidade Federal de Itajubá, Instituto de Recursos Naturais, Av. BPS 1303, Pinheirinho, CEP 37500-903, Itajubá, Minas Gerais, reboita@unifei.edu.br. Autor de contato: reboita@unifei.edu.br

Artigo recebido em 04/06/2022 e aceito em 29/09/2022

RESUMO

O clima das regiões montanhosas é de difícil estudo devido à dificuldade para a instalação e manutenção de estações meteorológicas *in situ* para o registro de dados. O conhecimento do clima dessas áreas é obtido principalmente através de observações de sensoriamento remoto da atmosfera e modelagem numérica. A fim de contribuir para o conhecimento climatológico do altiplano andino do Peru e Bolívia, esse estudo tem como objetivo identificar grupos com ciclo anual de precipitação similar, bem como investigar as mudanças projetadas para o clima do altiplano. Para tanto, é utilizado o modelo climático regional RegCM4 aninhado a três modelos globais (GFDL, MPI e HadGEM2) do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) no cenário futuro RCP8.5. Os grupos homogêneos de precipitação são definidos a partir de observações de estações meteorológicas do projeto DECADE, dados que também são utilizados para validar as simulações no clima presente (1981-2005). A análise de *cluster* identificou no altiplano andino quatro grupos com características próprias do ciclo anual da precipitação. O *ensemble* do RegCM4 simula ciclo anual da chuva com fase similar aos dados observados, mas com superestimativa nas quatro regiões homogêneas. Para o clima futuro (2030-2060), o *ensemble* projeta para esses quatro grupos tendência de um ligeiro aumento da precipitação nos meses de verão (~5%) e diminuição nos meses de inverno, podendo ser superior a 50% no mês de julho, como simulado pelo RegGFDL no grupo 4. Adicionalmente, notam-se diferenças regionais no sinal da tendência anual em função da latitude e do grupo homogêneo. Ambos os fatores mostram que há variabilidade na intensidade do sinal projetado em função do membro do *ensemble* e, também, dependência regional.

Palavras-Chave: precipitação; RegCM4; análise de *cluster*; projeções climáticas; altiplano andino

Identification of Homogeneous Precipitation Regions and Climate Projections with RegCM4 in the Andean Altiplano

ABSTRACT

The climate of mountainous regions is not easy to study due to the difficulty in installing and maintaining *in situ* weather stations to record data. Knowledge of the climate of these areas is mainly obtained through remote sensing of the atmosphere and numerical modeling. In order to contribute to the knowledge of the Andean altiplano of Peru and Bolivia climate, this study aims to identify clusters with a similar annual precipitation cycle, as well as the projected climate changes for the altiplano. For that, it is used the regional climate model RegCM4 nested in three global climate models (GFDL, MPI e HadGEM2) of the *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) under RCP8.5 future scenario. The homogeneous clusters are defined using the precipitation from the meteorological stations of the DECADE project, and these data are also used to validate the simulations in the present climate (1981-2005). Cluster analysis divided the Andean altiplano in four clusters according to the characteristics of the annual cycle of precipitation. RegCM4 ensemble simulates the annual precipitation with a phase similar to the observed one but overestimates it in the four homogeneous clusters. For the future climate (2030-2060), the ensemble projects for these regions a trend of a slight increase in precipitation in summer (~5%) and a decrease in the winter, which may exceed 50% in July, as simulated by RegGFDL in cluster 4. Additionally, regional differences can be observed in the annual trend signal as a function of latitude and homogeneous clusters. Both factors indicate that there is variability in the strength of the signal projected by each member of the ensemble and, also, regional dependence.

Keywords: precipitation; RegCM4; cluster analysis; climate projections; Andean altiplano

Introdução

A Cordilheira dos Andes é o conjunto de montanhas mais extenso latitudinalmente do globo, com cerca de 7.500 km de extensão, localizando-se na América do Sul (AS) (FAO et al., 2014). Portanto, a Cordilheira dos Andes integra a área de vários países sul-americanos, representando 28,6% do território do Peru, 19,8% da Bolívia, 18% da Argentina, 16,6% do Chile, 10,9% da Colômbia, 5,5% do Equador e 0,6% da Venezuela.

A Cordilheira dos Andes, com suas variações topográficas, influencia o clima da AS de forma direta e indireta. No primeiro caso, pode-se citar (a) a atuação como forçante para as circulações de mesoescala (Garreaud et al., 2009; Rosales et al., 2022); (b) contribuição na canalização do jato de baixos níveis a leste dos Andes dos trópicos para os subtropicais (Reboita et al., 2012) e (c) atuação como barreira topográfica ao escoamento de oeste em baixos níveis da atmosfera em seu lado barlavento. De forma indireta a cordilheira atua (a) como forçante na geração de uma onda semi-estacionária em níveis médios da atmosfera que afeta as ciclogêneses entre o sul do Brasil e Uruguai (Reboita et al., 2012); (b) contribui para *stretching* da coluna de ar no lado sotavento, favorecendo a formação de ciclones na costa sul da Argentina (Reboita et al., 2012) e, também, para a ocorrência de baixas termo-orográficas no noroeste da Argentina (Seluchi et al., 2003).

No setor andino do Peru e Bolívia (referido daqui em diante como altiplano), que é o foco do presente estudo, o clima é influenciado diretamente pelas circulações de mesoescala. Além disso, é afetado por circulações de escala sinótica como a incursão de ar frio proveniente de latitudes médias e pelo transporte de umidade da região amazônica em direção aos Andes durante o verão (Insel et al., 2010). No altiplano, a estação chuvosa se inicia após o máximo forçamento radiativo da superfície, que ocorre na transição primavera-verão, e está relacionada com o transporte de umidade proveniente da região amazônica (Aceituno, 1996). Já durante o inverno, a intensificação da penetração de ar seco proveniente do oceano Pacífico no altiplano contribui para um clima seco (Vuille, 1999). Na Bolívia, por exemplo, ~70% do total anual de precipitação é registrado nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro; Garreaud et al., 2003; Arias et al., 2021).

O clima do altiplano pode apresentar variabilidade associada à influência dos modos de variabilidade de baixa frequência da atmosfera. No caso dos eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS),

quando predomina a fase quente (El Niño), há redução de precipitação no altiplano da Bolívia e Peru (Lavado-Casimiro et al., 2014; Sulca et al., 2018). Por outro lado, o norte do Peru experimenta aumento de precipitação durante esses eventos (Coelho et al., 2002; Reboita et al., 2021). Os eventos de seca mais severos no altiplano boliviano, em geral, ocorrem pela associação de eventos El Niño com períodos em que a vegetação já está seca, o que leva a perdas agrícolas (Canedo-Rosso et al., 2021). Já na fase fria do ENOS (La Niña), o altiplano peruano apresenta déficit (aumento) de chuva entre os meses de dezembro a maio (Lavado e Espinosa, 2014), o que causa déficit de precipitação no período chuvoso (dezembro a maio).

A região do altiplano conta com a presença de uma rede de monitoramento com cerca de 50 estações meteorológicas de superfície. Os dados dessas estações já passaram por um controle de qualidade realizado no projeto *Data on climate and Extreme Weather for the Central Andes* (DECADE; Andrade et al., 2018), que incluiu a remoção de dados errôneos e o preenchimento de falhas no período de 1981 a 2010. Esses dados foram utilizados em outros estudos, como para a construção do Atlas Climático do Altiplano (Andrade et al., 2018) e, também, serão utilizados no presente estudo.

Como o altiplano é uma região com topografia complexa, a rede de 50 estações meteorológicas não é densa o suficiente para representar as características do clima local. Por esse motivo, há alguns estudos que utilizam modelos numéricos climáticos em alta resolução. Por exemplo, Bazo (2014) analisou a relação do fenômeno ENOS com a precipitação sobre o Peru em projeções climáticas realizadas com o *Regional Climate Model version 4* (RegCM4) considerando o cenário climático RCP4.5. Na validação das simulações, o RegCM4 representou realisticamente a distribuição espacial das chuvas no Peru durante o período úmido, enquanto no inverno tendeu a superestimar a chuva principalmente na área central e sul dos Andes. Já as projeções para o final do século indicam aumento da precipitação na costa norte e parte da costa central do Peru, enquanto se projeta diminuição da chuva para os meses de verão em grande parte dos Andes. Já ao sul da região do altiplano, no Chile, Bozkurt et al. (2019) avaliaram a performance de duas simulações do modelo RegCM4: uma com 50 e outra com 10 km de resolução horizontal. Os autores mostram melhor

concordância entre os dados observados e as variáveis simuladas com resolução de 10 km, o que resultaria em melhor representação da topografia e, em decorrência, na representação das circulações de vale-montanha. A importância das simulações com alta resolução para áreas com topografia complexa é também ressaltada em Torma et al. (2020) em estudos para a Europa.

Sulca e da Rocha (2021) mostraram que os modelos do *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP5) são deficientes na simulação das principais características da circulação atmosférica e precipitação na América do Sul durante o verão, bem como nos processos associados aos eventos ENOS. Por outro lado, os autores obtiveram uma melhor representação do clima quando usando o modelo RegCM4. Assim, o RegCM4 também foi utilizado para projetar o clima no setor central do Andes, sendo que na projeção forçada com o modelo global GFDL e cenário RCP8.5 indica aumento entre 5 e 15% na precipitação na maior parte dos Andes centrais, enquanto projeta decréscimo de ~10% na parte mais sul dos Andes centrais.

Investigações sobre tendências climáticas no altiplano andino ainda são escassas, motivando os objetivos deste estudo que são: (a) identificar regiões homogêneas com base no ciclo anual de precipitação no altiplano andino utilizando os dados do projeto DECADE; (b) avaliar a performance do RegCM4 forçado por três modelos climáticos globais (GFDL, HadGEM2 e MPI) do *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) em simular o ciclo anual de precipitação nas regiões homogêneas identificadas no clima presente (1981-2005) e projeções futuras (2030-2060) considerando o *cenário Representative Concentration Pathway - RCP8.5*.

Material e Métodos

Área de Estudo e Dados

A Bolívia e o Peru estão localizados na zona tropical da América do Sul, entre a linha do equador e o trópico de Capricórnio (entre as latitudes de 00°01' S e 22°54'1 S) e ambos possuem área integrando o altiplano andino, que corresponde à região de estudo (**Figura 1**).

Neste estudo são utilizados dados de diferentes fontes (**Tabela 1**): (a) precipitação

observada nas estações meteorológicas (**Figura 1b**) do projeto DECADE (Andrade et al., 2014, 2018; Hunziker et al., 2017; Hunziker et al., 2018); (b) análise de precipitação do *Climate Prediction Center* (CPC; Xie et al., 2010), *Climate Research Union* da *East Anglia University* (CRU; Mitchell e Jones, 2005), *Climate Hazard Group InfraRed Precipitation* (CHIRPS; Funk et al., 2015) e (c) componentes zonal e meridional do vento nos níveis de 850 e 200 hPa provenientes da reanálise ERA-Interim do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF; Dee et al., 2011).

Projeções Climáticas

As projeções climáticas analisadas neste estudo foram obtidas no contexto do projeto CREMA (CORDEX RegCM4 hyper-Matrix experiment) liderado por Giorgi et al. (2014). Resumidamente, o CREMA criou um mini-conjunto de projeções climáticas com o RegCM4 (Giorgi et al., 2012), que é um modelo de área limitada que resolve as equações para uma atmosfera incompressível em coordenadas verticais sigma-pressão.

No contexto do CREMA, no domínio da América do Sul (SAM), o RegCM4 foi aninhado em três modelos climáticos globais (MCGs) do CMIP5: HadGEM2-ES (Martin et al., 2011), MPI-ESM-MR (Giorgetta et al., 2013) e GFDL-ESM2M (Dunne et al. 2012). Conforme descrito em Coppola et al. (2014), para o CREMA-SAM o RegCM4 utilizou: (a) 50 km de resolução horizontal, 18 níveis sigma-pressão e domínio seguindo as especificações do CORDEX, isto é, inclui toda a parte continental da AS e parte dos oceanos adjacentes; (b) parametrização CLM3.5 (*Community Land Model* version 3.5; Oleson et al., 2008) para resolver os processos na interface solo-planta-atmosfera; (c) parametrização de convecção cumulus de Emanuel (Emanuel e Zivkovic-Rothman et al., 1999) para a convecção cumulus profunda e esquema na escala da grade descrito em Pal et al. (2000). As projeções foram realizadas para o período de 1970 a 2100, mas neste trabalho serão considerados os períodos 1981-2005 como clima presente e, 2030-2060 como clima futuro.

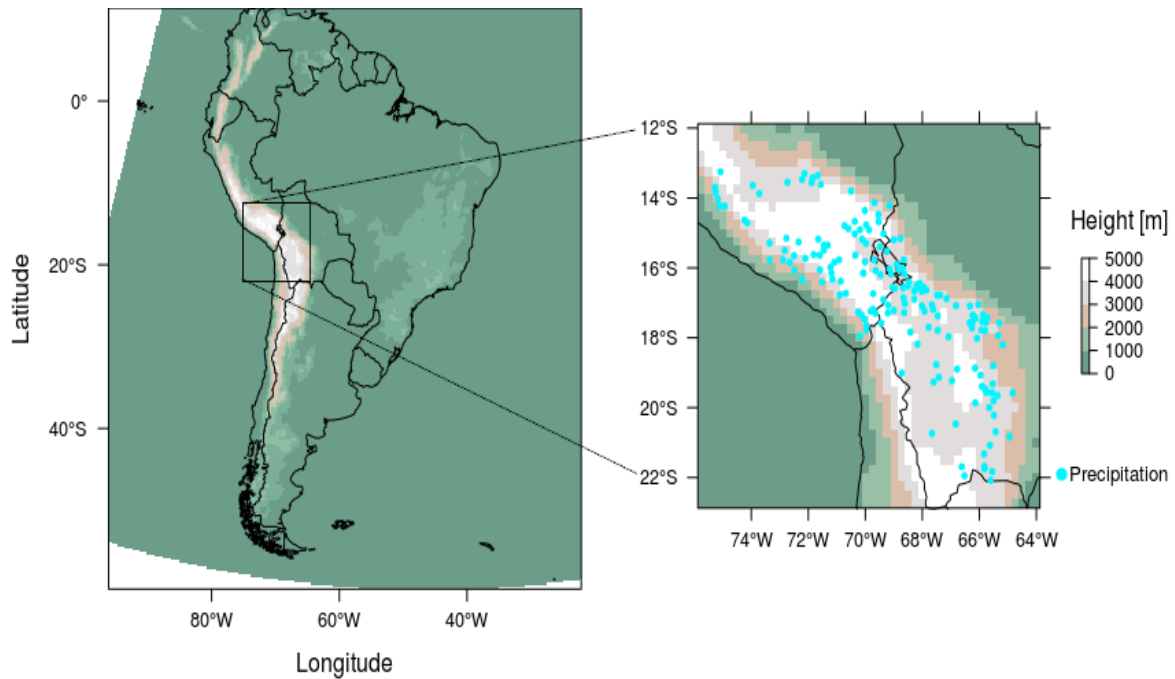


Figura 1 a) Topografia da América do Sul (metros) com identificação do altiplano peruano e boliviano (quadrado). b) Localização das estações meteorológicas (círculos celestes) do projeto DECADE no altiplano (https://www.geography.unibe.ch/research/climatology_group/research_projects/decade/index_eng.html).

Tabela 1 Dados usados no estudo.

<i>Dado</i>	<i>Resolução Horizontal</i>	<i>Descrição</i>	<i>Link para acesso</i>
CPC	0,5°x0,5°	análise de precipitação acumulada diária a partir de observações de pluviômetros.	https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cpc.globalprecip.html
CHIRPS	0,05° x 0,05°	análise que combina observações de satélite e observações de pluviômetros	https://earlywarning.usgs.gov/fews/data/downloads/Global/CHIRPS%202.0
CRU	0,5° x 0,5°	análise de observações mensais de pluviômetros	https://sites.uea.ac.uk/cru/data
DECADE	Dado de estação	observações de estações meteorológicas do SENAMHI da Bolívia e Peru	https://www.geography.unibe.ch/research/climatology_group/research_projects/decade/index_eng.html

Análises Estatísticas

Climatologia do Altiplano Andino

Inicialmente é apresentada uma validação do RegCM4 no clima presente (1981-2005) para o verão (DJF) e inverno (JJA). Para tanto, é calculada a média das três simulações do RegCM4 aninhadas aos MCGs (chamada de *ensemble*). Esse *ensemble* é comparado com a média das análises CRU, CPC e CHIRPS que fornece o *ensemble* observacional de precipitação, enquanto no caso do vento a comparação é realizada apenas com a reanálise

ERA-Interim. Antes de calcular as médias, todos os dados são interpolados para uma grade regular de 0,5° x 0,5° de latitude por longitude, o que permite calcular as diferenças entre simulação e análise (viés).

Outra etapa da validação consiste na comparação das séries temporais simuladas com as das estações pluviométricas através de medidas estatísticas. Para tanto, as séries temporais simuladas são construídas a partir da interpolação dos pontos de grade mais próximos da latitude e longitude de cada uma das estações (**Figura 1**). As

comparações são realizadas para grupos definidos através da análise de *cluster* (descrita a seguir) que é aplicada aos ciclos anuais climatológicos da chuva observada. Em outras palavras, após a obtenção dos grupos com características homogêneas, compara-se o ciclo anual observado e simulado através do diagrama de Taylor.

Análise de Cluster

Ao longo do tempo, foram desenvolvidos diferentes métodos para identificar regiões com características climáticas homogêneas (Adabi et al., 2019). Um desses métodos é a análise de *cluster* que consiste em agrupar as informações buscando atingir a máxima homogeneidade entre os elementos de um determinado grupo e a maior diferença possível entre os diferentes grupos (Wilks, 2006). Essa técnica tem sido empregada em diferentes estudos na América do Sul. Por exemplo, Malfatti et al. (2018) utilizaram a análise de *cluster* para identificação das regiões com características homogêneas na bacia hidrográfica do Rio Paraná. Ferreira e Reboita (2022) mostram os regimes de precipitação na América do Sul através da análise de *cluster*. Já Arizmendi et al. (2022) aplicaram a técnica para estudar os regimes climáticos da América do Sul subtropical.

Há duas metodologias para a construção de *clusters*: o método não-hierárquico e o método hierárquico. No primeiro, o número de grupos deve ser pré-estabelecido; já no método hierárquico, o algoritmo gera vários agrupamentos possíveis, onde um *cluster* pode ser mesclado a outro em determinada fase do algoritmo. Os resultados do método hierárquico podem ser visualizados através de um diagrama de árvore (dendograma), que ilustra as fusões ou divisões feitas em níveis sucessivos (Espinoza et al., 2009).

Neste trabalho, primeiro é aplicado o método hierárquico, para definir o número de agrupamentos, com o procedimento de Ward (ou método de Ward) que avalia a distância entre os *clusters*. Os dados utilizados correspondem ao ciclo anual climatológico da precipitação obtido em cada uma das 50 estações meteorológicas do projeto DECADE. O resultado obtido com a aplicação do método de Ward é o dendograma mostrado na **Figura 2**.

Na análise de *cluster*, um dos maiores desafios é a definição do número ótimo de *clusters* para utilização e o dendograma é usado justamente com esse objetivo. O dendograma é uma estrutura similar a uma árvore com N folhas e altura N-1, na qual as informações são dispostas no eixo horizontal, enquanto que o eixo vertical indica a

distância (similaridade) dos agrupamentos. Esses eixos verticais são conectados por um nó a outros *clusters* e recebem o nome de arcos. De acordo com Metz (2006), o primeiro nível do dendograma corresponde a um *cluster* contendo todos as N informações do conjunto de dados; o segundo nível corresponde à divisão do *cluster* do primeiro nível, o que resulta em outros dois *clusters*. O *cluster* N corresponde a um conjunto de *clusters* unitários (folhas), no qual cada informação é um *cluster*. Nota-se que nessa abordagem os *clusters* de um nível passam a fazer parte de outros *clusters* maiores e mais gerais representados pelos nós ancestrais na árvore até que a hierarquia esteja completa.

Uma maneira de definir o número de *clusters* adequado para o estudo é analisar a altura dos arcos que agrupam os *clusters*. Um arco com altura similar a altura dos arcos que formam seus sub-*clusters* indica que não há grandes diferenças nas características dos *clusters* e, assim, não é uma boa divisão a ser adotada; já a diferença expressiva entre a altura de um arco e dos seus sub-*clusters* indica que os *clusters* possuem características distintas. Aplicando esse conceito na **Figura 2**, nota-se que próximo à base da figura os arcos que unem os *clusters* possuem altura bem reduzida, mas à medida que esses *clusters* são agrupados a *clusters* maiores, o tamanho das linhas verticais dos arcos aumenta. Entretanto, as maiores diferenças aparecem nas últimas junções do dendograma (topo da figura). Assim, fica mais fácil identificar onde se deve fazer o corte no dendograma para a definição do número de *clusters* a ser aplicado no estudo.

Uma vez localizada a maior diferença na distância vertical dos arcos, traça-se uma linha horizontal no dendograma. O número de linhas verticais que cruzam a linha horizontal é o número ideal de *clusters*. Com base na **Figura 2**, o número ideal de *clusters* é 4. Uma vez definido o número de *clusters*, a etapa final é separar as estações meteorológicas em quatro grupos. Para isso, aplica-se o método não-hierárquico, com a técnica *K-means*. Por fim, as séries temporais simuladas são agrupadas com base na distribuição das estações meteorológicas correspondentes. Ao longo do texto serão apresentadas as palavras *cluster* e agrupamento com o mesmo sentido, apenas para não abusar de repetição.

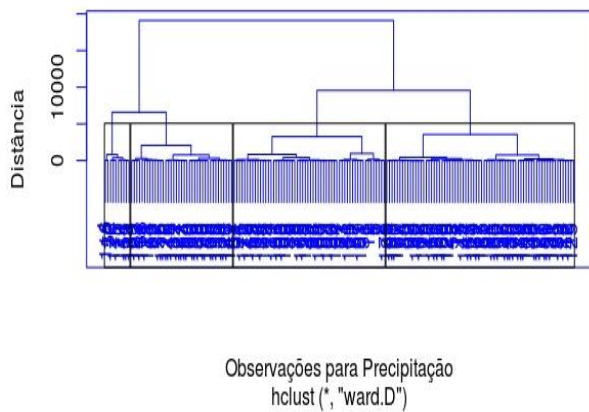


Figura 2 Dendrograma obtido com os dados das 50 estações meteorológicas do projeto DECADE.

Projeções Futuras

As mudanças projetadas para a precipitação no período 2030-2060 são mostradas no domínio de estudo e para os *clusters*. As tendências climáticas são calculadas como diferença percentual (futuro menos presente dividido pelo presente) entre o período futuro e o presente.

Resultados e discussão

Validação do Clima Presente: 1981-2005

Padrão Espacial da Precipitação e Circulação Atmosférica

Para o clima presente (1981-2005), a **Figura 3** apresenta o *ensemble* das simulações (RegGFDL, RegHadGEM2 e RegMPI) e das análises observacionais (CRU, CHIRPS e CPC) juntamente com o vento em 200 hPa da ERA-Interim. A climatologia da Bolívia e Peru e, especialmente a zona andina, possui médias sazonais muito diferentes no verão e inverno, com maiores volumes de precipitação no verão (**Figura 3a,d**), caracterizando um sistema de monção (Reboita et al., 2010; Mendonça et al., 2017; Ferreira e Reboita, 2022). Nas observações, a faixa de precipitação na parte central da Bolívia, com 400 mm mês^{-1} , indica a fase inicial do sistema de monção da América do Sul (Vera et al., 2006; Teodoro et al., 2021). Em especial, na Amazônia boliviana-peruana 80% da precipitação é registrada de dezembro até março e depende fortemente da umidade transportada desde a Amazônia na baixa troposfera (Vuille et al., 1999).

No verão, o *ensemble* simulado captura o gradiente leste-oeste (mais chuva no Leste e menos no oeste) da chuva observada, com a precipitação mais intensa nas regiões da Amazônia, sudeste do Peru e no centro da Bolívia (**Figura 3a-b**). No entanto, as simulações superestimam a intensidade da chuva sobre a parte mais íngreme e elevada do lado amazônico dos Andes (**Figura 3b-c**). Em resposta à forte atividade convectiva do verão, se estabelece em 200 hPa o anticiclone conhecido como alta da Bolívia, que está centrado em aproximadamente 17°S - 65°W na ERAInterim (**Figura 3a**) e deslocado para sudoeste no *ensemble* (**Figura 3b**). Essa diferença de posicionamento resulta do fato das simulações deslocarem a maior atividade convectiva para oeste, como indicado pelas maiores superestimativas de chuva na parte mais alta dos Andes (**Figura 3c**).

No inverno (**Figura 3d**), com o movimento aparente do Sol para o Hemisfério Norte, os sistemas precipitantes se deslocam para norte fazendo com que a chuva diminua na maior parte América do Sul, incluindo o altiplano boliviano-peruano. As simulações capturam esta mudança no padrão espaço-temporal da chuva registrada nas observações (**Figuras 3d-e**); no altiplano a precipitação reduz-se para cerca de $50\text{--}100 \text{ mm mês}^{-1}$. Ainda no inverno, as simulações superestimam e subestimam a chuva, respectivamente, no oeste e leste do altiplano boliviano-peruano (**Figura 3f**).

Em relação à circulação atmosférica, há uma mudança entre os padrões de verão e inverno. No inverno, em altos níveis, predominam ventos de oeste, com maior intensidade próximo de 20°S e mais fracos próximo do equador na ERAInterim (**Figura 3d**) e este padrão é capturado pelas simulações (**Figura 3e**), mas com pequena subestimativa de intensidade dos ventos de oeste na faixa equatorial (**Figura 3f**).

Em função da topografia acidentada do altiplano, o ciclo anual de precipitação não é homogêneo em toda a região. Então, para conhecer melhor a sua configuração, a próxima seção apresenta a aplicação da análise de *cluster* para identificação de áreas com ciclo anual de precipitação similares.

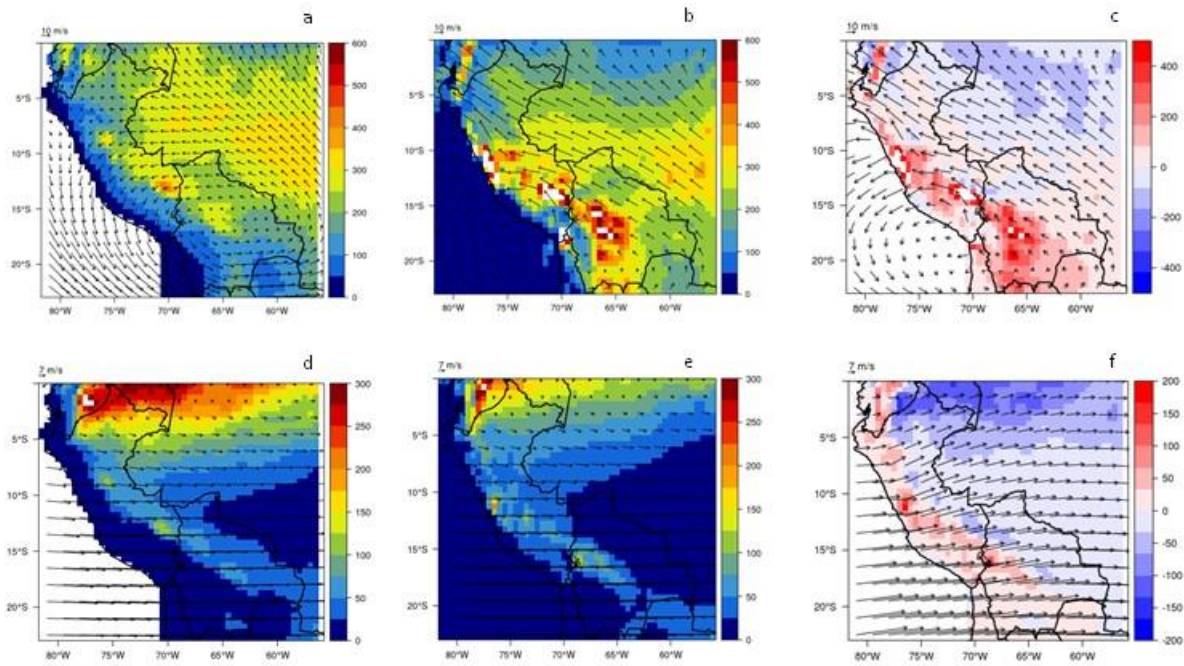


Figura 3 Climatologia sazonal (1981-2005) de precipitação (sombreado, mm mês⁻¹) e vento (vetores, m/s) em 200 hPa para DJF considerando: (a)-(d) *ensemble* observacional (CRU, CHIRPS and CPC) e ERAInterim, (b)-(e) *ensemble* das simulações (RegGFDL, RegHADGEM, RegMPI); (c)-(f) diferença (viés) entre *ensemble* das simulações e observações para precipitação (sombreado, mm mês⁻¹) e vento em 200 hPa em (c) DJF e (f) JJA.

Ciclo Anual da Precipitação

A análise de *cluster* permitiu selecionar 4 grupos de estações meteorológicas com ciclos anuais de precipitação similares. A partir da distribuição espacial dos *clusters* (Figura 4a) e do *boxplot* para a precipitação média anual das estações que compõem cada um dos *clusters* (Figura 4b), destacam-se as seguintes informações:

Cluster 1: inclui as estações meteorológicas da região com maior volume de precipitação anual, entre 1000 e 1500 mm ano⁻¹, e situada na região do Lago Titicaca;

Cluster 2: região com precipitação anual elevada, entre 250 e 750 mm ano⁻¹, e inclui as estações meteorológicas próximas e ao sul/sudeste do Lago Titicaca;

Cluster 3: região com precipitação anual também elevada, entre 500 e 1000 mm ano⁻¹, engloba as estações ao norte do Lago Titicaca e com altitudes maiores que 4000 m nos Andes e

Cluster 4: região com pouca precipitação, onde a maioria das estações meteorológicas situam-se

próximas do altiplano sul da Bolívia e parte da costa do Peru.

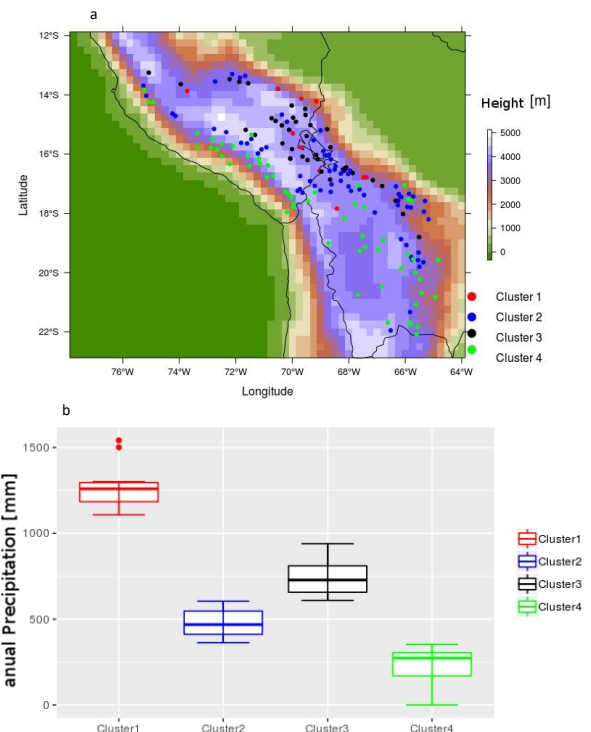


Figura 4 (a) Distribuição espacial dos quatro *clusters* (identificados pelas cores), e (b) *boxplot* da precipitação média anual (mm ano⁻¹) para os 4 *clusters* (zonas) identificados.

Para o clima presente, a **Figura 5** apresenta os ciclos anuais da precipitação simulada e observada (estações meteorológicas, CRU, CHIRPS e CPC) para cada um dos 4 *clusters*, bem como a comparação entre simulação e as observações em cada *cluster* através de estatísticas descritivas organizadas no diagrama de Taylor.

No *cluster* 1, a chuva acumulada mensal nas estações é mais volumosa, entre 100-300 mm mês^{-1} , no verão e diminui drasticamente no inverno, 0-75 mm mês^{-1} (**Figura 5a**). Em comparação com as estações meteorológicas, as simulações RegHadGEM2 e RegMPI superestimam a precipitação mensal (vieses entre 40-120 mm mês^{-1}) no verão, embora capturem adequadamente a fase do ciclo anual como indicam a correlação alta para o ciclo anual (acima de 0,9; **figura b**). No entanto, em função da superestimativa da chuva em todos os meses do ano, o RegHadGEM2 apresenta alto RMS e desvio-padrão maior que o das estações, enquanto RegMPI e RegGFDL aproximam-se mais das observações (**Figura 5b**). Nota-se que a média das simulações (*ensemble mean*) possui estatísticas muito próximas do RegMPI. Por outro lado, as análises observacionais (CRU, CHIRPS e CPC) no *cluster* 1 apresentam forte subestimativa da precipitação em relação aos dados das estações meteorológicas, especialmente no verão (**Figura 5a**). Outro fato é que o CRU e o CHIRPS têm desempenho muito similar durante o ano todo. Em especial, no verão, os vieses de chuva nas simulações quando comparadas às estações meteorológicas são menores do que os das análises observacionais no *cluster* 1.

No *cluster* 2, enquanto as análises observacionais (CRU, CHIRPS e CPC) possuem ciclo anual de precipitação muito similar ao das estações meteorológicas (**Figura 5c**), apresentando máximo de 100-125 mm/mês no verão e 10 mm/mês no inverno, as simulações possuem grandes superestimativas. A amplitude do ciclo anual das simulações também é muito acentuada, em particular o RegHadGEM2. Por outro lado, essa simulação possui forte correlação ($\sim 0,93$) com os dados das estações meteorológicas indicando uma boa representação da fase do ciclo anual (**Figura 5d**). Isto ocorre também com o RegGFDL ($\sim 0,90$) e RegMPI ($\sim 0,96$). Em função da forte

superestimativa de chuva e maior amplitude do ciclo anual, todas as simulações apresentam grande desvio-padrão e RMS em relação aos dados observados (**Figura 5d**).

A precipitação observada no *cluster* 3 tem variação entre 100-150 mm/mês no período de verão e 0-4 mm/mês no inverno (**Figura 5e**). Nesse *cluster*, as simulações também mostram superestimativas elevadas no volume de precipitação (o que implica em alto desvio-padrão e RMS), mas boa correspondência com a fase do ciclo anual observado, já que as correlações variam entre 0,91 e 0,97 (**Figura 5f**).

Por fim, o *cluster* 4 caracteriza a região com menores volumes de precipitação, sendo de cerca de 60-90 mm/mês no verão e muito seco no inverno (**Figura 5g**), e com maior viés das simulações em relação às observações. Comparativamente, o RegMPI apresenta a melhor performance, com correlação de 0,96 e menor desvio-padrão e RMS (**Figura 5h**). Numa análise geral da **Figura 5**, tem-se que o *ensemble* das simulações tende a aproximar-se mais das observações do que os membros individuais, principalmente nos grupos 1 e 2.

Tendências Futuras

A **Figura 6** mostra as mudanças projetadas na precipitação no período de 2030-2060 em relação ao de 1981-2005. A diferença da precipitação no futuro menos a do presente indica a tendência futura dessa variável. Por isso, a palavra tendência será utilizada nessa seção. No altiplano, tanto no verão quanto no inverno, há um gradiente leste-oeste nas tendências da precipitação, isto é, o setor oeste e sudoeste indica tendência futura de decréscimo da precipitação, enquanto na parte centro-leste a tendência é de aumento das chuvas. No verão (**Figura 6a**), a área com aumento de precipitação supera a de diminuição, enquanto no inverno (**Figura 6b**) são proporcionais. Ainda no inverno, no setor sudoeste do altiplano, a diminuição da precipitação excede em 50% o valor do clima presente. As tendências projetadas para o verão no período de 2030-2060 (**Figura 6a**) estão em concordância com as obtidas para o final do século (2070-2099) nas mesmas projeções e cenários (Sulca e da Rocha, 2021).

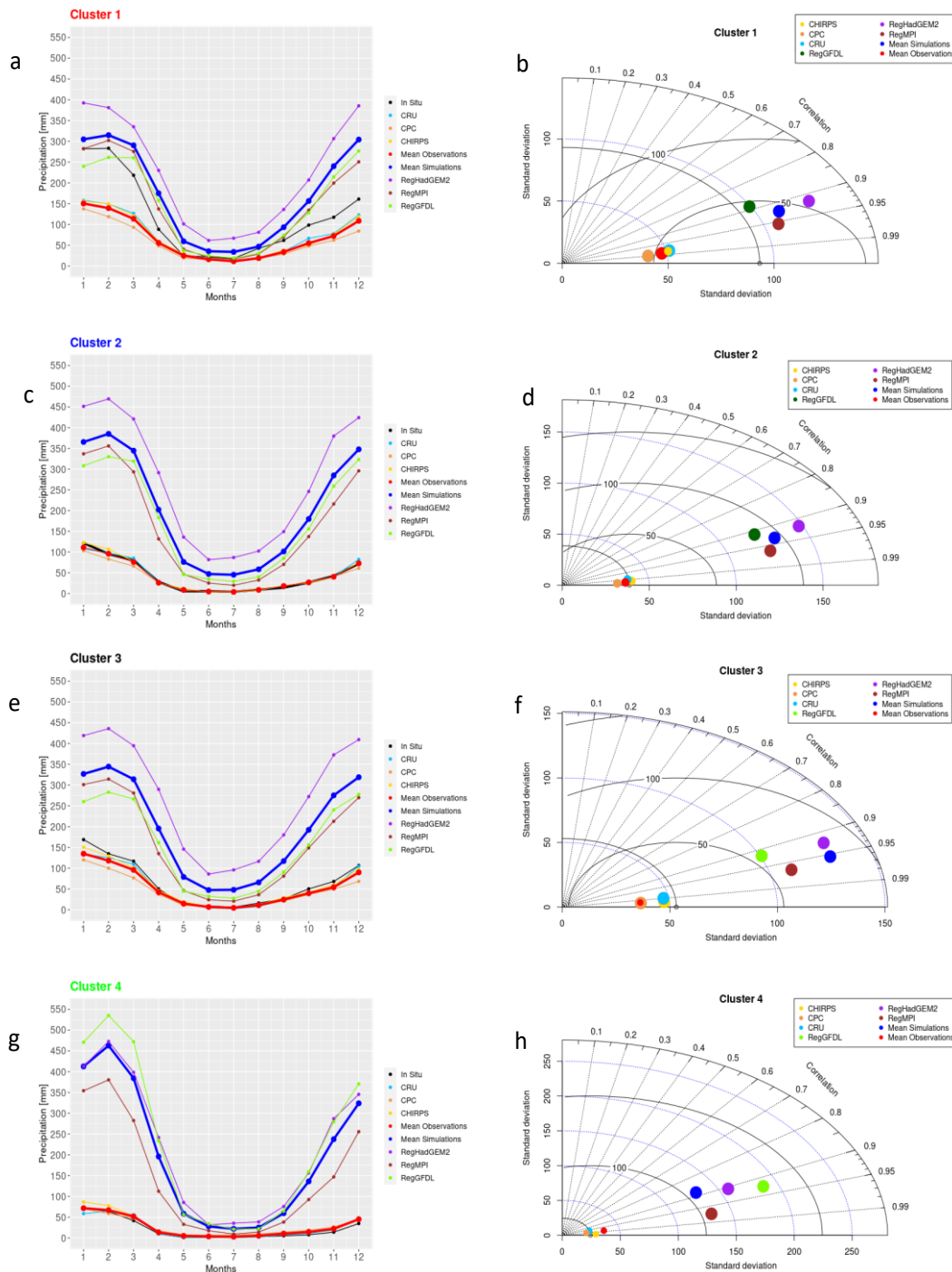


Figura 5 (a,c,e,g) Ciclo anual climatológico (período 1981-2005) da precipitação média mensal (mm) e (b,d,f,h) diagrama de Taylor para validação das análises observacionais (CHIRPS, CPC e CRU, *ensemble mean* observacional) e simulações (RegGFDL, RegHadGEM2, RegMPI e *ensemble mean*) em relação às estações meteorológicas nos: *cluster 1* (a, b), *cluster 2* (c, d), *cluster 3* (e, f), *cluster 4* (g, h). O diagrama de Taylor apresenta a correlação, a raiz quadrada do erro médio quadrático e desvio-padrão.

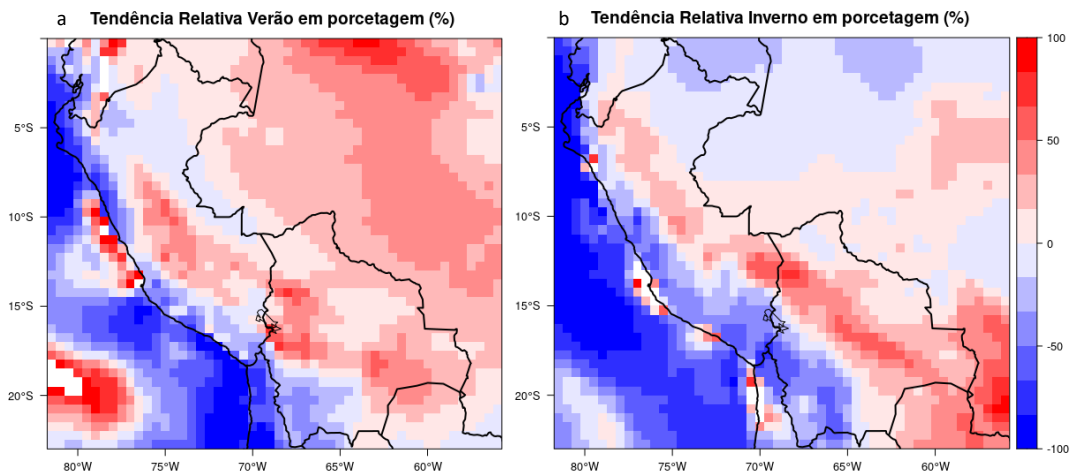


Figura 6 Mudanças relativas de precipitação (%; diferença entre o clima futuro, 2030-2060, e o presente, 1981-2005, dividido pelo presente) projetadas pelo *ensemble* (a) verão e (b) inverno.

Para uma análise mais detalhada das tendências futuras projetadas na precipitação no altiplano, a **Figura 7** apresenta o ciclo anual da diferença relativa da precipitação em cada projeção e no *ensemble* considerando cada um dos quatro *clusters*. A principal característica das quatro regiões é a tendência de ligeiro aumento da precipitação nos meses de verão (~5%) e a diminuição nos meses de inverno. Especificamente no inverno, a tendência negativa chega a ser superior 50% no mês de julho no RegGFDL no *cluster 4*. Além disso, enquanto o RegGFDL e o RegHadGEM2 projetam mudanças com sinal e amplitudes similares, o RegMPI se diferencia deles projetando apenas uma ligeira tendência de decréscimo na precipitação em alguns meses de inverno e *clusters 1, 2 e 3*. No *cluster 4* o RegMPI indica tendências positivas na maioria dos meses do ano, divergindo das outras duas projeções e contribuindo para diminuir a tendência negativa no inverno no *ensemble*. Em síntese, nos quatro *clusters*, as projeções do *ensemble* no período de 2030-2060 indicam tendência de diminuição acentuada da precipitação entre maio a setembro e condições ligeiramente mais úmidas entre dezembro e fevereiro (**Figura 7**).

Para cada projeção e *ensemble*, a **Figura 8** apresenta a diferença anual relativa da precipitação para o local de cada uma das 50 estações meteorológicas, organizadas de acordo com a latitude, em cada um dos quatro *clusters*. Para o RegGFDL (**Figura 8c**), a tendência relativa de precipitação mostra sinais positivos e negativos intercalados na direção norte-sul, mas não excedendo $\pm 15\%$. Em especial, o *cluster 4* (cor verde), que representa uma região com baixo volume de precipitação, apresenta, em geral, tendência negativa de chuva em quase todas as latitudes, enquanto a maioria das estações do *cluster 1* (cor vermelha), caracterizada por precipitações muito altas, mostram tendências futuras de aumento relativo da chuva. Por outro lado, no RegHadGEM (**Figura 8d**) é visível a predominância de tendência negativa da chuva anual na maioria das localidades, com tendência relativa oscilando entre -5% a -20%. No entanto, o RegHadGEM também indica tendência positiva de chuva no local de várias das estações meteorológicas mais ao norte que compõem os grupos 2 e 3, sinal de tendência similar ao do RegGFDL para estas estações. Essa fraca tendência de aumento da chuva no setor norte do Peru também foi encontrada por outros autores (por exemplo, Bazo, 2014).

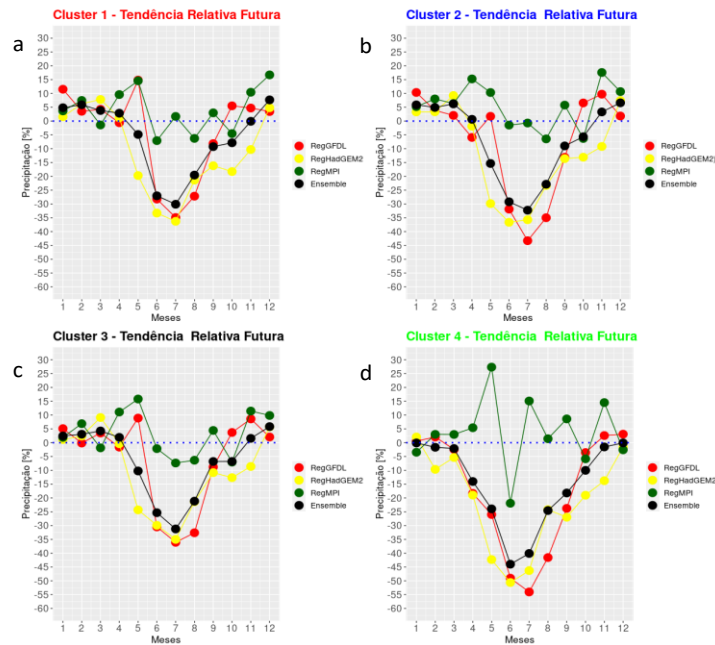


Figura 7 Ciclo anual das mudanças relativas projetadas na precipitação (%) nos 4 *clusters* considerando as projeções individuais (RegGFDL, ReghadGEM2 e RegMPI) e o *ensemble*.

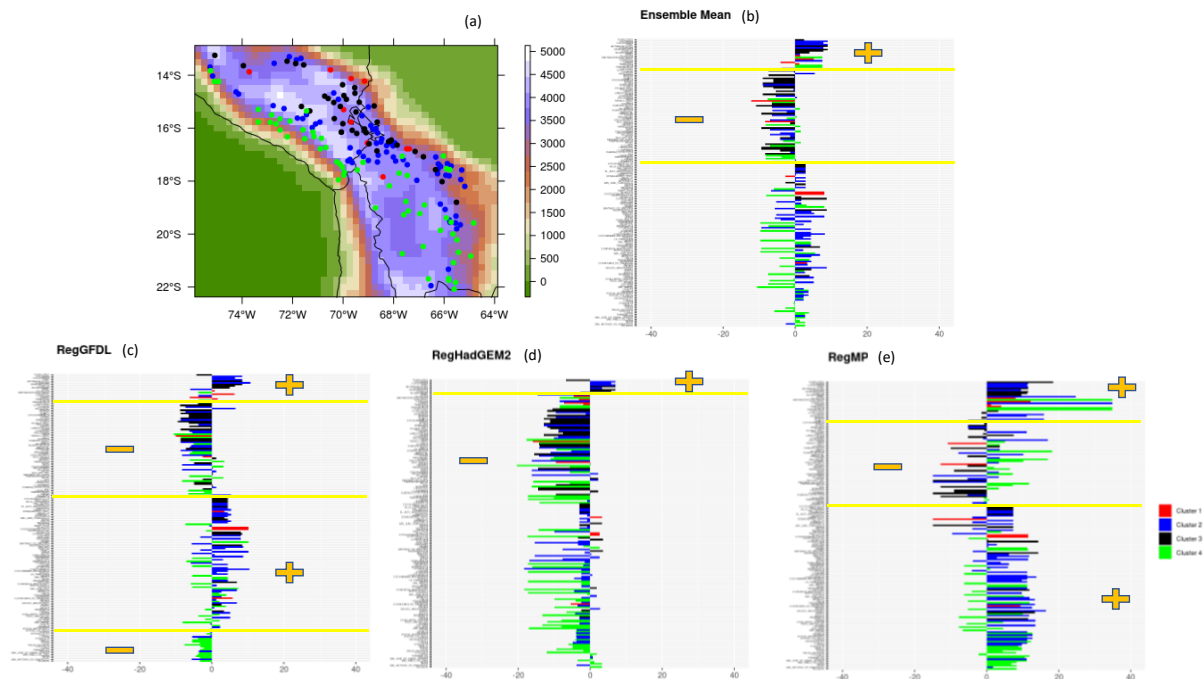


Figura 8 Variação meridional da diferença relativa (%; barras horizontais) da chuva média anual para o período 2030-2060 em cada um dos grupos (identificados pelas cores no painel a) obtida do (b) *ensemble* dos modelos, (c) RegGFDL, (d) RegHadGEM2 e (e) RegMPI. No eixo das ordenadas estão os nomes das estações meteorológicas e as linhas amarelas separam subjetivamente regiões com diferentes sinais de tendências.

No RegMPI predominam tendências positivas de chuva no extremo norte, seguidas ao sul de estações com tendências sem uma predominância clara de sinal (**Figura 8e**). As tendências positivas ao norte chegam a até 35%,

valor muito superior às projeções do RegGFDL e RegHadGEM2 neste setor. Comparativamente, os sinais (positivos e negativos) de mudança da chuva apresenta maiores similaridades entre o RegGFDL e RegMPI, enquanto o RegHadGEM2 projeta um

forte sinal de decréscimo da chuva em praticamente todo o altiplano da Bolívia e Peru. A combinação destas projeções com sinais opostos resulta em um *ensemble* com fraca tendência de chuva, não ultrapassando $\pm 10\%$ (**Figura 8b**) em todos os grupos, e com sinal mais definido de tendência positiva nas estações do extremo norte e negativa nas estações imediatamente ao sul. Mais ao sul não existe um sinal predominante de tendência de chuva, mas nota-se maior número de estações do grupo 4 com tendência negativa e nas do grupo 2 com tendência positiva.

As tendências de decréscimo de precipitação projetadas para o futuro (**Figura 6-8**), entre -10 e -20%, seriam equivalentes a uma seca muito forte, como aconteceu no altiplano, e principalmente na Amazônia, no ano 2010 (Liutho et al., 2016; Pabón-Caicedo et al., 2016). Além disso, déficits desta magnitude poderiam implicar em atraso no estabelecimento da época de chuvas, ou seja, estação chuvosa com período mais curto e mais intenso (Thibeault et al., 2010).

Conclusões

Em cenários de mudanças climáticas, as regiões montanhosas podem se tornar mais vulneráveis, o que leva à necessidade de estudos sobre o clima futuro com vistas ao desenvolvimento de medidas de adaptação e mitigação. Neste trabalho, as tendências climáticas no altiplano peruano e boliviano foram investigadas em projeções climáticas, para o período de 2030-2060, com o modelo RegCM4 dirigido por três modelos climáticos globais (MPI, GFDL e HadGEM2) do CMIP5 e considerando o cenário RCP8.5. A primeira etapa do estudo consistiu em validar as simulações no clima presente englobando, também, uma análise para identificação de regiões homogêneas em termos de precipitação no altiplano. Os grupos homogêneos foram selecionados a partir da análise de *cluster* aplicada ao ciclo anual climatológico de chuva observado em estações meteorológicas no período 1981-2005 (clima presente). Uma vez identificadas as estações pertencentes a cada grupo homogêneo, as simulações climáticas do clima presente e futuro foram interpoladas a fim de representar essas estações meteorológicas. Além disso, foi realizada a validação das simulações no clima presente através de comparação com dados provenientes de análises de precipitação (CPC, CHIRPS e CRU). Os principais resultados são:

Clima presente: no período de 1981-2005 as simulações do RegCM4 reproduzem os principais aspectos climatológicos observados de precipitação e circulação em baixos e altos níveis da atmosfera. Por exemplo, no verão, a média das simulações do RegCM4 (referida como *ensemble*) captura o gradiente leste-oeste da chuva observada no altiplano, mas superestima o volume de chuva. Na análise de *cluster*, foram identificados quatro grupos de precipitação que se situam na região do Lago Titicaca (*cluster* 1), ao sul/sudeste do Lago Titicaca (*cluster* 2), ao norte do Lago Titicaca e com altitudes maiores que 4000 m nos Andes (*cluster* 3) e no altiplano sul da Bolívia e parte da costa do Peru (*cluster* 4). Considerando esses grupos homogêneos de precipitação, embora o *ensemble* superestime a chuva, ele captura a fase do ciclo anual observada em cada um dos grupos.

Clima futuro: tanto no verão quanto no inverno, predomina tendência de decréscimo da precipitação no setor oeste e sudoeste do altiplano, enquanto as projeções indicam tendência positiva no centro-leste. Ainda no inverno, no setor sudoeste do altiplano, a diminuição da precipitação excede em 50% a chuva do clima presente. Com relação aos quatro *clusters*, em todos há tendência de ligeiro aumento da precipitação nos meses de verão (~5%) e diminuição nos meses de inverno, podendo ser superior a 50% no mês de julho, como simulado pelo RegGFDL no *cluster* 4. Adicionalmente nota-se dependência com a latitude e grupo no sinal da tendência de chuva sobre o altiplano, com tendência positiva nas estações localizadas mais ao norte, seguidas de tendência negativa imediatamente ao sul, enquanto não é muito claro o sinal da tendência no centro-sul do altiplano.

Os resultados deste estudo fornecem subsídios para a elaboração de estratégias de adaptação e mitigação por parte dos tomadores de decisão considerando o cenário RCP8.5 de mudanças climáticas proposto pelo CMIP5.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos centros de meteorologia que disponibilizaram os dados utilizados no estudo e às agências de fomento: CAPES (código financeiro 001), CNPq, FAPESP e FAPEMIG.

Referências

Arias, P. A., Garreaud, R., Poveda, G., Espinoza, J. C., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., et al. 2021. Hydroclimate of the Andes Part II:

- Hydroclimate variability and sub-continental patterns. *Frontiers in Earth Science*, 18, 666. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.505467>
- Arizmendi, F., Trinchin, R., Barreiro, M. 2022. Weather regimes in subtropical South America and their impacts over Uruguay. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.7816>
- Abadi, A.M., Rowe, C.M., Andrade, M., 2019. Climate regionalization in Bolivia: A combination of non-hierarchical and consensus clustering analyses based on precipitation and temperature. *International Journal of Climatology*, 1–14. <https://doi.org/10.1002/joc.6464>.
- Aceituno, P., 1996. Climate elements of the South American Altiplano. *Rev. Geofísica-IPGH*, 44, 37-55.
- Andrade, M., 2014. Generación de datos meteorológicos de alta resolución para Bolivia en La economía del cambio climático en Bolivia. Inter-American Development Bank Climate Change and Sustainability Division, Series IDB-MG-200. Disponível: <https://publications.iadb.org/publications/spanish/document/La-econom%C3%ADa-del-cambio-clim%C3%A1tico-en-Bolivia-Generaci%C3%B3n-de-datos-meteorol%C3%B3gicos-de-alta-resoluci%C3%B3n-para-Bolivia.pdf>.
- Andrade, M.F., 2018. Atlas - Clima y eventos extremos del Altiplano Central Perú-boliviano / Climate and extreme events from the Central Altiplano of Peru and Bolivia 1981-2010. *Geographica Bernensia*, 188 pp., DOI: 10.4480/GB2018.N01.
- Bazo, J., 2014. Proyecciones climáticas sobre Perú y su relación con el fenómeno Enso. Universidad de Vigo, Departamento de Física Aplicada, EPHYSLAB. Disponível: https://ephyslab.uvigo.es/wp-content/uploads/2019/04/tesis_JuanBazo_oct2014.pdf.
- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J.P., et al., 2019. Dynamical downscaling over the complex terrain of southwest South America: present climate conditions and added value analysis. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04959-y>.
- Canedo Rosso, C., Hochrainer-Stigler, S., Pflug, G., et al., 2021. Drought impact in the Bolivian Altiplano agriculture associated with the El Niño-Southern Oscillation using satellite imagery data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 21. 10.5194/nhess-21-995.
- Coelho, C., Uvo, C., Ambrizzi, T., 2002. Exploring the impacts of the tropical pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theoretical Applied Climatology* 71, 185–197. <https://doi.org/10.1007/s007040200004>.
- Coppola, E., Giorgi, F., Raffaele, F., et al., 2014. The bias and climate change signal in the Phase I CREMA experiment. *Clim Change* (1), 23-38.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configurations and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 137(April), 553-597. <http://doi.org/10.1002/qj.828>.
- Dunne J.P., John, J.G., Adcroft, A.J., et al., 2012. GFDL's ESM2 Global Coupled Climate-Carbon Earth System Models Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics. *Journal of Climate*, 25, 6646-6665.
- Espinoza, V.J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., et al., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology* 29, 1574-1594. Doi: 10.1002/joc.1791.
- Emanuel, K.A., Zivkovic-Rothman M., 1999. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *Journal Atmospheric Science*, 56, 1766–1782.
- FAO, Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura, 2014. Cordillera de los Andes, una oportunidad para la integración y desarrollo de América del Sur. Disponível: <https://www.fao.org/3/i3854s/i3854s.pdf>. ISBN 978-92-5-308431-9.
- Ferreira, G.W.S., Reboita, M.S., 2022. A New Look into the South America Precipitation Regimes: Observation and Forecast. *Atmosphere* 2022, 13, 873. <https://doi.org/10.3390/atmos13060873>.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., et al., 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations a new environmental record for monitoring extremes, *Scientific Data*. Doi: <http://dx.doi.org/10.15780/G2RP4Q>.
- Garreaud, R., Mathias V., Amy C.C., 2003. The Climate of the Altiplano: Observed Current Conditions and Mechanisms of Past Changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194 (1–3), 5–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4).

- Garreaud, R., 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences* 7, 1-9. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>.
- Giorgetta, M.A., Jungclaus, J., Reick, C.H., et al., 2013. Climate and Carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5". *Journal of Advances in Modelling Earth Systems*, 5, 572-597.
- Giorgi, F., Coppola E., Solmon F., et al., 2012. RegCM4: Model Description and Preliminary Tests over Multiple CORDEX Domains. *Climate Research* 52 (1), 7–29. <https://doi.org/10.3354/cr01018>.
- Giorgi, F., Coppola, E., Raffaele, F., et al., 2014. Changes in extremes and hydroclimatic regimes in the CREMA ensemble projections. *Climatic Change* 125, 39–51. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1117-0>.
- Hunziker, S., Gubler, S., Calle, J., et al., 2017. Identifying, attributing, and overcoming common data quality issues of manned station observations, *International Journal of Climatology*, 37, 4131–4145, <https://doi.org/10.1002/joc.5037>.
- Hunziker, S., Brönnimann, S., Calle, J., et al., 2018. Effects of undetected data quality issues on climatological analyses", *Climate of the Past*, 14, 1– 20, <https://doi.org/10.5194/cp-14-1>.
- Insel, N., Poulsen, C., Ehlers, T., 2010. Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation. *Climate Dynamics*. 35, 1477-1492. [10.1007/s00382-009-0637-1](https://doi.org/10.1007/s00382-009-0637-1).
- Lavado-Casimiro, W., Espinoza, J.-C., 2014. Impact of El Niño and La Niña on rainfall in Peru. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2014, 29, 171–182.
- Lavado, W., Espinoza, J., 2014. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29, 171-182. [10.1590/S0102-77862014000200003](https://doi.org/10.1590/S0102-77862014000200003).
- Liutho, M., Mercado, G., Aruquipa, R., 2016. El cambio climático sobre la producción de quinua en el altiplano boliviano y la capacidad de adaptación de los agricultores. *RIIARn*. vol. 3, n.2, pp.166-178. ISSN 2409-1618.
- Malfatti, M. G. L., de Oliveira Cardoso, A., Hamburger, D. S. 2018. Identificação de regiões pluviométricas homogêneas na bacia hidrográfica do Rio Paraná. *Geosciences-Geociências*, 37(2), 409-421.
- Martin, G. M., Bellouin, N., Collins, W. J., Culverwell, I.D., et al., 2011. The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations, *Geoscientific Model Development*". 4, 723– 757. DOI: [10.5194/gmd-4-723-2011](https://doi.org/10.5194/gmd-4-723-2011).
- Mendonça, M., 2017. Monzon sudamericano: la integración de la circulación amazónica y altiplánica y las variabilidades climáticas del altiplano andino chileno. *Diálogo Andino*, 54, 21-30.
- Metz, J. 2006. Interpretação de clusters gerados por algoritmos de *clustering* hierárquico. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. Disponível em https://teses.usp.br/teses/disponiveis/55/55134/tde-14092006-090701/publico/master_jean_metz.pdf
- Mitchell, T. D., Jones, P. D., 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25(6), 693–712. [doi:10.1002/joc.1181](https://doi.org/10.1002/joc.1181).
- Oleson, K. W., Niu, G.-Y., Yang, Z.-L., et al., 2008. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle. *J. Geophys. Res.*, 113, G01021, [doi:10.1029/2007JG000563](https://doi.org/10.1029/2007JG000563).
- Pabón-Caicedo, J. D., Ycaza, R. P., Friend F., Espinoza, D., et al., 2018. Vulnerabilidad de la cuenca amazónica ante fenómenos hidroclimáticos extremos. *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía* 27 (1): 27-49. [doi: 10.15446/rcdg.v27n1.56027](https://doi.org/10.15446/rcdg.v27n1.56027).
- Pal, J. S., Small, E. E., and Eltahir, E. A. B., 2000. Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM, *J. Geophys. Res.*, 105 (D24), 29579– 29594, [doi:10.1029/2000JD900415](https://doi.org/10.1029/2000JD900415).
- Reboita, M.S., Manoel G., da Rocha, R.P., et al., 2010. Precipitation regimes in South America: a bibliography review. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 25. 185-204. [10.1590/S0102-77862010000200004](https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000200004).
- Reboita, M. S., da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., 2012. Dynamic and Climatological Features of Cyclonic Developments over Southwestern South Atlantic Ocean. In: B. Veress; J. Szigethy. (Org.). *Horizonts in Earth Science Research*, 6, 135-160.
- Reboita, M., Ambrizzi, T., Crespo, N., M., 2021. Impacts of teleconnection patterns on South

- America climate. *Annals of the New York Academy of Sciences*, nyas.14592.
- Rosales, A. G., Junquas, C., da Rocha, R. P., et al., 2022. Valley–Mountain Circulation Associated with the Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropical Andes (Santa River Basin, Peru). *Atmosphere*, 13(2), 344.
- Seluchi, M. E., Saulo, A. C., Nicolini, M., et al., 2003. The northwestern Argentinean low: A study of two typical events. *Monthly Weather Review*, 131, 2361–2378.
- Sulca, J. C., Rocha, R. P. D., 2021. Influence of the Coupling South Atlantic Convergence Zone El Niño- Southern Oscillation (SACSZ-ENSO) on the Projected Precipitation Changes over the Central Andes Climate, 9(5), 77.
- Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., et al., 2018. Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*, 38, 420–435.
- Teodoro, T. A., Reboita, M. S., Llopart, M., et al., 2021. Climate change impacts on the South American Monsoon System and its surface-atmosphere processes through RegCM4 CORDEX-CORE projections. *Earth Systems and Environment*. online first.
- Thibeault, J.M., Seth, A., Garcia, M., 2010. Changing climate in the Bolivian Altiplano: CMIP3 projections for temperature and precipitation extremes. *J. Geophys. Res. Atmos.* 115, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2009JD012718>.
- Torma, C., Giorgi, F., 2020. On the evidence of orographical modulation of regional fine scale precipitation change signals: The Carpathians. *Atmos Sci Lett.* 21, e967. <https://doi.org/10.1002/asl.967>.
- Vera, W., Higgins, J., Amador, T., et al., 2006. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems, *Journal of Climate*, 19, 4977-5000, <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>.
- Vuille, M., 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry periods and extreme phases of the Sourthern Oscillation, *International Journal of Climatology*, 19, 1579-1600, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19991130\)19:14<1579:AID-JOC441>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19991130)19:14<1579:AID-JOC441>3.0.CO;2-N).
- Wilks D.S., 2006. *Statistical Methods in the atmospheric sciences*. Academic press.
- Xie, P., Camp Spring, M.D., Chen, M., et al., 2010. CPC unified gauge-based analysis of global daily precipitation. 24th Conference on Hydrology, https://ams.confex.com/ams/90annual/techprogram/paper_163676.htm.