ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

Análise das relações entre o $\delta^{18}O$ do testemunho de gelo do Nevado Illimani (Bolívia) com a precipitação da região tropical da América do Sul (1929-1998)

Tainã Costa Peres[1], Éder Leandro Bayer Maier[2]

[1] Acadêmica em Geografia Bacharelado - Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Campus Carreiros. Endereço: Av. Itália km 8 Bairro Carreiros, CEP: 96.203-900, Rio Grande (RS), Brasil, e-mail: tainacperes@gmail.com (autor correspondente). [2] Doutor em Geografia, professor da Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Campus Carreiros. Endereço: Av. Itália km 8 Bairro Carreiros, CEP: 96.203-900, Rio Grande (RS), Brasil, e-mail: edermaier@gmail.com.

Artigo recebido em 17/06/2016 e aceito em 29/07/2016.

R E S U M O

O trabalho explora as relações espaço-temporal entre a série da razão isotópica do oxigênio dezoito ($\delta^{18}O$) do testemunho de gelo do Nevado Illimani (Bolívia) e a série da precipitação na região tropical da América do Sul, entre o período de 1929-1998. Com intuito, de melhorar a representatividade estatística da reconstrução da precipitação pretérita nessa região, usando o $\delta^{18}O$. Foram utilizados dados do $\delta^{18}O$ dos primeiros 50 m deste testemunho e 37 séries da precipitação observadas no Brasil e na Bolívia. Adicionalmente, as médias mensais da precipitação foram calculadas e subtraídas das amostras, gerando as anomalias. A análise de dependência abrange as seguintes etapas: elaboração dos diagramas de dispersão, identificação das equações matemáticas de regressão, mensuração do erro e mensuração do índice de correlação. Ao comparar o $\delta^{18}O$ com a precipitação identificou-se que os maiores índices de correlação são de aproximadamente |0,2|, o que impossibilita a reconstrução paleoclimática da precipitação pretérita a partir de uma regressão linear. Entretanto, as relações entre as variáveis evidenciam que os registros de máximo (mínimo) fracionamento isotópico estão relacionados à seca (chuvas acima da média) na Amazônia e Centro-Oeste brasileiro e que os registros do $\delta^{18}O$ mínimo (máximo) ocorrem simultaneamente secas (chuvas acima da média) nordeste brasileiro, Minas Gerais, Roraima e Amazonas.

Palavras-chave: glacial tropical, reconstrução paleoclimática, ciclo hidrológico

Analysis of relations between $\delta^{18}O$ the ice core of Nevado Illimani (Bolivia) with the precipitations in the tropical region of South America (1929-1998)

A B S T R A C T

This paper examines the space-temporal relations between a time serie oxygen stable isotopes ratio ($\delta^{18}O$), obtained from an ice core in Nevado Illimani (Bolivia), and the precipitation serie in South America Tropical, the period 1929-1998. For the purpose of upgrade the statistical representativity of the reconstruction of the preterit precipitation in a tropical region, using the $\delta^{18}O$. We used $\delta^{18}O$ data from the upper 50 m of this core and 37 precipitation series was collected in Brazil and Bolivia. Additionally, the time series of precipitations were calculated by subtracting of the mean monthly of original series, resulting in anomalies. The dependency analysis has four stages: elaboration of scatter diagrams, identification of mathematical regression equations, error measurement and measurement of the correlation coefficient. By comparing the $\delta^{18}O$ with precipitation was identified that the correlation indices larger are about | 0.2 |, so it is impossible makes the paleoclimatic reconstruction from a linear regression used the $\delta^{18}O$. However, relations between the variables show that the $\delta^{18}O$ maximum (minimum) are related to dry (rain above the mean) in Amazon and Central Brazil and rain above the mean (dry) in northeast Brazil, Minas Gerais, Amazonas and Roraima.

Keywords: glacier tropical, paleoclimatic reconstruction, hydrologic cycle.

lntrodução

Os elementos químicos que compõem a água (hidrogênio e oxigênio) possuem diferentes massas atômicas. Por exemplo, a massa atômica do oxigênio pode conter 16 ou 18 daltons. Em ambientes de baixa e média latitude a razão entre o número de moléculas de O^{16} e O^{18} está relacionada ao ciclo hidrológico, sendo que as massas de água que evaporam dos oceanos

possuem uma razão isotópica maior do que as que reciclam sobre os continentes (Dansgaard, 1954).

Cada processo de evaporação e precipitação da água sobre o continente diminui a razão isotópica do oxigênio em cerca de 3 per mil (‰) (Dansgaard, 1964). Adicionalmente, a reciclagem da água pode compor 50% da precipitação no interior do continente sul-americano (Nóbrega et al., 2005). Portanto, compreender as relações entre os registros isotópicos e a distribuição espaço-temporal da precipitação é um objetivo científico complexo, devido à variabilidade espaço-temporal do ciclo hidrológico da América do Sul.

Neste contexto, o presente trabalho compara amostras da precipitação da região tropical da América do Sul (1929-1998) com dados da razão isotópica do oxigênio dezoito ($\delta^{18}O$) de um testemunho de gelo do Nevado Illimani na Bolívia. A fim de melhorar a representatividade estatística da reconstrução da precipitação pretérita do continente sul-americano, a partir de dados paleoclimáticos dos registros glaciológicos andinos, assim como compreender as relações espaço-temporal entre as variáveis.

Os testemunhos de gelo são os melhores registros da variação climática global ou regional, porque eles preservam informações sobre o balanço térmico-hídrico com alta resolução temporal (Thompson, 1993). Na América do Sul, na margem leste da Cordilheira dos Andes, há glaciais como, por exemplo, o Nevado Illimanii, que preservam informações das condições ambientais da região tropical até o último máximo glacial (Ramirez et al., 2003).

Precipitação

A precipitação é uma variável climática de suma importância, pois a água no sistema ambiental é um regulador térmico e controlador da biodiversidade. A proposta concentra esforços na interpretação dos registros pluviométricos de 4 regiões do continente sul-americano: 1) Amazônia; 2) Nordeste do Brasil e Minas Gerais e 3) Região Centro-oeste do Brasil; e 4) Bolívia. Algumas características climáticas serão descritas na sequência, a fim de facilitar a compreensão das relações entre as variáveis analisadas.

Região Amazônica:

Há distintos núcleos climáticos na região Amazônica, em função da sua vasta extensão territorial e sua disposição bi-hemisférica. De maneira que, a região sofre influências marítimas, bem como continentais. Segundo Marengo e Nobre (2009), o clima da região Amazônica é considerado equatorial chuvoso, praticamente sem estação seca.

Por apresentar uma heterogeneidade espacial e sazonal da precipitação, Marengo e Nobre (2009) classificam esta região em quatro núcleos de pluviosidade. O primeiro situa-se no noroeste da Amazônia, com chuvas acima de 3.000 mm/ano, ocorrendo principalmente nos meses abril/maio/junho. O segundo núcleo encontra-se na parte central da Amazônia, com pluviosidade de 2.500 mm/ano onde o máximo ocorre no trimestre março/abril/maio. A região sul da Amazônia é o terceiro núcleo, ocorrendo no trimestre janeiro/fevereiro/março. O quarto núcleo de pluviosidade é localizado na parte leste da bacia Amazônica, com chuvas acima de 4.000 mm/ano nos meses de fevereiro/março/abril (Marengo e Nobre, 2009).

Para mais informações consulte: Marengo e Nobre (2009) e Reboita et al. (2010).

Nordeste do Brasil e Minas Gerais - MG:

A região Nordeste do Brasil não apresenta uma distribuição de precipitação característica de áreas equatoriais (Kayano e Andreoli, 2009). Essa região comporta três distintos regimes climáticos, tais como, clima litorâneo úmido (litoral da Bahia ao do Rio Grande do Norte), clima tropical (áreas da Bahia, Ceará, Maranhã e Piauí) e clima tropical semiárido (sertão nordestino), com os totais pluviométricos anuais variando entre 300 e 2.000 mm (Kayano e Andreoli, 2009).

Segundo Reboita et al. (2010) essa região tem máximo de chuva no primeiro semestre do ano (verão/outono), com total pluviométrico anual de 1.500 mm, exceto na região do sertão nordestino. O sertão é caracterizado por baixos totais de precipitação (200-500 mm/ano), em que os máximos se concentram no verão e no outono, e os mínimos no inverno.

Nesta região, a Zona de Convergência Intratropical (ZCIT) é o sistema atmosférico mais importante para a determinação da precipitação (Kayano e Andreoli, 2009). Essa zona atinge sua posição mais sul, no verão e no outono, contribuindo para o estabelecimento da estação chuvosa na região, enquanto que nas demais estações do ano esse sistema migra para norte, inibindo a precipitação (Reboita et al., 2010). Além disso, as chuvas são inibidas pelos movimentos descendentes da atividade convectiva que ocorre no oeste-noroeste da Amazônia (Reboita et al., 2010).

Em Minas Gerais (MG) os máximos de chuva acontecem no verão, enquanto que os mínimos no inverno (Reboita et al., 2010). De acordo com Nunes et al., (2009), os totais anuais

de precipitação, no oeste mineiro, variam entre 1.500 e 1.700 mm. Nessa área, a ocorrência de chuvas é reflexo da influência orográfica, da Serra da Canastra (NW) e da Mantiqueira (SE). No verão as chuvas podem ser intensas e prolongadas, pois se estabelece um equilíbrio entre o anticiclone migratório polar e o sistema de alta pressão do Atlântico Sul, o qual resulta na permanência das frentes polares. Já o Centro-Norte de MG tem volumes anuais de chuva entre 1.250 e 1.400 mm (Nunes et al., 2009).

Centro-Oeste do Brasil:

A região Centro-Oeste do Brasil apresenta uma complexa variedade climática, devido à distribuição temporal e espacial da precipitação. Essa região é bastante marcada pela estação seca no inverno (junho/julho/agosto) e pela estação quente e chuvosa no verão (dezembro/janeiro/fevereiro) (Alves, 2009).

Devido sua localização, sofre influência de mecanismos atmosféricos de origem tropical, bem como extratropical (Alves, 2009). De acordo com Reboita et al. (2010), os mecanismos que atuam na Amazônia influenciam a parte norte dessa região como, por exemplo, os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) tropicais, enquanto que a parte mais ao sul é influenciada pelos sistemas extratropicais, como as frentes frias e as linhas de instabilidade.

A pluviosidade anual, nesta região, é maior que 1.500 mm, além disso, no norte de Mato Grosso a precipitação anual excede 1.800 mm, devido às influências amazônicas (Alves, 2009). Os invernos são extremamente secos, no entanto, em uma pequena área ao sul da região há concentração da precipitação nesse período, devido à ação dos CCMs, influenciados pelos jatos de baixos níveis (Marengo et al., 2004).

Bolívia:

A Bolívia é a região mais próxima ao Nevado Illimani, sendo este caracterizado por receber umidade proveniente da bacia Amazônica. Segundo Reboita et al. (2010), o ciclo anual de precipitação dessa região é semelhante ao da região central do Brasil, portanto, seus totais pluviométricos são inferiores. Eles variam entre 350 e 700 mm/ano, com os máximos nos meses de verão e os mínimos nos meses de inverno.

Os máximos de chuva, no verão, acontecem devido ao forte aquecimento da superfície terrestre, que propicia o desenvolvimento de nuvens convectivas em toda a região. Além disso, os ventos alísios, mais intensos no verão, criam um corredor de ar que transportam a umidade (proveniente da bacia Amazônica) para o interior da continente, portanto, ao encontrarem a Cordilheira dos Andes, sofrem levantamento orográfico, contribuindo para a precipitação (Garreaud e Wallace, 1997).

Variabilidade climática da precipitação

Destaca-se que todas as regiões acima elencadas são influenciadas por fenômenos remotos que alteram as características da interação oceano-atmosfera, e consequentemente, impactam o balanço termo hídrico da região tropical do continente sul-americano. O fenômeno ENOS (El Niño-Oscilação Sul) e a variabilidade do oceano Atlântico Tropical são os principais controladores das anomalias interanuais da precipitação (Grimm, 2009).

No caso de ocorrência do El Niño (La Niña) no inverno, observam-se chuvas abaixo (acima) da média climática na região equatorial. Na primavera, esses eventos causam anomalias negativas (positivas) na Amazônia e região centro-leste do Brasil. O controle ENOS na precipitação do centro-leste diminui no verão e outono, porém permanece no Sul, onde causa chuvas acima (abaixo) da média climática, e no Nordeste onde causa seca (anomalias positivas) (Grimm, 2003 e 2004).

No Oceano Atlântico Tropical, a variabilidade temporal da temperatura superficial possui um modelo espacial bipolar entre os dois hemisférios. A variação temporal da temperatura superficial do oceano Atlântico Tropical possui dois ciclos, um com frequência de recorrência de 8 a 9 anos, que gera anomalias na temperatura superficial do oceano durante o inverno e primavera boreal. E outro com maior frequência, entre 2 e 3 anos, que causa anomalias no verão boreal (Enfield et al., 1999).

A área mais afetada pela variabilidade do Atlântico Tropical é a margem leste da região equatorial, que abrange o nordeste brasileiro e a porção leste da Amazônia (Nobre e Shukla, 1996). Os impactos na precipitação ocorrem por alterações na intensidade dos ventos alísios de nordeste ou por modificações na posição da ZCIT. No primeiro caso, o aquecimento (resfriamento) do Atlântico Norte diminui (aumenta) a intensidade dos ventos alísios de nordeste e, consequentemente, o transporte de umidade para o litoral (Enfield, 1996). Já no segundo caso, o padrão espacial bipolar da variabilidade do Atlântico Tropical favorece a alteração do gradiente meridional da temperatura e de pressão atmosférica, o qual desloca anomalamente a posição da ZCIT, por exemplo, quando o Atlântico Norte aquece (resfria) o Atlântico Sul

resfria (aquece) e a ZCIT desloca-se para norte (sul) (Nobre e Shukla, 1996).

Testemunho de gelo do Nevado Illimani e $\delta^{18}O$

O testemunho de gelo do Nevado Illimani possui 136 m de comprimento. Sua parte mais profunda contém gelo composto por precipitações de neve do final do Último Máximo Glacial, cerca de 18 mil anos antes do presente. Os primeiros 50 m desse testemunho foram formados por precipitações ocorridas no último século (Ramirez et al., 2003).

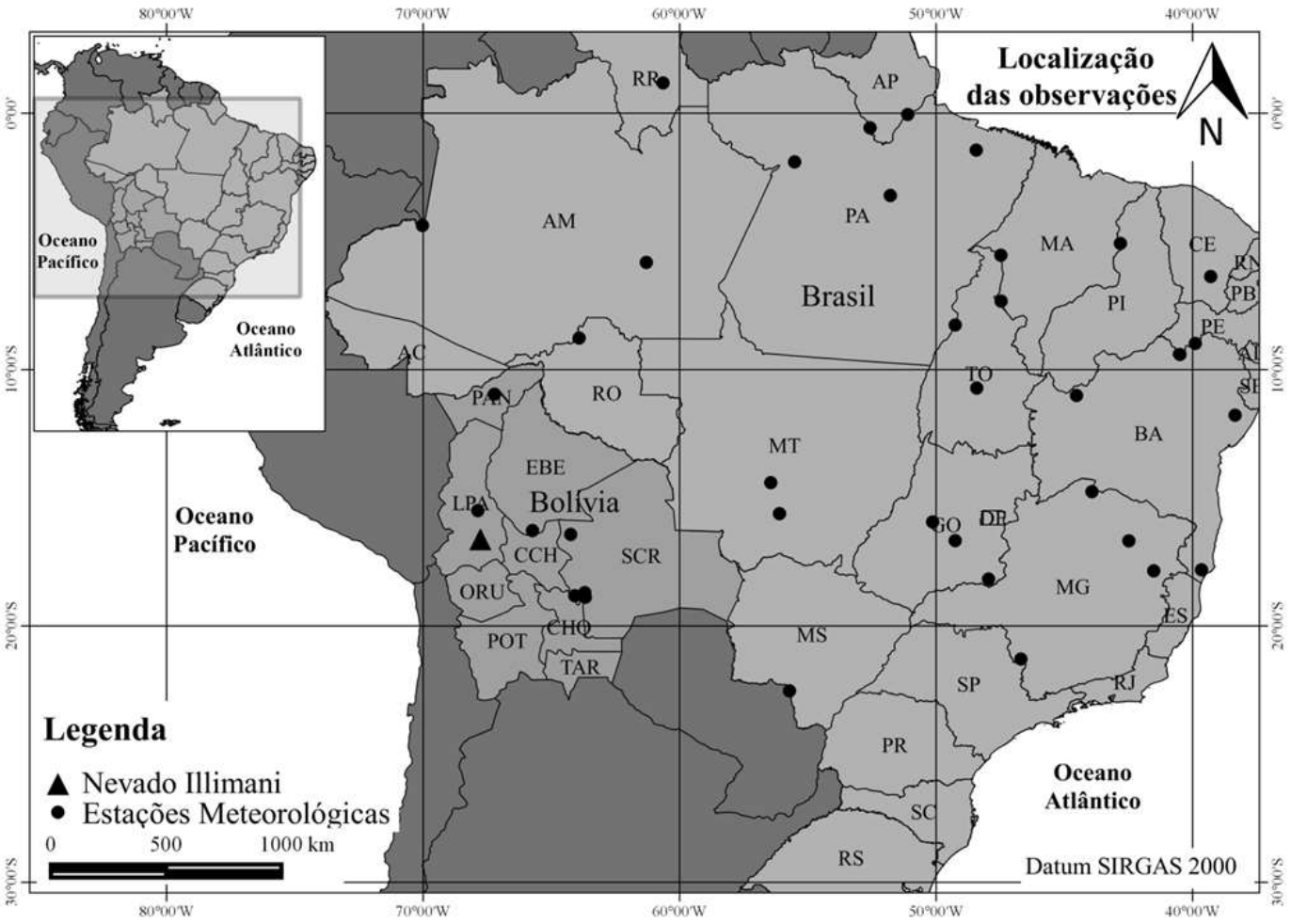
A série temporal do $\delta^{18}O$ do Nevado Illimani guarda informações pretéritas do ciclo hidrológico, porque a neve que precipita nessa geleira é evaporada no Oceano Atlântico e recicla-se sobre a América do Sul (Vimeux et al., 2005). As variações do $\delta^{18}O$ em latitudes tropicais ocorrem pelo fracionamento isotópico em cada processo de condensação da água na atmosfera, ou seja, a repetição desse processo ao longo da reciclagem da água sobre o continente diminui a porcentagem relativa do O^{18} (Dansgaard, 1964).

A variabilidade do $\delta^{18}O$ é influenciada pela soma de vários elementos. Entre eles destacam-se: 1) Continentalidade: o principal fator que controla a média da razão isotópica em torno de 15‰ é a distância entre o Nevado Ilimani e o oceano Atlântico, cerca de 3 mil quilômetros (Eltahir e Bras, 1994); 2) Altitude: a diminuição da temperatura e da disponibilidade de água na atmosfera aumentam o fracionamento isotópico do O^{18} em relação ao O^{16} (Vimeux et al., 2005); 3) Sazonalidade: no verão a entrada de água evaporada no oceano Atlântico é dada pela atuação dos ventos monçonicos, que aumenta a temperatura da atmosfera no interior continental. Isso favorece o transporte de isótopos de maior massa atômica para essa área. Já no inverno, a redução da razão isotópica do O18 devido a maior reciclagem da água é influenciada pela interrupção dos ventos monçonicos e pela diminuição da temperatura (Salati et al., 1979); 4) Evapotranspiração: cerca de 50% da água precipitada sobre a floresta Amazônica origina-se da evaporação da umidade continental, onde a vegetação equatorial desempenha importante função na regulação hídrica entre litosfera e a atmosfera (Salati et al., 1979); e 5) Variação da temperatura superficial dos oceanos tropicais: as variações na temperatura superficial dos oceanos Pacífico e Atlântico causam impactos no ciclo hidrológico na escala interanual e interdecenal (Ramirez et al., 2003 e Vuile et al., 2003).

Metodologia

Área de estudo

A investigação explora as relações entre o registro do $\delta^{18}O$ e as amostras da precipitação na região tropical da América do Sul (Mapa 1). O registro glacioquímico ($\delta^{18}O$) foi recuperado de um testemunho de gelo no Nevado Illimani (6350 m, 16º37'S, 67º46'W), que se situa na cordilheira Oriental dos Andes, na Bolívia, próximo a capital La Paz e do Lago Titica. A água que compõem este glacial é oriunda do Oceano Atlântico Equatorial e Tropical, que durante o transporte compõem o processo de evaporação e precipitação sobre o continente sul-americano. Entretanto, há poucos registros sistemáticos da precipitação da região tropical da América do Sul na primeira metade do século XX, resultando na seleção e análise de 37 estações meteorológicas (Mapa 1).



Mapa 1**:** Localização das estações meteorológicas observadas e do Nevado Illimani.

Dados

O testemunho de gelo do Nevado Illimani foi extraído em junho de 1999 por uma equipe franco-suíça, a qual acondicionou e transportou as amostras até o Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) na França. Esse testemunho possui 136,7 m, em que os primeiros 36 m são firn (estágio intermediário entre a neve e o gelo) e os demais são gelo de geleira.

Nessa investigação foram usados dados dos primeiros 50 m do testemunho de gelo, oriundos do acúmulo de neve precipitada entre o período 1929–1998. Para mensurar o $\delta^{18}O$, o testemunho de gelo foi fragmentado em secções de 7 cm e derretido. Essa água foi analisada em um espectrômetro de massa de razões isotópicas. A fragmentação do testemunho em 7 cm originou, em média, uma amostra para 1,1 mês, ou seja, a resolução temporal do mesmo é considerada mensal (Ramirez et al., 2003).

A variação das razões entre oxigênio 16 e 18 é pequena, por isso a mensuração dessa variável é representada em partes per mil (‰), conforme a seguinte equação:

$$\delta 18O = \frac{1000[(H218O/H216O)]amostra}{(H218O/H216O)SMOW} \quad \text{Eq. 1}$$

onde SMOW (*Standar Mean Ocean Water*) é uma amostra arbitrária que contém porcentagem de isótopos estáveis semelhantes a composição média do oceano (Craig, 1961b). Essa razão resulta em valores negativos, porque as amostras empobrecidas de O^{18} são relativizadas com uma amostra de referência (Eq. 1).

Os totais mensais da precipitação foram coletados em 37 estações meteorológicas (Quadro 1) distribuídas ao longo da região tropical do continente sul-americano. Os dados foram disponibilizados pela Agência Nacional de Águas – ANA (Brasil) e pelo Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia (Bolívia).

Quadro 1: Lista das estações meteorológicas observadas.

Região	Estação - Estado (lat, lon)
Amazonas	Altamira - PA (-3.21, -51.79); Benjamin Constant - AM (-4.38, -70.03); Belém - PA (-1.44, -48.44); Boa Vista - RR (1.18, -60.65); Conceição do Araguaia - PA (-8.26, -49.26); Laranjal do Jarí - AP (-0.57, -52.58); Macapá - AP (-0.05, -51.11); Manicoré - AM (-5.82, -61.3); Óbidos - PA (-1.90, -55.52); Palmas - TO (-10.72, -48.42); Porto Velho - RO (-8.77, -63.92).
Nordeste e Minas Gerais do Brasil	Carolina - MA (-7.33, -47.47); Curaça - BA (-8.98, -39.9); Iguatu - CE (-6.37, -39.3); Imperatriz - MA (-5.54, -47.48); Inhambupe - BA (-11.78, -38.35); Juazeiro - BA (-9.41, -40.50); Nova Viçosa - BA (-17.81, -39.66); Santa Rita de Cássia - BA (-11.01, -44.53); Teresina - PI (-5.08, -42.82); Grão Mogol - MG (-16.87, -42.9); Guaxupé - MG (-21.29, -46.70); Manga - MG (-14.76, -43.93); Teófilo - MG (-17.85, -41.52).
Centro-Oeste do Brasil	Catalão - GO (-18.17, -47.96); Cuiabá - MT (-15.62, -56.11); Diamantino - MT (-14.41, -56.45); Goiânia - GO (-16.67, -49.26); Goiás - GO (-15.94, -50.14); Ponta Porã - MS (-22.53, -55.72).
Bolívia	Arani - SC (-16.43, -64.25); Capinota - EB (-16.28, -65.74); Cobija Aeropuerto - P (-10.96, -67.22); Padilla - SC (-18.70, -63,70); San Calixto - LA (-15.50, -67.87); Tarabuco - SC (-18.82, -64.09); Villa Serrano - SC (-18.88, -63.68).

A fim de complementar as séries de precipitação observadas, foram integradas bases de dados modelados disponibilizados pela Universidade de *Delaware*. Essa base compila observações da rede global de climatologia histórica e interpola esses dados em uma grade de 0,5º de latitude e longitude (Matsuura e Willmott, 2009). A normal climatológica é usada quando não há dados observados em uma série temporal. Já a carência de dados observados em grandes áreas é suprida pela interpolação (Willmott et al., 1985). Essa metodologia, utilizada pela Universidade de *Delaware*, gera uma das melhores estimativas da precipitação sobre a América do Sul.

Os dados que completaram as séries históricas são oriundos da interpolação linear da grade acima descrita, sendo aceito uma confiabilidade de 95%, quando comparado com as observações.

Utilizou-se nas análises anomalias da precipitação, a qual é obtida pela subtração da média mensal das amostras. Essa subtração retira o ciclo sazonal e maximiza os efeitos das perturbações do ciclo da precipitação. Adicionalmente, as séries foram divididas conforme as estações sazonais, com a seguinte distribuição temporal: 1) Verão: dezembro/janeiro/fevereiro; 2) Outono: março/abril/maio; 3) Inverno: junho/julho/agosto; e 4) Primavera: setembro/outubro/novembro.

Técnicas estatísticas

Análise de dependência por regressão

A análise de dependência foi utilizada para investigar a possibilidade de estimar a precipitação pretérita na América do Sul utilizando dados do $\delta^{18}O$ do Nevado Illimani. A sobreposição temporal das duas amostras ocorre no período 1929–1998. Essa análise possuiu quatro fases sequenciais, tais como: 1) elaboração dos diagramas de dispersão, 2) identificação das equações matemáticas de regressão; 3) mensuração do erro e 4) avaliação da confiabilidade das estimativas por regressão (Lattin et al., 2011).

Os diagramas de dispersão são representações gráficas da variável independente ($\delta^{18}O$) no eixo horizontal X e da variável dependente (precipitação) no eixo vertical Y. Desta maneira, torna-se possível visualizar o grau de dependência das variáveis segundo a magnitude das amostras, assim como o melhor ajuste da equação matemática de regressão (Eq. 2). Essas equações foram identificadas no aplicativo ajuste de curva (*curve fitting* – em inglês) do programa Matlab. Além disso, foram calculadas a regressão linear e a diferença entre a estimativa e o valor real da variável dependente (erro).

Regressão Linear: $y=p1*X+p2$ Eq. 2

onde p1 é o fator de multiplicação e p2 o fator de adição.

Esse conjunto de informações formado pelo diagrama de dispersão, pela regressão linear e pela magnitude do erro possibilita avaliar a confiabilidade das estimativas por regressão, porque é testado a dependência da variável dependente (precipitação) quando comparada aquela independente ($\delta^{18}O$). Assim como, torna-se

possível avaliar o ajuste da equação matemática de regressão, verificando se o mesmo foi suficiente para compensar as diferenças entre as variáveis (Lattin et al., 2011).

Em primeira análise, mensurou-se a correlação de todas as séries temporais da precipitação com a série do $\delta^{18}O$, elaborando-se gráficos de dispersão, que não geraram resultados satisfatórios. Na sequência, operacionalizou-se a mesma técnica para analisar as séries fracionadas, isto é, de acordo com as estações sazonais. Além disso, as séries temporais da precipitação foram filtradas com o uso da média móvel de 3 a 12 meses, sendo selecionada a série filtrada com maior correlação com o $\delta^{18}O$.

As séries temporais da precipitação com maiores índices de correlação, quando comparadas com o $\delta^{18}O$, foram submetidas à análise de dependência por regressão, sendo que os gráficos e as equações representam duas relações, correlação positiva e negativa. A interpretação das equações, gráficos de dispersão e a mensuração do erro possibilitam a análise da possibilidade da reconstrução da precipitação pretérita utilizando o $\delta^{18}O$.

Resultados e discussão

O acúmulo de neve no glacial no Nevado Illimani preserva informações sobre o ciclo hidrológico da América do Sul, porque a água desse ciclo é oriunda da evaporação do Oceano Atlântico e reciclada sobre o continente, especialmente sobre a Amazônia. Nesse contexto, os registros do $\delta^{18}O$ negativos e próximos de zero, indicam que a água evaporou recentemente do oceano e não passou várias vezes pelo processo de evaporação-precipitação sobre o continente. Já, os registros negativos (distantes do zero) estão relacionados aos vários processos de reciclagem da água sobre o continente (Dansgaard, 1954).

O $\delta^{18}O$ do Nevado Illimani (Figura 1) possui amplitude de variação entre -9‰ e -25‰, aproximadamente. Sendo que, os maiores valores estão relacionados a processos do ciclo hidrológico que favorecem o transporte rápido da água evaporada do Oceano Atlântico até o glacial. E os menores valores indicam que a água após a evaporação no oceano passou nos vários processos de evaporação-precipitação sobre o continente. Segundo Dansgaard (1964) cada processo de reciclagem diminui o $\delta^{18}O$ em -3‰.

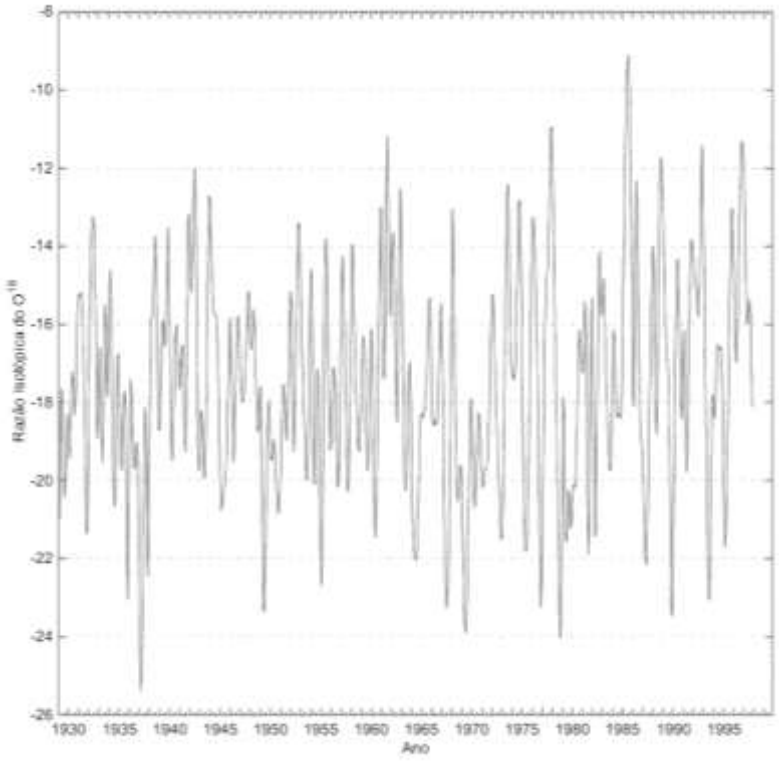


Figura 1: Variação do $\delta^{18}O$ do testemunho de gelo do Nevado Illimani - 1929 e 1998.

Ao comparar a variação do $\delta^{18}O$ com a variabilidade temporal da precipitação na América do Sul constatou-se que os registros de máximo (mínimo) fracionamento isotópico estão relacionados à seca (chuvas acima da média) na Amazônia e Centro-Oeste brasileiro. Tal relação é oriunda do modelo de circulação atmosférica na região tropical, sendo que, em períodos de aumento (diminuição) dos ventos e consequentemente, do transporte de água, há, simultaneamente, o aumento (a diminuição) do $\delta^{18}O$ e da precipitação (Maier, 2014).

A mensuração do índice de correlação entre as séries temporais da precipitação e a série do $\delta^{18}O$ evidencia que as observações do Pará, Goiás e Mato Grosso do Sul (Quadro 2) apresentam correlação positiva, de aproximadamente r= ~0,2. Esse índice salienta o predomínio da ocorrência de secas (chuvas acima da média) com o registro do $\delta^{18}O$ mínimo (máximo).

Entretanto, a baixa correlação evidenciada pela grande dispersão (Figura 2 A) não permite uma reconstrução paleoclimática da precipitação a partir da equação linear, utilizando o $\delta^{18}O$. Adicionalmente, o erro médio (Figura 2 B) pode atingir 100 mm. Ressalta-se que, o erro médio para o $\delta^{18}O$ entre -20 e -25‰ é predominantemente negativo, indicando a relação acima descrita, bem como, indicando que a equação linear não é adequada para representar a associação do registro do $\delta^{18}O$ mínimo com a ocorrência de secas.

Os índices de correlação negativa entre o $\delta^{18}O$ e a precipitação (Figura 2 C) ocorrem sobre o nordeste brasileiro, Minas Gerais, Roraima e Amazônia (Quadro 2). Tal índice, evidencia que as ocorrências de secas (chuvas acima da média) estão associadas ao registro do $\delta^{18}O$ máximo (mínimo). A grande dispersão e erros elevados (Figura 2 C e D) impossibilitam uma reconstrução paleoclimática da precipitação usando a regressão linear, além disso, existe erro médio positivo e negativo no registro de máximo e mínimo $\delta^{18}O$.

Quadro 2: Identificação da estação meteorológica com sua correlação e estação sazonal.

Correlação	Nome da Estação	Estado	Estação sazonal
Positiva	Belém (1)	PA	Verão, outono e Inverno
	Conceição do Araguaia (2)	PA	Primavera
	Goiânia (3)	GO	Inverno
	Goiás (4)	GO	Verão e Inverno
	Ponta Porã (5)	MS	Inverno
Negativa	Benjamin Constant (6)	AM	Outono e Inverno
	Boa Vista (7)	RR	Inverno (HN)
	Carolina (8)	MA	Verão
	Conceição do Araguaia (2)	PA	Verão
	Nova Viçosa (9)	BA	‘Inverno
	Teófilo (10)	MG	Primavera
	Teresina (11)	PI	Verão

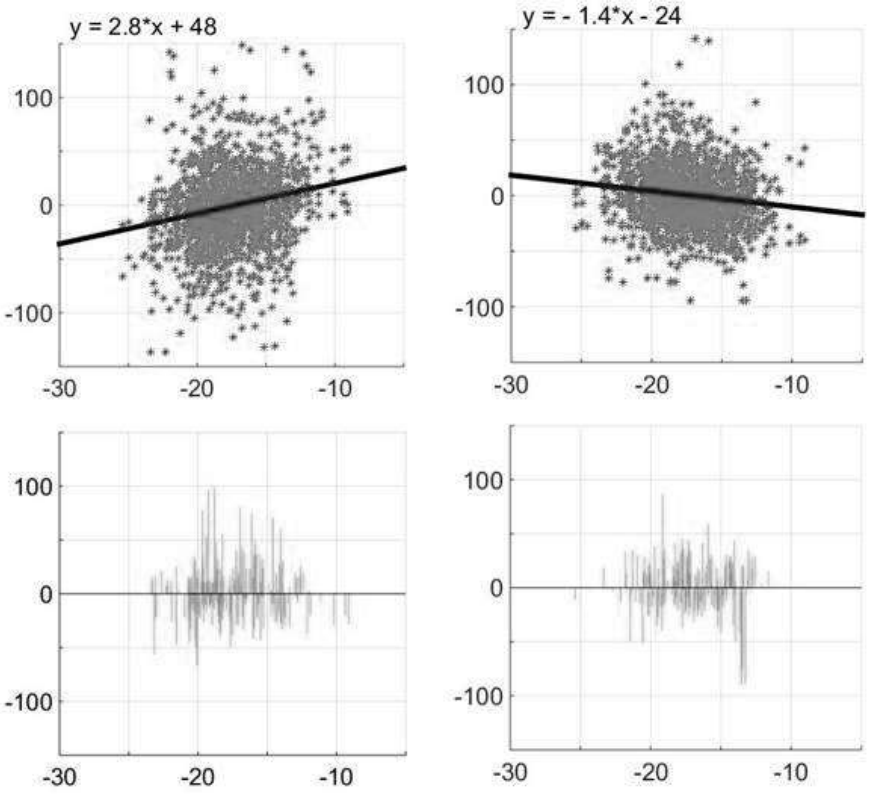


Figura 2: Gráficos de correlação (positiva e negativa) e erro médio. A) Gráfico de correlação positiva; B) Gráfico de correlação negativa; C) Gráfico de erro médio referente a correlação positiva; D) Gráfico de erro médio referente a correlação negativa.

Há evidências de que as baixas correlações e a grande dispersão estão associadas a grande variabilidade da precipitação. Por exemplo, uma série temporal da precipitação pode conter ciclos decenais, interdecenais e interanuais, enquanto que o $\delta^{18}O$ apresenta ciclos interanuais (Figura 1). Em virtude disso, as perturbações de alta frequência que ocorrem na precipitação podem inserir erros grandes na estimativa por regressão linear.

Visto isso, torna-se possível explorar as relações entre as variáveis, analisando a distribuição espacial das estações meteorológicas que possuem correlação negativa e positiva (Figura 3). Observa-se que as distribuições espaciais das estações meteorológicas com correlações positivas estão na área de atuação dos ventos alísios de nordeste e dos jatos de baixos níveis. Estes são responsáveis pelo transporte da água desde o Atlântico Tropical Norte até a região subtropical da América do Sul, passando pelo altiplano boliviano e Centro-Oeste brasileiro.

A ocorrência de seca (chuva acima da média) e o registro de mínimo e máximo $\delta^{18}O$ na região central da América do Sul (Figura 3 A) estão associados a diminuição (aumento) do transporte de umidade pelos ventos. Além disso, a desintensificação (intensificação) dos ventos alísios de nordeste e dos jatos de baixos níveis causam, simultaneamente, secas (chuvas acima da média) e registro de mínimo (máximo) $\delta^{18}O$.

A distribuição espacial das estações meteorológicas em que a precipitação possui correlação negativa com o $\delta^{18}O$ indica que os mesmos fenômenos atmosféricos e oceanográficos que geram registros isotópicos máximo (mínimo) causam secas (chuvas acima da média) no Nordeste brasileiro, Minas Gerais e no Noroeste e Oeste da Amazônia (Figura 3 B). Para exemplificar, geralmente há uma relação inversa de intensificação ou desintensificação dos dois percursos da entrada de umidade na região tropical da América do Sul (Figura 4), sendo que em períodos de enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios de nordeste e jatos de baixos níveis ocorre o inverso com os ventos alísios de sudeste.

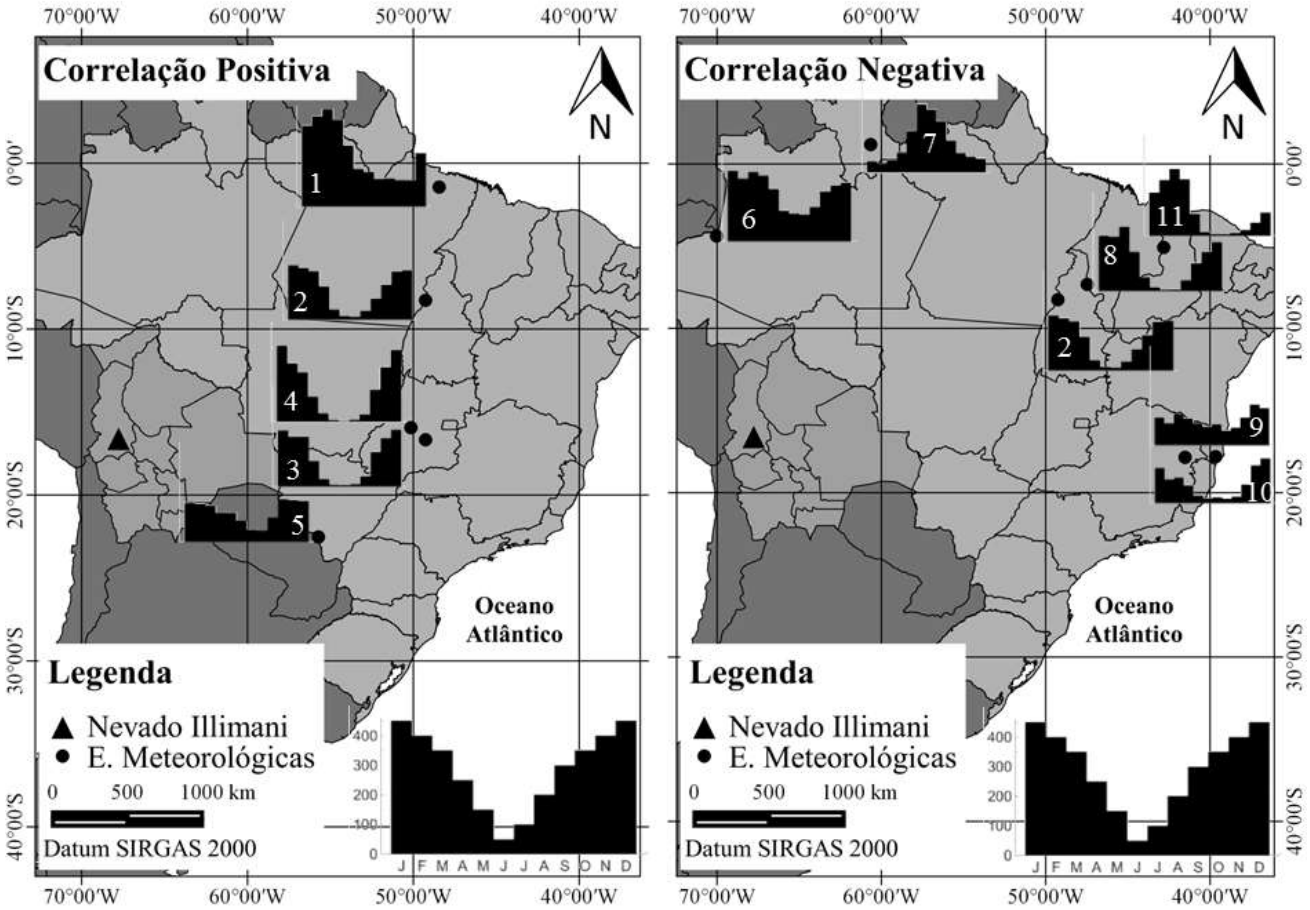


Figura 3: Distribuição espacial das estações meteorológicas que possuem correlação positiva e negativa. A) Estações meteorológicas que possuem correlação positiva; B) Estações meteorológicas que possuem correlação negativa.

Essa relação inversa pode ser explicada pela compreensão do modelo bi hemisférico da variação do Oceano Atlântico Tropical, sendo que o aquecimento (resfriamento) das águas no Hemisfério Norte está associado ao resfriamento (aquecimento) do Hemisfério Sul. Consequentemente, os centros aquecidos (resfriados) causam diminuição (aumento) da pressão atmosférica, que por sua vez desacelera (acelera) os ventos que transportam umidade para o interior do continente sul-americano. Ressalta-se que a variação da temperatura superficial dos oceanos Atlântico e Pacifico, na região equatorial, possui interdependência, com correlação positiva (Enfield, 1996).

Sobre a relação bi hemisférica do Atlântico Tropical observa-se a influência nos ventos alísios e a seguinte disposição espacial: o aquecimento (resfriamento) do Oceano Atlântico Tropical Norte causa enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios de nordeste, concomitantemente, ocorre um resfriamento (aquecimento) do Oceano Atlântico Tropical Sul gerando intensificação (desintensificação) dos ventos alísios de sudeste. Em consequência, há uma diminuição (aumento) do transporte de umidade para o interior do continente nas proximidades do Amapá e Pará e uma intensificação (desintensificação) do transporte de umidade para o interior do continente nas proximidades do nordeste Brasileiro (Figura 4).

Na Figura 3B também se observa duas estações meteorológicas, uma no Noroeste e outra no Oeste da Amazônia, em que os índices de correlação entre a precipitação e o $\delta^{18}O$ são negativos. Atribui-se ao confinamento da umidade, nessa região da Amazônia, a relação inversa com o $\delta^{18}O$. Para exemplificar, quando a ZCIT está ativa no Hemisfério Norte, a entrada de umidade ocorre nas proximidades das Guianas, consequentemente, as porções noroeste e oeste da Amazônia registram precipitações acima da média, enquanto a região equatorial sul e a borda leste e sul da Amazônia apresentam índices pluviométricos abaixo da média. Além disso, a ocorrência do El Niño gera um centro de divergência na porção central da Amazônia, sendo que o mesmo confina a umidade na porção oeste e nordeste da região equatorial (Grimm, 2003).

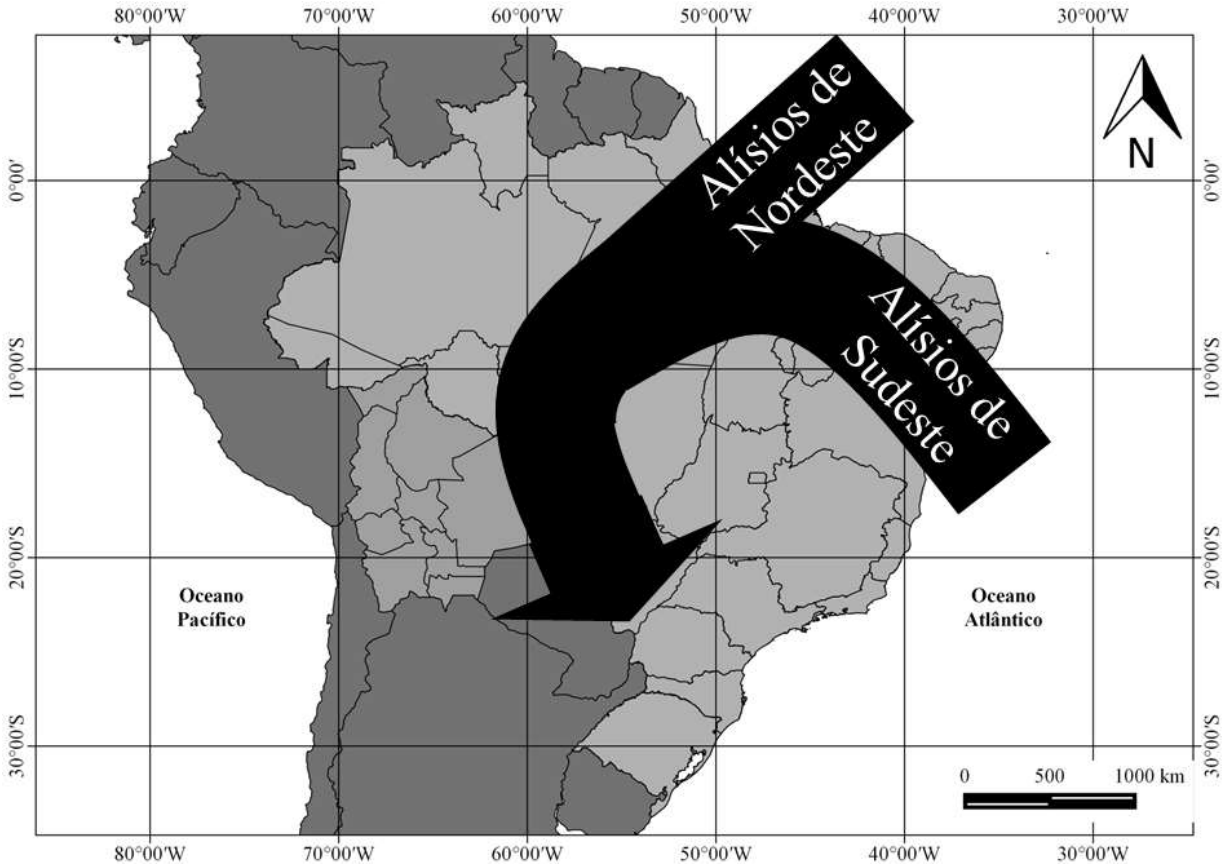


Figura 4: Representação dos ventos alísios de Nordeste e Sudeste que transportam umidade.

Em ambas as configurações, tanto a dos campos de ventos como a da disposição espacial da Zona de Convergência Intertropical, torna-se possível explicar o aumento (diminuição) da precipitação no Nordeste e Oeste da Amazônia nos períodos de registro do $\delta^{18}O$ mínimo e máximo. Devido ao fato que ocorre o confinamento da umidade nessa porção da Amazônia e o aumento da reciclagem da água no percurso entre o Oceano Atlântico e o Nevado Illimani.

Conclusão

Comparando as séries da precipitação da região tropical do continente sul-americano com a série do $\delta^{18}O$ do Nevado Illimani, constatou-se que os maiores índices de correlação são de aproximadamente |0,2|. Este valor impossibilita a reconstrução paleoclimática da precipitação pretérita a partir de uma regressão linear entre as variáveis.

As análises dos gráficos de dispersão, da reta de regressão e do erro médio indicam que a grande variabilidade da precipitação, simultânea aos registros do $\delta^{18}O$ próximo da média (-17,5‰), é a principal causa que diminui a correlação entre as variáveis e, portanto, diminui a confiabilidade da estimativa da precipitação usando o $\delta^{18}O$.

Entretanto, há evidências que os registros de máximo (mínimo) $\delta^{18}O$ estão relacionados a chuvas acima da média (secas) na área de atuação dos ventos alísios de nordeste e dos jatos de baixos níveis e as secas (chuvas acima da média) no nordeste brasileiro, Minas Gerais e noroeste e oeste da Amazônia. Sendo atribuído ao ENOS e a variabilidade das temperaturas superficial do Oceano Atlântico Tropical, as principais variações anômalas da precipitação e do registro do $\delta^{18}O$ máximo ou mínimo.

Agradecimentos

Agradecemos a concessão da bolsa de iniciação científica do Programa Institucional de Desenvolvimento do Estudante da FURG, sob edital EPEC Nº 01/2015.

Referências

Alves, L, M, 2009. Clima da Região Centro-Oeste do Brasil. In: Cavalcanti, I, F, A. Ferreira, N, J. Silva, M, G, A, J. Dias, M, A, F, S (Org). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, pp. 236 – 241.

Craig, H. 1961b. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygem-18 in natural Waters. Science 133, 1833-1834.

Dansgaard, W. 1954. The O18 abundance in fresh water. Geochimica et Cosmochimica Acta 6, 241-260.

Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus 16, 436–468.

Eltahir, E.A.B. e BRAS, R.L. 1994. Precipitation recycling in the Amazon basin. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 120, 861-880.

Enfield, D.B. 1996. Relationships of inter-American rainfall to Atlantic and Pacific SST variability. Geophysical Research Letters 23, 3305.

Enfield, D.B, mestas, A.M, mayer, D.A e Cid-Serrano, L. 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? Journal of Geophysical Research 104, 7841-7848.

Garreaud, R.D. e Wallace, J.M. 1997. The diurnal of convective cloudiness over the Americas. Monthly Weather Review 125, 3157–3171.

Grimm, A.M. 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. Journal of Climate 16, 263–280.

Grimm, A.M. 2004. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? Climate Dynamics 22, 123–138.

Grimm, A.M. 2009. Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: Cavalcanti, I. F., Ferreira, A.N.J.; Justi da Silva, M.G; Silva Dias, M.A.F. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 1º edição, pp. 353–374.

Kayano, M, T; Andreoli, V, R, 2009. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: Cavalcanti, I, F, A. Ferreira, N, J. Silva, M, G, A, J. Dias, M, A, F, S (Org). Tempo e Clima no Brasil. Editora Oficina de Textos, São Paulo, pp. 213 – 233.

Lattin, J., Carroll, J.D. e Green, P.E. 2011. Análise de Dados Multivariados. Editora Cengage Learning. São Paulo. pp. 455.

Maier, E.LB. 2014. Relações espaço-temporais entre dados paleoclimáticos do Nevado Illimani (Bolívia) e a precipitação na América do Sul. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geografia na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pp.126.

Marengo, J.A., Soares, W.R., Saulo, C., Nicolini, M. 2004. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: Characteristics and temporal variability. Journal of Climate 17 2261–2280.

Marengo, J, A; Nobre, A, C, 2009. Clima da Região Amazônica. In: Cavalcanti, I, F, A. Ferreira, N, J. Silva, M, G, A, J. Dias, M, A, F, S (Org). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, pp. 197 – 212.

Matsuura, K. e Willmott, C.J. 2009. Terrestrial precipitation: 1900–2008 gridded monthly time series (versão 4.01). Newark – EUA: Center for Climatic Research, Department of Geography, University of Delaware. Disponível em: http://climate.geog.udel.edu/~climate/ (acessado em 20/01/2016).

Nobre, P. e Shukla, J. 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. Journal of Climate 9, 2464–2479.

Nóbrega, R.S., Cavalcanti, E.P. e Souza, E.P. 2005. Reciclagem de vapor d'água sobre a América do Sul utilizando reanálises do NCEP-NCAR. Revista Brasileira de Meteorologia 20, 253-262.

Nunes, H, L; Vicente, K, A; Candido, D, H, 2009. Clima da Região Sudeste do Brasil. In: Cavalcanti, I, F, A. Ferreira, N, J. Silva, M, G, A, J. Dias, M, A, F, S (Org). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, pp. 243 – 258.

Ramirez, E., Hoffmann. G., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F.A., Petit, J.R., Landais, A. e Simões, J.C. 2003. A new Andean deep ice core from Illimani (6350 m), Bolivia. Earth and Planetary Science Letters 212, 337–350.

Reboita, M.S., Gan, M.A., Rocha, R.P. e Ambrizzi, T. 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. Revista Brasileira de Meteorologia 25, 185–204.

SalatI, E., Dall'olio, A., Matsui, E. e GAT, J.R. 1979. Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. Water Resources 15, 1250–1257.

Thompson, L.G. 1993. Reconstructing the paleo ENSO records from tropical and subtropical ice cores. Bulletin de Institut Français d'Études Andines 22, 65-83.

Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G. e Chiang, J.C.H. 2005. What are the climate controls on δD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. Earth and Planetary Science Letters 240, 205–220.

WIllmott, C. J., Rowe, C.M. e Philpot, W.D. 1985. Small-scale climate maps: a sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. American Cartographer 12, 5–16.