



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Campus de Rio Claro

GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

VINÍCIUS DOS SANTOS

VARIAÇÕES NA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA
PRECIPITAÇÃO NA PORÇÃO CENTRAL DO ESTADO DE
SÃO PAULO E SUA RELAÇÃO COM SISTEMAS
CLIMÁTICOS

Rio Claro - SP

2018

VINÍCIUS DOS SANTOS

VARIAÇÕES NA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA
PRECIPITAÇÃO NA PORÇÃO CENTRAL DO ESTADO DE
SÃO PAULO E SUA RELAÇÃO COM SISTEMAS
CLIMÁTICOS

Dissertação de Mestrado
apresentada ao Instituto de Geociências e
Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro,
da Universidade Estadual Paulista “Júlio de
Mesquita Filho”, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Mestre em
Geociências e médio ambiente.

Orientador: Didier Gastmans

Rio Claro – SP
2018

543.31 Santos, Vinícius dos
S237v Variações na composição isotópica da precipitação na
porção central do Estado de São Paulo e sua relação com
sistemas climáticos / Vinícius dos Santos. - Rio Claro, 2018
95 f. : il., figs., gráfs., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Didier Gastmans

1. Água – Composição. 2. Isótopos da precipitação. 3.
Precipitação. 4. Isótopos estáveis. 5. Mudanças climáticas. I.
Título.

ERRATA

SANTOS, V. **Variações na composição isotópica da precipitação na porção central do Estado de São Paulo e sua relação com sistemas climáticos.** 2018, 95 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, campus Rio Claro, Rio Claro, 2018.

Folha	Linha	Onde se lê	Leia-se
Agradecimentos	22	Agradeço, também, a FAPESP (processo n°: 2016/18735-7), pela concessão de bolsa de mestrado	Agradeço ao apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), processo n°2016/18735-7 (FAPESP), pela concessão de bolsa de mestrado

VINÍCIUS DOS SANTOS

VARIAÇÕES NA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DA PRECIPITAÇÃO
NA PORÇÃO CENTRAL DO ESTADO DE SÃO PAULO E SUA
RELAÇÃO COM SISTEMAS CLIMÁTICOS

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de Mestre em Geociências e médio
ambiente.

Comissão examinadora

Prof. Dr. Didier Gastmans – Orientador

CEA/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Ricardo César Aoki Hirata

IGc/USP/São Paulo (SP)

Prof. Dr. Luiz Felipe Gozzo

FC/UNESP/Bauru (SP)

Resultado: APROVADO

Rio Claro, 26 de Junho de 2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Didier, por todos ensinamentos, conversas, lições, risadas e por ser um orientador que dá a devida atenção a seus alunos, proporcionando a realização de trabalhos incríveis, como este, obrigado pela parceria de anos.

Aos meus pais, Valdeci e Sonia, pela educação, incentivo, exemplo e por acreditar sempre em mim. A minha mãe Leildes, irmãs Juliana, Katia e Bruna, por toda atenção e zelo. A minha sobrinha mais linda, Manuela, por sempre me fazer sorrir nas visitas e descanso durante a realização deste trabalho. Ao meu cunhado Lucas, grande pessoa.

Aos meus companheiros de trabalho do Laboratório de Recursos Hídricos e Isótopos Ambientais (LARHIA), Ludmila, Lucas, Sebastian, Carol e José Claudio, por todas as conversas, sugestões, aprendizado, cafés, zueiras e risadas durante o dia a dia na sala de estudos mais chique dessa Unesp.

Aos meus amigos, Alexandre (Belo), grande irmão que a vida me deu. As amigas e parceiras Bianca e Karen, por todas conversas e motivação, e a Ana pelos convites a comilanças. Aos amigos queridos Japa e Isquimo, pelas intensas aventuras durante o início do mestrado. Aos moradores da Rep. Então, Aryel, Ivan, Luis, Juliano, Ruan, Brasa e Murilo, pela convivência, risadas e zueiras nestes intensos e loucos anos de mestrado.

A todos os funcionários do Centro de Estudos Ambientais (CEA), especialmente ao Marcos, grande amigo e parceiro de campo, ao professor Silvio Govone, por todos os ensinamentos em estatística, e aos funcionários e estagiários da estação meteorológica do CEAPLA, pela paciência e longos e-mails trocados para obtenção de dados utilizados neste trabalho.

Agradeço, também, a FAPESP (processo n°: 2016/18735-7), pela concessão de bolsa de mestrado e ao IPmet de Bauru, pelo fornecimento de informações meteorológicas e longos e-mail trocados pelo Hermes e Georgia. Desta mesma casa, agradeço ao Luís, pela participação na banca e importantes dicas meteorológicas.

RESUMO

Isótopos estáveis de hidrogênio ($^1\text{H}/^2\text{H}$) e oxigênio ($^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$) constituem excelentes traçadores da movimentação da molécula da água ao longo do ciclo hidrológico, sendo utilizado como ferramentas auxiliares na interpretação dos controles climáticos sobre a precipitação. Em áreas tropicais, fatores climáticos regionais e locais se contrapõe, como responsáveis pela variabilidade da composição isotópica da precipitação. Com base em processos envolvidos nas transformações isotópicas sofridas pela água ao longo da sua movimentação no ciclo hidrológico em áreas continentais, essa dissertação de mestrado teve como objetivo avaliar e compreender quais fenômenos climáticos são responsáveis por governar a composição isotópica da precipitação na porção central do estado de São Paulo. Os resultados demonstraram que a disponibilidade de umidade na atmosfera, aliados a processos de recirculação de vapor ao longo do deslocamento de massas de ar que geram chuva na região estudada, governam a variabilidade da composição isotópica da precipitação, como demonstrado pelas retas meteóricas locais ($\delta^2\text{H} = 8.15 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14.25$), valores de *d*-excess geralmente superiores a 11‰ e pelo efeito de sazonalidade, que se caracteriza por diferenças na composição isotópica da precipitação na estação seca, caracterizada por chuvas enriquecidas com valores de $\delta^{18}\text{O} = >-4\text{‰}$, e na estação chuvosa por chuvas empobrecidas com valores de $\delta^{18}\text{O} = <-4\text{‰}$. Esse efeito de sazonalidade foi igualmente observado durante os eventos El Niños 1997-98 e 2014-16, e ao longo do monitoramento realizado entre 2013-17. Os processos de recirculação de vapor são modulados pela atuação de sistemas atmosféricos ao longo das estações do ano, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o verão, quando há grande disponibilidade de umidade na atmosfera e ocorre a formação de chuvas de larga escala que empobrecem a composição isotópica da precipitação, e as incursões de Frentes Frias (FF) junto a movimentos de advecção em uma atmosfera com menor disponibilidade de umidade, durante o inverno, com a ocorrência de chuvas convectivas que enriquecem a composição isotópica da precipitação. Assim, o trabalho fornece informações e conhecimentos que poderão ser aplicados em modelos hidrológicos futuros, face aos efeitos das mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico.

Palavras-chave: Precipitação, isótopos estáveis e mudanças climáticas.

ABSTRACT

Stable isotopes of hydrogen ($^1\text{H}/^2\text{H}$) and oxygen ($^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$) constitute excellent tracers of water movement through the hydrological cycle, and they have been used as an important tool to interpret climate controls on precipitation. In tropical areas, regional and local climatic factors faced as responsible for the variability observed on isotopic composition of precipitation. Based on the processes involved in the water isotopic transformations along its path through the hydrological cycle in continental areas, the main purpose of this master thesis was to evaluate and understand which climatic factors are responsible for controlling the isotopic composition of the precipitation in the center of the state of São Paulo. The results demonstrate that the availability of moisture in the atmosphere, combined with moisture recirculation processes along the displacement of air masses that generate rain in the studied region, were the main key drivers responsible for the variability observed in isotopic composition of the precipitation, as demonstrated by the local meteoric lines ($\delta^2\text{H} = 8.15 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14.25$), values of *d*-excess up to 11‰, and the seasonal effect, that is characterized by differences between more enriched precipitation during the dry season, characterized by values of $\delta^{18}\text{O} = >-4\text{‰}$, and more depleted precipitation during wet season, with values of $\delta^{18}\text{O} = <-4\text{‰}$. Seasonal effects were observed during the events El Niños 1997-98 and 2014-16, as well as during the period of precipitation monitoring (2013-2017). The moisture recirculation processes are modulated by the action of atmospheric systems over the seasons, such as South Atlantic Convergence Zone (SACZ), when there is large availability of moisture in the atmosphere and the occurrence of large scale rainfall that depleted the isotopic composition of precipitation, and Cold Frontier (CF) incursions together with advection movements in an atmosphere with lower moisture availability, during winter, with the occurrence of convective rains that enrich the precipitation isotopic composition. Thus, the work provides information and knowledge that can be applied in future hydrological models, given the effects of climate change on the hydrological cycle.

Keywords: Precipitation, stable isotopes and climate change.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	11
LISTA DE TABELAS	14
INDICE DE ABREVIATÓES.....	15
1. Introdução.....	16
2. Objetivo geral.....	18
2.1. Objetivos específicos.....	18
3. Isótopos ambientais na precipitação como ferramenta para compreensão climática	19
3.1. Isótopos ambientais.....	19
3.2. Composição isotópica da precipitação em áreas tropicais	23
3.3. Sistemas atmosféricos que governam a precipitação no sudeste do Brasil.....	26
4. Metodologia	31
4.1. Amostragem e determinação do conteúdo de isótopos.....	31
4.2. Aquisição de dados meteorológicos.....	31
4.3. Determinação das trajetórias do modelo HYSPLIT	32
4.4. Análise estatística.....	33
5. Referências bibliográficas	35
6. Resultados.....	40
6.1. Controles climáticos sobre a variabilidade na composição isotópica da precipitação em Rio Claro (SP)40	
6.1.1. Introdução	40
6.1.2. Características climáticas de Rio Claro (SP).....	41
6.1.3. Metodologia	42
6.1.4. Resultados e discussão.....	43
6.1.5. Conclusões	61
6.1.6. Referências bibliográficas.....	62

6.2. How different ENSO events act on the isotopic composition of precipitation in the southeast region of Brazil.....	65
6.2.1. Introduction	65
6.2.2. Climatic controls of study area.....	66
6.2.3. Methods	68
6.2.4. Interannual variability isotopic composition in the precipitation.....	70
6.2.5. Seasonal variability in the isotopic composition of precipitation.....	75
6.2.6. Conclusions	81
6.2.7. References	82
7. Considerações finais	86
8. ANEXO A – DADOS ISOTÓPICOS E METEOROLÓGICOS MENSASIS.....	88
9. ANEXO B – DADOS ISOTÓPICOS DIÁRIOS	90
10. ANEXO B - DADOS METEOROLÓGICOS DIÁRIOS.....	93

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 3. Isótopos ambientais na precipitação como ferramenta para compreensão climática

Figura 1 - Distribuição da composição isotópica da precipitação no globo. Fonte: <http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/other/GNIP%20brochure.pdf> 22

Figura 2 - Efeito de continentalidade. Fonte: Elaborado pelo autor..... 22

Figura 3 - Sistemas atmosféricos geradores da precipitação no Sudeste do Brasil: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Alta da Bolívia (AB), Jatos de Baixos Níveis (JBN), Baixa do Chaco (BC), Zona de Convergência Intertropical (ZCAS), Frentes Frias (FF) e Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Precipitação anual (mm) obtida junto ao Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP), disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/wpage.cmap.html..... 27

Capítulo 6. Controles climáticos sobre a variabilidade na composição isotópica da precipitação na região sudeste do Brasil

Figura 1 – Variação mensal dos parâmetros meteorológicos ao longo do período de monitoramento da composição isotópica da precipitação: [a] precipitação mensal (coluna azul)/média móvel (linha tracejada em azul) e média histórica mensal (coluna em laranja)/média móvel histórica (linha tracejada em laranja); [b] média da umidade relativa do ar (linha azul) e umidade relativa histórica mensal (linha em cinza); [c] temperatura média mensal (linha vermelha) e média histórica da temperatura média mensal (linha em amarelo). 44

Figura 2 – Box-plot resultados isotópicos mensais ilustrando as médias, medianas, valores máximos e mínimos: [a] $\delta^{18}\text{O}\%$, [b] $\delta^2\text{H}\%$ e [c] *d-excess* 45

Figura 3 - Variação anual da composição isotópica da precipitação: [a] reta meteórica local (RML) entre os anos de 2013-16 em comparação com a GMWL e [b] box-plot anual para os valores de $\delta^{18}\text{O}$ 46

Figura 4 - Variação sazonal: com valores da média mensal de precipitação (coluna em azul) e média ponderada pela precipitação para os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (linha em vermelho). 47

Figura 5 - Box-plots para os valores diários de $\delta^{18}\text{O}$ [a], $\delta^2\text{H}$ [b] e *d-excess* [c]. 48

Figura 6 – Histograma representando os 3 tipos de chuvas classificados com base nos valores da média aritmética e desvio padrão do $\delta^{18}\text{O}$: chuvas empobrecidas (<-7.96), chuvas médias (-7.96 e -0.54) e chuvas enriquecidas (>-0.54). 49

Figura 7 – Distribuição temporal da composição isotópica da precipitação diária, valores de $\delta^{18}\text{O}$ e precipitação diária (mm) (a), $\delta^2\text{H}$ (b) e *d-excess* (c). Relação entre $\delta^{18}\text{O}$ e temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$) (d). 49

Figura 8 – Combinação entre as retas meteóricas locais, diária $\delta^2\text{H} = 8.15*\delta^{18}\text{O} + 14.25$ (linha tracejada

em azul) e mensal $\delta^2\text{H} = 8.34 \cdot \delta^{18}\text{O} + 15.59$ (linha preta), demonstrando qualidade das amostras coletadas 50

Figura 9 – Mapas das (back) trajetórias do modelo HYSPLIT: (a) chuvas empobrecidas ($\delta^{18}\text{O} < -7.96$), (b) chuvas médias ($\delta^{18}\text{O}$ entre -7.96 e -0.54) e (c) chuvas enriquecidas ($\delta^{18}\text{O} > -0.54$)..... 55

Figura 10 – Mapas de umidade específica (kg kg^{-1}), água precipitável (kg m^{-2}) e taxa de precipitação (mm day^{-1}), ambos no nível de 850 hPa, campo de velocidade vertical (Pa s^{-1}) a 500 hPa e campo de vento horizontal a 850 hPa e 200 hPa (m s^{-1}), obtido junto ao NCEP/NCAR Reanalysis NOAA. (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) para amostras de chuvas empobrecidas, valores de $\delta^{18}\text{O} < -7.96$ 56

Figura 13 – Modelo de regressão linear múltipla para as variáveis [a] $\delta^{18}\text{O}$ e [b] $\delta^2\text{H}$ medidas (linhas em azul) e estimados (linha em laranja). [c] $\delta^{18}\text{O}$ medido versus $\delta^{18}\text{O}$ estimado, correlação $r = 0.54$, e [d] $\delta^2\text{H}$ medido versus estimado, correlação $r = 0.56$ 60

Capítulo 7. How different ENSO events act on the isotopic composition of precipitation in the southeast region of Brazil

Figure 1. Main regional climatic figures that operated over Brazilian territory: During summer the main figures are the ITCZ – Intertropical Convergence Zone, the presence of pressure zones, such as the BH - Bolivian High and Chaco Low (CL), moisture transport in the Amazon by LLJ – Low-Level Jet, formation SACZ – Southern Atlantic Convergence Zone and SASH - Southern Atlantic Subtropical High over central Atlantic Ocean. During the winter mainly the occurrence of CF – Cold Front, associated to the presence of SASH closer the continent, inhibiting the formation of rains. In the left, location of precipitation sampling I for stable isotope determinations. Annual precipitations (in mm) were obtained from the dataset of Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP), available at: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/wpage.cmap.html..... 67

Figure 2 – Climatic and isotopic variability during evaluated ENSO events: ONI Index for ENSO 1 (a) and ENSO 2 (b); Amount precipitation in blue bars observed during ENSO 1 (Piracicaba) (c) and ENSO 2 (d), in orange bars historical mean precipitation; Variability $\delta^{18}\text{O}$ (e) and d-excess (g) to Bragança Paulista (blue line), Campinas (winter line), Piracicaba (orange line), Santa M. da Serra (yellow) and Rio Claro (figure f and g, green line); Histogram of $\delta^{18}\text{O}$ to ENSO 1 (j) and ENSO 2 (i)..... 71

Figure 3 – Box-plot represented variations, percentile and arithmetic mean of the ^{18}O , ^2H and d-excess from complete distribution for all locations: (1) Bragança Paulista, (2) Campinas, (3) Piracicaba, (4) Santa Maria da Serra and (5) Rio Claro. 72

Figure 4. Dual isotope diagram for $\delta^{18}\text{O}$ (‰) and $\delta^2\text{H}$ (‰). Diamonds for samples representing ENSO 1 (Bragança Paulista, Campinas, Piracicaba, and Santa Maria da Serra), and black squares ENSO 2 (Rio Claro). Gray line dotted represents the Global Meteoric Water Line ($\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$). Regressions equations are presented in the upper left side of the figure. 74

Figure 5 – Histograms for Piracicaba (ENSO 1) and Rio Claro (ENSO 2) represented distribution of enriched and depleted values during different seasons.....	76
Figure 6 – Atmospheric back-trajectories for all rain hours from ENSO 97-98 and ENSO 2014-16. Trajectories were calculated for 240 hours preceding rainfall at the study site in Piracicaba and Rio Claro using the HYSPLIT model.	77
Figure 7 – Average 850 hPa: Specific humidity (kg kg^{-1}), precipitation rate (mm day^{-1}), precipitable water (kg m^{-2}) and 500 hPa vertical velocity field (Pa s^{-1}). Image provided by the NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/ . Dry season ENSO 97-98. Fonte: U.S. Department of Commerce National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division. http://www.esrl.noaa.gov/	79
Figure 8 – Similar to Fig. 6. Wet season ENSO events.	80

LISTA DE TABELAS

Capítulo 3. Isótopos ambientais na precipitação como ferramenta para compreensão climática

Tabela 1. Isótopos estáveis da água..... 19

Capítulo 6. Controles climáticos sobre a variabilidade na composição isotópica da precipitação na região sudeste do Brasil

Tabela 1 - Matriz de Correlação dos resultados isotópicos e meteorológicos..... 52

Tabela 2 – Principais resultados da regressão Stepwise 59

Capítulo 7. How different ENSO events act on the isotopic composition of precipitation in the southeast region of Brazil

Table 1 – Sampling points general information..... 68

Table 2. Statistical evaluation of Isotopic composition of precipitation. 73

Table 3 – Statistical correlation between monthly ONI index and average isotopic composition of precipitation 76

INDICE DE ABREVIACOES

AB – Alta da Bolívia

ASAS – Alta Subtropical do Atlntico Sul

BC - Baixa do Chaco

CEA – Centro de Estudos Ambientais

CEAPLA – Centro de Análise e Planejamento Ambiental

CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala

CBS - Cumulosnimbus

ENOS - El Niño-Oscilação Sul

FF – Frente Fria

FQ – Frente Quente

GMWL – Global Meteoric Water Line

GNIP – Global Network of Isotopes in Precipitation

HYSPLIT – Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory

IAEA – International Atomic Energy Agency

INPE – Instituto de Pesquisas Espaciais

JBN – Jatos de Baixos Níveis

JST – Jato Subtropical

NE – Nordeste

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

NW – Noroeste

VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

WMO - World Meteorological Organization

1. INTRODUÇÃO

O debate acerca das modificações antrópicas provocadas na natureza tem sido acirrado, principalmente quando se trata das condições de vida do planeta e das consequências para as gerações futuras. Dentre as grandes preocupações, a dinâmica do clima em escala global, tem sido o objeto de estudo de cientistas nas áreas de climatologia, hidrologia, meteorologia, dentre outras.

Com o objetivo de se compreender as consequências das mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico, os isótopos estáveis presentes na precipitação têm sido utilizados como ferramenta em estudos climáticos e hidrometeorológicos. Sua aplicação está relacionada às mudanças no estado físico (líquido, sólido e vapor) da molécula de água, constituída por isótopos de oxigênio ($^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$) e hidrogênio ($^1\text{H}/^2\text{H}$), decorrentes do processo de fracionamento isotópico, e que podem ser diretamente relacionados à variações de parâmetros climáticos, como temperatura, quantidade de precipitação, origem das massas de vapor, tipos de chuva, dentre outras, proporcionando dessa forma uma associação entre as condições climáticas e os isótopos da precipitação (KOHN & WELKER, 2005; KURITA et al., 2009; SODERBERG et al., 2013; AGGARWAL et al., 2016; GASTMANS et al., 2017).

Desta forma, desde 1961, um programa de monitoramento global e mensal da composição isotópica da precipitação, denominado de GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*), vêm sendo coordenado pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA – *International Atomic Energy Agency*), em parceria com a Organização Meteorológica Mundial (WMO – *World Meteorological Organization*). O GNIP fornece um banco de dados aberto e disponível no site da IAEA http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html), com o conteúdo dos isótopos ambientais (oxigênio (^{18}O), deutério (^2H) e trítio (^3H)) e de dados meteorológicos (precipitação, temperatura, umidade relativa, dentre outras) de diversas estações espalhadas pelo globo.

Atualmente com o advento da técnica da Espectrometria de Absorção à Laser (*Laser Absorption Spectroscopy*), a capacidade de determinação de um número maior de amostras, faz com que novas fronteiras se abram para a utilização de isótopos estáveis em estudos hidrológicos e climáticos (WASSENAAR; COPLEN; AGGARWAL, 2014).

No Brasil, os primeiros estudos sobre a composição isotópica de águas naturais iniciaram-se na década de 1960, a partir de um projeto internacional patrocinado pela IAEA e WMO. Foram instaladas, estações coletoras de precipitação nas cidades de Cuiabá – MT, Natal – RN, Rio de Janeiro – RJ, Uaupês -AM, Belém – PA, Brasília – DF, Fortaleza – CE, Manaus – AM, Porto Alegre – RS, Porto Velho – ES e Salvador – BA. O monitoramento da precipitação em território brasileiro foi realizado até meados da década de 1980, quando houve interrupção do funcionamento da maior parte das estações.

Apenas no ano de 2008, o programa de monitoramento isotópico da precipitação foi retomado, com a instalação de uma estação de coleta da precipitação, incorporada pela GNIP, no Centro e Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, localizado na cidade de Belo Horizonte (MG), e mais recentemente nas dependências do Centro de Estudos Ambientais (CEA), em Rio Claro (SP), com a coleta mensal de isótopos da precipitação em 2013 e diária em 2014.

A lacuna temporal de investigações dos mecanismos responsáveis pelas mudanças climáticas no Brasil, no que tange a compreensão das relações isotópicas, contribui para a pequena participação de pesquisadores brasileiros em pesquisas internacionais sobre o tema.

Em áreas tropicais, ao contrário de áreas temperadas em que a composição isotópica da precipitação está diretamente relacionada a variações na temperatura, a relação existente entre os parâmetros climáticos e a composição isotópica da precipitação, não é uma questão completamente solucionada dentro da comunidade científica, sendo motivo de muitas controvérsias. Alguns autores associam as variações a aspectos de dinâmica climática local (CELLE-JEANTON et al., 2004; VUILLE & WERNER, 2005; LEE et al., 2011), enquanto a outros processos de escala regional (RISI; BONY; VIMEUX, 2008; KURITA et al., 2009; VIMEUX et al., 2011).

A principal premissa de interpretações é que uma mudança no $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação representa diretamente uma alteração em um ou mais parâmetros incluindo a variabilidade da composição isotópica da precipitação e a contribuição de vapor proveniente de fluxos superficiais (HENDRICKS et al., 2000), aspectos relacionados à própria dinâmica convectiva (KURITA et al., 2009; LACOUR et al., 2018; LAWRENCE; GEDZELMAN, 2003), processos de pós condensação (LEE, J. et al., 2011; RISI; BONY; VIMEUX, 2008), origens das fontes de vapor (SODERBERG et al., 2013); e tipos de nuvens durante a formação da chuva (AGGARWAL et al., 2016). Recentemente, $\delta^{18}\text{O}$ tem sido utilizado em modelos de circulação geral da atmosfera (VUILLE, 2003; VUILLE; WERNER, 2005; BROWN; SIMMONDS; NOONE, 2006; RISI et al., 2013; LACOUR et al., 2018), como parâmetro de calibração, principalmente por ser uma ferramenta que ajuda a compreender os processos de mudanças no estado da água, fator importantíssimo na modelagem dos processos entre o sistema superfície-atmosfera.

Nesse sentido, a avaliação da composição isotópica da precipitação na cidade de Rio Claro-SP contribui para o debate acerca dos processos que governam a variabilidade isotópica em áreas tropicais, gerando informações e conhecimento que podem ser utilizados na compreensão dos processos climáticos.

O presente trabalho é apresentado em duas partes: i) introdução, os objetivos e objetivos específicos do projeto, revisão bibliográfica e metodologias empregadas; ii) os resultados e discussões serão apresentados em dois capítulos. O primeiro capítulo apresenta os resultados do monitoramento da composição isotópica da precipitação em Rio Claro (Capítulo 6.1), enquanto o outro (Capítulo 6.2) trata-se da comparação entre a composição isotópica da precipitação durante diferentes eventos de El Niño em estações de monitoramento no estado de São Paulo.

2. OBJETIVO GERAL

Avaliar e compreender quais fatores climáticos são responsáveis por governar a variabilidade da composição isotópica da precipitação.

2.1. Objetivos específicos

- Identificar a partir de diferentes escalas de monitoramento, mensal e diária, quais parâmetros climáticos locais e ou regionais controlam a composição isotópica da precipitação.
- Demonstrar como os controles climáticos de grande escala podem provocar diferenças interanuais e sazonais na composição isotópica da precipitação.
- Elaborar um modelo estatisticamente robusto capaz de reproduzir a composição isotópica da precipitação, com base em parâmetros climáticos de superfície e da atmosfera

3. ISÓTOPOS AMBIENTAIS NA PRECIPITAÇÃO COMO FERRAMENTA PARA COMPREENSÃO CLIMÁTICA

3.1. Isótopos ambientais

Isótopos ambientais ocorrem de maneira generalizada no meio ambiente, sendo considerados traçadores ambientais. A assinatura isotópica é registrada em arquivos paleoclimáticos, como núcleos de gelo, anéis de árvores, corais, sedimentos e depósitos lacustres, sendo utilizados como ferramenta para a compreensão de processos naturais específicos em diversas áreas do conhecimento, como espeleologia (CRUZ *et al.*, 2006; FRAPPIER *et al.*, 2007), hidrologia isotópica (MEIER *et al.*, 2013; AGGARWAL *et al.*, 2016; SÁNCHEZ-MURILLO *et al.*, 2016; GASTMANS *et al.*, 2017), dendrocronologia (BOYSEN; EVANS; BAKER, 2014), dentre outras.

Os isótopos são átomos de um mesmo elemento químico constituído pelo mesmo número de prótons e distinto número de nêutrons. Muitos elementos têm naturalmente dois ou mais isótopos estáveis e radioativos. Como as propriedades químicas de um elemento dependem do número atômico, e eles são iguais nos isótopos, isso sugere que suas propriedades químicas são idênticas. Entretanto, durante os processos naturais, a abundância dos isótopos varia, devido a diferenças provocadas por propriedades químicas e físicas, que resultam em concentrações distintas nas moléculas isotópicas. Quando se trata de isótopos radioativos, o processo de desintegração radioativa produz uma redução nas concentrações dos isótopos (MOOK, 2002).

Isótopos estáveis e radioativos da água são utilizados como traçadores em estudos hidrológicos, pois auxiliam na interpretação da dinâmica da água no ciclo hidrológico (WORDEN *et al.*, 2007), oferecendo informações sobre a recarga e movimento de águas subterrâneas e o seu tempo de residência (GOVENDER *et al.*, 2013; JASECHKO *et al.*, 2014), origem da água que abastece um corpo d' água superficial (LIU *et al.*, 2015; REN *et al.*, 2017) e formação e origem da precipitação (AGGARWAL *et al.*, 2016; SÁNCHEZ-MURILLO *et al.*, 2016; GASTMANS *et al.*, 2017; LACOUR *et al.*, 2018).

As principais características dos isótopos estáveis da água são apresentadas na tabela 1.

Tabela 1. Isótopos estáveis da água

Elemento	O			H	
	¹⁶ O	¹⁷ O	¹⁸ O	¹ H	² H
Isótopos	¹⁶ O	¹⁷ O	¹⁸ O	¹ H	² H
Abundância natural (%)	0,9976	0,0004	0,0020	0,9998	0,0001
Expresso como	-	¹⁷ δ ou δ ¹⁷ O	¹⁸ δ ou δ ¹⁸ O	-	² δ ou δ ² H ou δD
Padrão internacional	VSMOW (‰)				
Razão Isotópica	¹⁸ O/ ¹⁶ O			² H/ ¹ H	
	0,00204			0,015	

Fonte: MOOK, 2002.

Como as concentrações dos isótopos são muito diminutas, convencionou-se calcular a abundância ou razão isotópica (R) para expressar esses valores, definida como (MOOK, 2002):

$$R = \frac{\textit{abundância do isótopo raro}}{\textit{abundância do isótopo abundante}}$$

Ademais, as razões isotópicas por expressarem valores muito complexos, passaram a ser adotadas com a notação delta (δ), que representa a razão de um isótopo em relação a um padrão mundial, o *Vienna Standard Mean Ocean* (VSMOW), que foi criado com base em amostras de águas oceânicas de diversas partes do globo. Além disso, convencionou-se multiplicar por mil (‰) os resultados isotópicos, desta forma, utilizando o exemplo do oxigênio, são expressos através da seguinte fórmula (CRAIG, 1961; DANSGAARD, 1964):

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \textit{amostra}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \textit{referência}} - 1 \right) \times 1000 \text{‰ VSMOW}$$

O processo que provoca a alteração do conteúdo de isótopos na natureza é denominado de fracionamento isotópico. Este é definido como um fenômeno no qual a composição isotópica de um determinado elemento altera-se, por meio da transição deste composto de um estado físico ou químico a outro. Há três processos de fracionamento isotópico dependentes de massa: o termodinâmico (em sistema de equilíbrio físico e químico), o cinético (em reações biogeoquímicas de uma única direção e irreversíveis) e o fracionamento de transporte durante os processos difusos (MOOK, 2002).

As variações das composições isotópicas no ciclo hidrológico são causadas principalmente durante os processos de mudanças de fase da água e reações de troca entre as moléculas isotópicas (MOOK, 2002). Os isótopos pesados de deutério (D) e oxigênio-18 (^{18}O), por exemplo, estão preferencialmente contidos na fase residual da evaporação ou condensação de fase líquida, e a remoção do vapor ou da fase líquida provoca a separação parcial dos isótopos (STEWART, 1975).

Craig (1961) buscando compreender os processos de mudanças de fase no ciclo hidrológico de águas meteóricas que resultam nas variações do conteúdo isotópico, identificou uma relação entre os isótopos de oxigênio ($\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$) e hidrogênio (D^2/H^1). Esta relação é correlacionada e expressa através de uma reta linear global, denominada de Linha ou Reta Meteórica Global (*GMWL* sigla em inglês):

$$\delta D = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10$$

A reta meteórica global é utilizada amplamente em estudos de hidrologia isotópica, para identificar a relação entre as águas de chuva, superficial e subterrânea. Amostras de todo o mundo se encaixam próximas à inclinação de 8, ou ainda estão inclinadas com valores superiores ou inferiores a este. Amostras com inclinação ≤ 8 indicam enriquecimento isotópico, associadas a processos *Rayleigh*, governados principalmente pela temperatura (CRAIG, 1961). O valor de 10 na *GMWL* representa um importante componente na análise de águas meteóricas, denominado de excesso de Deutério (*d*), calculado através da seguinte equação (DANSGAARD, 1964):

$$d = \delta D - 8 * \delta^{18}O$$

Os valores de excesso de deutério estão relacionados a condições físicas como umidade, temperatura do ar, temperatura da superfície do mar, fonte de vapor atmosférico e reevaporação, podendo ser usado como uma “impressão digital” de processos associados à formação de chuva. Desta forma, ele é correlacionado a distintas fontes de vapor que originam uma chuva e indica sucessivos processos de reevaporação e ou recirculação de vapor durante o deslocamento e mistura de massas de ar, além de evaporação parcial de gotas de chuva abaixo da base da nuvem em condições climáticas quentes e secas (FROEHLICH; GIBSON; AGGARWAL, 2002).

Dansgaard (1964) apresentou os primeiros resultados obtidos entre a década de 1950 e 1960, sobre a composição isotópica da precipitação no globo, identificando algumas relações empíricas com fatores ambientais e geográficos, denominando-os de efeitos: latitude, continentalidade e altitude, sazonalidade, temperatura (*temperature effect*) e quantidade de precipitação (*amount effect*).

A distribuição latitudinal do conteúdo de ^{18}O na precipitação está associada às zonas climáticas do globo terrestre e a principal fonte de vapor d'água global, o oceano tropical (entre 30°N - 30°S), que origina grande parte das chuvas no mundo. De maneira geral, valores enriquecidos são localizados na zona equatorial, tornando-se mais empobrecidos em direção aos polos, como ilustrado na figura 1. Isso ocorre devido à diminuição da temperatura do ar, pois o fracionamento isotópico está inteiramente relacionado à temperatura (ROZANSKI; ARAGUÁS-ARAGUÁS; GONFIANTINI, 1993).

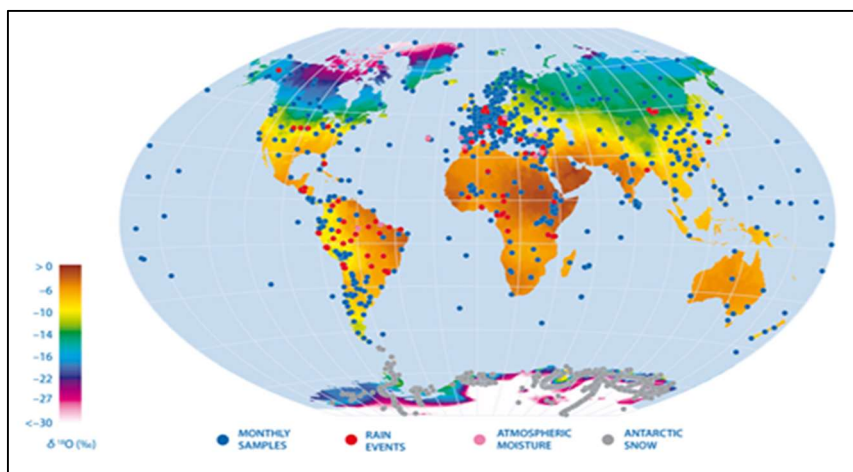


Figura 1 - Distribuição da composição isotópica da precipitação no globo. Fonte: <http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/other/GNIP%20brochure.pdf>

O efeito de continentalidade ocorre através da formação do vapor d'água no oceano e seu transporte pelas nuvens para o continente, onde precipita, resultando no esgotamento da água de chuva que contém isótopos pesados em D e ^{18}O . Quanto mais essa massa de ar avança pelo continente maior o empobrecimento, como mostra a figura 2 (ROZANSKI; ARAGUÁS-ARAGUÁS; GONFIANTINI, 1993; FREEMAN, 2014; WINNICK et al., 2014). Estudos recentes, apontam que os processos de destilação Rayleigh não são os únicos fatores que contribuem para o empobrecimento do vapor remanescente, reciclagem de vapor provenientes de evaporação de águas superficiais e de evapotranspiração, quantidade de advecção durante o transporte de vapor d'água pelas massas de ar e mistura de diferentes massas de ar regionais, devido a características de circulação atmosférica sinótica também controlam o efeito de continentalidade (FREEMAN, 2014; WINNICK et al., 2014).

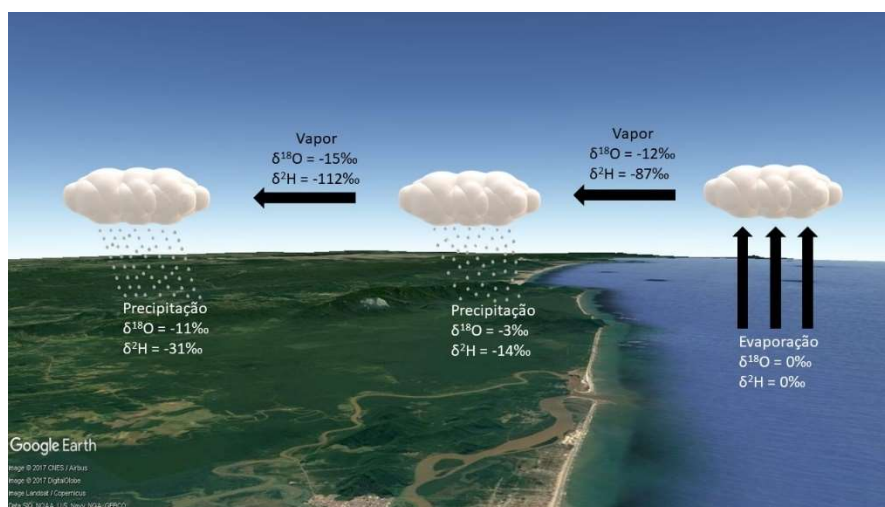


Figura 2 - Efeito de continentalidade. Fonte dos dados: Sustainability of semi-Arid Hydrology and Riparian Areas (SAHRA), University of Arizona (<http://web.sahra.arizona.edu/>). Figura elaborada pelo autor.

Do mesmo modo, o efeito de altitude, há o empobrecimento de isótopos com o aumento da altitude, governados pela mudança da temperatura, associada aos processos de mudança do estado da água, durante a formação da chuva orográfica (FREEMAN, 2014; WINNICK *et al.*, 2014). Contudo, outros fatores podem contribuir para atenuar, ou não, o efeito de altitude (WINDHORST *et al.*, 2013).

Windhorst *et al.* (2013), estudando o efeito de altitude nos Andes equatorianos, mostra há grande influência dos processos de recirculação de vapor que ocorrem durante o deslocamento das massas de ar. Neste caso, os ventos alísios que se movem sob a floresta amazônica, fornecem umidade reciclada enriquecida para as massas de ar, que ao atingirem os Andes resultam em chuva orográfica, formada por umidade reciclada, potencializando o decréscimo do conteúdo de isótopos pesados com o aumento da altitude andina.

Há dificuldades de entendimento dos mecanismos acerca das razões isotópicas em relação ao efeito de quantidade, principalmente em áreas tropicais continentais, uma vez que em estações oceânicas tropicais, e também durante o verão em altas e médias latitudes o efeito é controlado por processos de destilação Rayleigh, resultante da remoção parcial de vapor isotopicamente enriquecido a medida que processos de condensação prosseguem em uma dada massa de ar, tornando o vapor remanescente mais leve, e conseqüentemente a chuva precedente mais empobrecida em isótopos pesados (DANSGAARD, 1964). Da mesma forma, em condições secas e quentes, durante a queda da gota d'água no solo, ocorre uma série de trocas isotópicas e evaporação no ar não saturado, resultando em valores de ^{18}O mais enriquecidos, caracterizando o efeito de quantidade nessas áreas (DANSGAARD, 1964).

A discussão sobre os controles climáticos da precipitação e o efeito de quantidade atualmente, é pautada basicamente em estudos que explicam estes efeitos como resultados de processos de destilação Rayleigh, pós-condensação e associado à dinâmica convectiva, relacionado a fatores climáticos e meteorológicos locais ou regionais, variando conforme a escala de monitoramento mensal ou diária da composição isotópica da precipitação (MOERMAN *et al.*, 2013). Todos estes fatores, combinados ou não, provocam alterações no conteúdo isotópico da precipitação tropical e serão apresentados no capítulo seguinte, com base em alguns estudos que exemplificam e contribuem para a compreensão do tema.

3.2. Composição isotópica da precipitação em áreas tropicais

A assinatura isotópica da precipitação é muito bem compreendida em regiões de altas latitudes, não ocorrendo o mesmo nos trópicos. As fontes de umidade e os distintos processos de formação de chuva, realçam a necessidade de explicar a diversidade regional no equilíbrio de processos concorrentes que afetam a hidrologia tropical (WORDEN *et al.*, 2007). Os ciclos sazonais de temperatura, regime pluviométrico e a composição de isótopos da precipitação nos trópicos possuem uma relação distinta, apesar de haver uma tendência de que a precipitação empobrecida (enriquecida) de ^{18}O , esteja associada há elevadas (diminutas) temperaturas e grandes (pequenos) volumes de

chuva. Ademais, essas relações ainda não são muito bem explicadas, devido à complexidade da dinâmica climática tropical, principalmente em estações continentais.

Cerca de 500.000 km³ de água evaporada da superfície terrestre, 86% evapora dos oceanos e 14% dos continentes, sendo que 90% da água evaporada nos oceanos precipita nele mesmo e os 10% restantes são transportados e precipitam nos continentes (GIMENO *et al.*, 2010). As fontes de umidade dominante sobre os continentes tropicais são predominantemente oceânicas e de evapotranspiração, provocando uma diferença entre a assinatura isotópica do vapor de água troposférico em relação à precipitação.

Desta forma, o conteúdo isotópico da precipitação pode estar diretamente associado à fonte de umidade que origina a chuva e aos sistemas atmosféricos que comandam todo o processo (WORDEN *et al.*, 2007; GIMENO *et al.*, 2010). Segundo Risi *et al.*, (2013), a água evaporada da superfície terrestre nos trópicos é mais enriquecida em isótopos pesados do que a água evaporada do oceano, por exemplo.

De maneira geral, muitos parâmetros que se correlacionam com as mudanças na composição isotópica da água na precipitação identificados entre o equador e os trópicos foram associados à fonte de vapor da precipitação (LEWIS, 2010; VACHON *et al.*, 2010; JOUZEL *et al.*, 2013), destilação durante o transporte de massas de ar (VUILLE; WERNER, 2005; ISHIZAKI *et al.*, 2012; ZHAI *et al.*, 2013) SINGH, 2015), a reciclagem da água por processos de troca na superfície terrestre (UNNIKRISHNAN WARRIER; PRAVEEN BABU, 2011; RISI *et al.*, 2013; WINNICK *et al.*, 2014), e a atuação de processos convectivos (RISI; BONY; VIMEUX, 2008; KURITA *et al.*, 2009; KURITA, 2013; AGGARWAL *et al.*, 2016; LACOUR *et al.*, 2018).

Há estudos, que exemplificam a relação da composição isotópica da precipitação junto às fontes de umidades e sistemas atmosféricos regionais, que atuam de maneira específica em cada área. Como no estudo de LEVIN; ZIPSER; CEDING (2009) na África, cuja fonte da chuva é o Oceano Índico, o regime de monção na Ásia, principalmente da Índia e da China (JOHNSON; INGRAM, 2004; BREITENBACH *et al.*, 2010; ISHIZAKI *et al.*, 2012;); movimentação da ZCIT provocando variação sazonal na composição isotópica na Costa Rica (RHODES; GUSWA; NEWELL, 2006; SÁNCHEZ-MURILLO, R. *et al.*, 2016) e no Brasil (ROZANSKI; ARAGUÁS, 1995; GATSMANS *et al.*, 2017), que em estudos foram demonstradas a variação da composição isotópica associada ao ENSO/La Niña (MOERMAN *et al.*, 2013; SÁNCHEZ-MURILLO, R. *et al.*, 2017) e aos processos que ocorrem durante a queda das gotas de chuva (SRIVASTAVA; RAMESH; RAO, 2012). Todos estes trabalhos demonstram a complexidade da dinâmica climática tropical nos processos de formação de chuvas e a diversidade da origem de chuvas atrelados aos sistemas atmosféricos geradores.

Em relação à compreensão do efeito de quantidade em áreas tropicais, as publicações mais recentes (RISI; BONY; VIMEUX, 2008; KURITA *et al.*, 2009; KURITA *et al.*, 2011; LEE *et al.*, 2015; AGGARWAL *et al.*, 2016; TORRI; MA; KUANG, 2017; LACOUR *et al.*, 2018), revelam que um novo fator deve ser considerado na interpretação deste efeito, relacionado diretamente à distinta formação de nuvens e conseqüentemente tipos de chuva, que provocam a variação do conteúdo de isótopos. A

seguir serão apresentados alguns exemplos e evolução desta nova interpretação.

Segundo Risi *et al.*, (2008), o efeito de quantidade ocorre a partir de processos predominantes relacionados à queda e à evaporação da precipitação, e não a processos que ocorrem durante a subida das parcelas de ar. De um modo geral, o efeito da quantidade está associado a um conjunto de processos físicos e microfísicos no sistema convectivo, cuja soma produz o efeito de quantidade na composição da precipitação. Estes processos microfísicos estão associados à reciclagem de vapor por injeção de vapor empobrecido através de movimentos convectivos na *subcloud layer* (camada entre a superfície de evaporação e a formação da nuvem convectiva que alimenta os processos convectivos), e a processos de evaporação e difusão que afetam a chuva e o vapor que a rodeia, à medida que a chuva cai.

Em regimes de precipitação fraca os processos de reciclagem de vapor na formação da nuvem contribuem para maior efeito de quantidade, enquanto que regimes de precipitação forte, processos de evaporação e difusão durante a queda da chuva são mais atuantes. Vimeux *et al.*, (2011), por exemplo, em seu estudo nos Andes Bolivianos, sugere que o efeito de quantidade local é um fator muito fraco para explicar a variabilidade isotópica da precipitação durante a estação chuvosa, entretanto, o efeito passa a ter um maior impacto na estação seca, devido a processos intensos de reevaporação em uma atmosfera seca.

Bowen (2008) propõe que o aumento da precipitação durante eventos de chuvas extremas, a partir de massas de ar empobrecidas de ^2H e ^{18}O , transportam para fora das zonas de convergência o sinal isotópico empobrecido, propagando para áreas adjacentes menos afetadas pela convergência, a magnitude do efeito de quantidade, sugerindo que existem relações entre as zonas de convergência (baixa latitude) e áreas adjacentes, o que poderia explicar este efeito nos trópicos.

Outra explicação considera que a precipitação convectiva é acompanhada por intenso transporte vertical de água. O vapor de superfície que é levantado por convecção, forma água condensada na corrente ascendente e é removido como precipitação. Quando a precipitação cai através de uma atmosfera insaturada, a reevaporação da precipitação induz uma corrente de ar descendente, que transporta umidade da atmosfera livre para à atmosfera mais baixa. Assim, quanto mais intensamente a precipitação for formada a partir de uma dada massa de ar convectiva, maior será a remoção do vapor de água isotopicamente enriquecido, devido aos sucessivos processos de condensação e conseqüentemente mais esgotada será a precipitação subsequente (KURITA *et al.*, 2009).

Aggarwal *et al.*, (2016) mostram que em áreas tropicais e de médias latitudes, o tempo de residência de umidade atmosférica reflete em um grau hidrológico de organização ou estrutura de dois tipos de nuvens e conseqüentemente chuvas predominantes, a estratiforme e a convectiva, com diferenças singulares de temperatura, variabilidade espacial vertical e horizontal de movimentos e processos microfísicos, mas que resultam em características isotópicas significativas, que podem ser responsáveis pela variabilidade da precipitação isotópica. Basicamente, chuvas estratiformes estão associadas a valores de $\delta^{18}\text{O}$ empobrecidos, enquanto chuvas convectivas a valores enriquecidos. A

resposta para esta afirmação está no entendimento dos processos de formação dos núcleos de condensação (partículas de gelo).

Em chuvas estratiformes, esses núcleos formam-se perto dos topos de nuvens, crescem pela difusão de vapor e depois pela agregação, caindo lentamente para a superfície. Abaixo do nível de congelamento, ocorre fusão das partículas de gelo, que caem como pingos de chuva, podendo evaporar parcialmente ou ainda crescer por acréscimo ou coalescência, em condições de elevação de ar por correntes ascendentes. Os processos de difusão de vapor e fusão das partículas de gelo, comandam o empobrecimento da composição isotópica. Além disso, a temperatura e a umidade atmosférica ambiente têm importante papel no processo de fusão, quando este ocorre em níveis próximos da superfície (~1km), potencializando o empobrecimento isotópico (AGGARWAL et al., 2016).

Em relação à dinâmica convectiva, quando ela ocorre abaixo do nível de congelamento é denominada de convecção rasa, com as gotas de chuva crescendo e sendo levantadas por correntes ascendentes, assim as partículas de gelo formadas crescem por colisão e coalescência; quando a condensação ocorre acima do nível de congelamento, as gotas de água crescem rapidamente em correntes ascendentes como água super resfriada, assim as partículas de gelo se tornam tão grandes que acabam derretendo rapidamente, mesmo estando em uma temperatura bem fria, caindo como grandes gotas de chuva. As correntes ascendentes aliadas às condições de umidade da camada limite, são os principais fatores de enriquecimento da composição isotópica em chuvas convectivas (AGGARWAL et al., 2016).

Assim, o efeito de quantidade não pode ser interpretado por apenas por uma forçante climática, havendo distintos processos que o controlam, podendo estar associado a fatores regionais (origem da fonte de umidade, sistemas atmosféricos que geram as chuvas, tipos de chuvas) e ou a fatores locais (quantidade de precipitação, variação da temperatura e umidade relativa), ou seja, a dinâmica convectiva vêm para agregar e preencher uma lacuna em relação a interpretação da hidrologia isotópica na dinâmica climática tropical, considerando a relação entre os processos naturais da mudança de fase da água no sistema superfície-atmosfera (COLE et al., 1999).

Outro fator importante é a escala de monitoramento, enquanto a coleta mensal da precipitação isotópica possui uma correlação significativa com o efeito de quantidade mascarando-o, a coleta diária mostra uma correlação negativa, provocando diferenças na interpretação deste efeito e nos fatores que o governam (KURITA et al., 2009). Esta diferença na escala de monitoramento está relacionada à representatividade das amostras de $\delta^{18}\text{O}$ coletadas, uma vez que na coleta mensal ocorre a somatória de eventos de chuvas com o $\delta^{18}\text{O}$ representando o conjunto desses eventos, enquanto na coleta diária, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ representam um evento de chuva, que ocorreu apenas em um dia.

3.3. Sistemas atmosféricos que governam a precipitação no sudeste do Brasil

Os sistemas atmosféricos que geram precipitações no Brasil estão associados às zonas de baixas pressões equatoriais e de baixas pressões subpolares, marcados pela atuação da Zona de

Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Massas de ar Equatorial, Tropical, Polares e às Frentes Frias (TAVARES, ANTONIO CARLOS; SILVA, 2008; FLANTUA et al., 2016). Alguns desses sistemas contribuem para a formação de chuva no sudeste do Brasil, como demonstrados na figura 3, e serão descritos neste capítulo.

As condições na região Sudeste são caracterizadas pela sua posição geográfica, localizada ao máximo do Trópico de Capricórnio, numa faixa de transição entre o clima tropical e o subtropical, onde os sistemas extratropicais são controlados pela dinâmica da frente polar. A distribuição da precipitação nessa região e na estação isotópica do presente trabalho, é marcada pela disposição do relevo, atuação das frentes frias e pela continentalidade. Com regimes pluviométricos bem definidos, a estação chuvosa no verão possui padrões de circulação com predomínio de atuação das frentes frias e da ZCAS, enquanto no inverno, as frentes frias e massas polares predominam (CAVALCANTI, 2009).

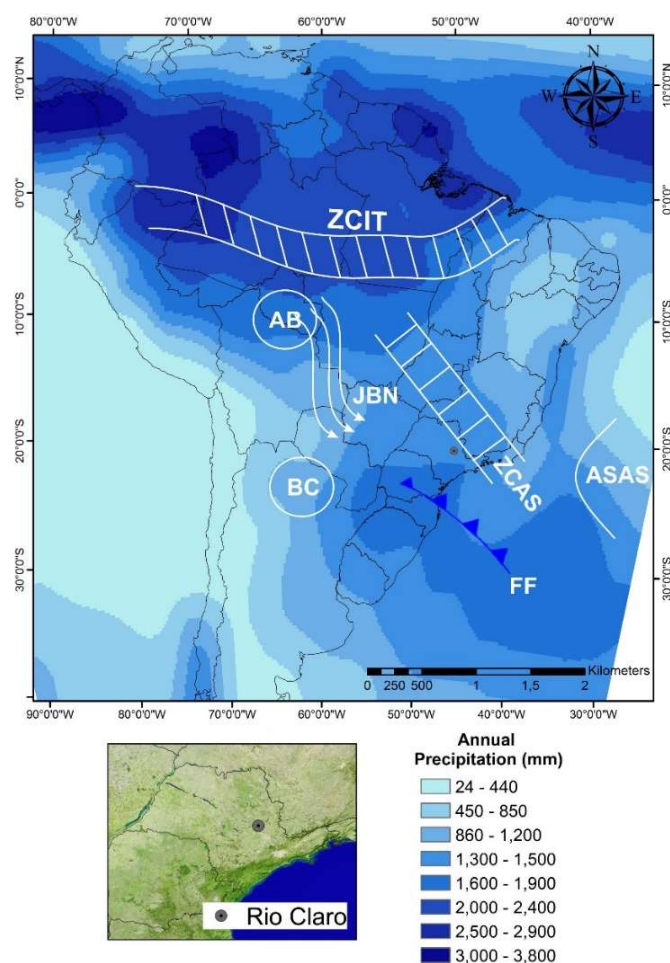


Figura 3 - Sistemas atmosféricos geradores da precipitação no Sudeste do Brasil: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Alta da Bolívia (AB), Jatos de Baixos Níveis (JBN), Baixa do Chaco (BC), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Frentes Frias (FF) e Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Precipitação anual (mm) obtida junto ao Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP), disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/wpage.cmap.html

A ZCAS é uma extensa faixa de intensa nebulosidade, umidade e chuva de orientação noroeste-sudeste que se estende desde o sul da Amazônia em direção ao litoral sudeste, podendo chegar até o Atlântico Sul-Central por alguns milhares de quilômetros. Sua formação está associada à atuação conjunta entre ASAS, que leva umidade do oceano para o continente, as incursões das frentes frias provenientes do sul do país e à grande quantidade de umidade proveniente da Amazônia e do Atlântico Norte, trazida pelos Jatos de Baixos Níveis (JBN). Esses sistemas atmosféricos contribuem para formação da ZCAS, resultando nessa extensa e potente banda de nebulosidade e chuva, tornando-se o principal sistemas atmosférico de precipitação durante o verão no Sudeste do Brasil, principalmente entre dezembro e fevereiro (KODAMA, 1992; CAVALCANTI, 2009; REBOITA et al., 2010; BORSATO, 2016).

O encontro de duas massas de ar de diferentes características, como temperatura, pressão, densidade e umidade, resulta na formação de um sistema frontal, denominado de frente, provocando mudanças na direção do vento, nuvens baixas e escuras, chuva fortes e possibilidade de granizo e trovoadas. A frente é denominada de fria (FF) quando o ar frio substitui o ar quente, provocando queda rápida da temperatura, formação de nuvens principalmente do tipo Cumulonimbus (Cbs), e geração de chuva intensa e de curta duração com possibilidade de tempestades e trovoadas; na formação de uma frente quente (FQ) o ar quente substitui o ar frio, gerando nuvens principalmente do tipo Nimbostratus (Ns) com chuvas moderadas e contínuas (NIMER, 1966). Esses dois tipos de nuvens geralmente estão associados à formação de chuvas convectivas (Cbs) e estratiformes (Ns) (ARAÚJO; VILA, 2017).

Os sistemas frontais são as mais importantes perturbações atmosféricas responsáveis pela precipitação e mudança de temperatura no país, com constante atuação no sul e sudeste do Brasil (NIMER, 1966). Entre 25°S e 30°S, as FFs ocorrem durante todo ano, tendo maior atuação de maio a outubro. Elas também se deslocam em direção ao norte do país, porém são mais raras. Sua origem está relacionada às massas polares provenientes do continente antártico, que ao penetrarem no oceano se aquecem e umidificam rapidamente invadindo o continente sul americano, seguindo dois diferentes centros de ação, condicionados pela orografia da cordilheira dos andes, que a leste atua na dinâmica das chuvas do Brasil. No verão a passagem das FFs no sudeste brasileiro, contribuem para os processos de convecção e precipitação junto a ZCAS, já no inverno, quando sua incursão é mais ativa, seu deslocamento pode chegar na Amazônia, ocasionando friagens e geadas (NIMER, 1966; CAVALCANTI, 2009).

A Alta da Bolívia (AB), é um anticiclone em altos níveis formado devido ao intenso aquecimento radiativo da superfície sobre o Altiplano Boliviano, sendo uma resposta ao aquecimento convectivo na troposfera média, resultando liberação de calor latente durante a formação de nuvens e atividade convectiva na região amazônica com a formação das famosas nuvens Cumulosnibus, transportadas para as regiões centro-oeste e sudeste do Brasil (LENTERS, J . D. & COOK, 1996; GARREAUD & ACEITUNO, 2007).

Da mesma maneira, a Baixa do Chaco (BC), área de baixa pressão quente e seca localizada a leste dos Andes e ao Sul do Trópico, que se acentua durante o verão, devido ao aquecimento radiativo,

intensificando o transporte de ar úmido e quente da Amazônia, alimenta a dinâmica da atividade convectiva na região sudeste do país (NIMER, 1966; GARREAUD; ACEITUNO, 2007; REBOITA et al., 2010).

Já os JBNs são responsáveis por transportarem parte da umidade e ar quente da região amazônica para os subtrópicos a leste do Andes, alimentando a formação da ZCAS, assim como as correntes de Jato Subtropical (JST), caracterizadas por uma corrente de ar na alta troposfera transportando ar mais frio e seco, contribuindo para geração de instabilidade na atmosfera por ondulações e cisalhamentos dos ventos e para atividade convectiva na região Sul e Sudeste do país (REBOITA et al., 2010).

A ASAS, é um sistema de alta pressão localizada no Oceano Atlântico, em média 30° de latitude, sofrendo deslocamento leste-oeste durante o ano, sua formação está associada à circulação média meridional, associada a célula de Hadley. Este sistema contribui para o regime de precipitação da região sudeste durante o verão, quando localizada em uma posição mais a leste da costa brasileira, atuando de maneira distinta durante o inverno. Quando está localizada próxima à costa brasileira, chegando até o continente sua atuação funciona como um bloqueio na formação de chuvas, provocando seca na região sudeste do Brasil (REBOITA et al., 2010).

O Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) é um tipo de Sistema Convectivo de Mesoescala, caracterizado por precipitação intensa é considerada como o maior perigo produzidos pelo MCC por uma área de contínua precipitação formada a partir de um conjunto de nuvens estratiforme e parcialmente convectivas (MADDOX, 1980). Suas características físicas foram descritas por Maddox (1980), e ainda são utilizadas como referência em estudos meteorológicos deste sistema. Na América do Sul, sua atuação ocorre principalmente durante os meses mais quentes, devido ao fornecimento de calor e umidade desta época do ano, e da interação entre os JST e JBN, gerando convecção intensa e forte precipitação, nas áreas entre 20°S e 30°S, principalmente no Paraguai, norte da Argentina e Sul do Brasil (DURKEE; MOTE, 2010).

A quantidade de vapor transportado da região Amazônica para a região sudeste, depende da posição da ZCIT, que é uma faixa de intensa nebulosidade, precipitação e trovoadas formada a partir da convergência dos ventos alísios dos dois hemisférios nas zonas de baixas pressões equatoriais. Ao longo das estações do ano a ZCIT desloca-se com base no movimento aparente do Sol, podendo chegar em torno de 15°S durante o verão, provocando chuvas no Nordeste e Norte do país. Assim, no verão, a combinação entre a constante convergência dos ventos alísios e a umidade sobre a região amazônica, junto da atuação da AB, fortalece a Massa Equatorial Continental (mEc), que se desloca em direção a região centro-sul do país, facilitada pelo sistema de baixa pressão do chaco (BC). Dessa forma, o encontro dessa massa de ar quente e úmida junto das frentes frias provenientes do sul do país, geram os sistemas frontais responsáveis pela precipitação durante o verão na região Sudeste e principalmente no estado de São Paulo (NIMER, 1966; TAVARES & SILVA, 2008; CAVALCANTI, 2009).

Durante o inverno, a ZCIT está localizada no hemisfério norte, enfraquecendo a atuação da

mEc, que se limita apenas à região Amazônica. Nesta época do ano, não existe a depressão continental provocada pela intensa radiação solar do verão e a BC está enfraquecida, o que permite a atuação máxima da ASAS, que avança sobre o continente sob a região sudeste do país, impedindo as incursões das massas polares, frentes frias e sistemas frontais, contribuindo para a estação seca e para a não ocorrências de chuvas.

As estações de Primavera e Outono funcionam como períodos de transição. Enquanto a primavera marca o início da estação chuvosa, com o começo da atuação e formação da AB e da ZCAS, aumentando as temperaturas e os índices pluviométricos. Já no outono, há predomínio da atuação das massas polares, ocasionando a intensificação das incursões de FFs, diminuindo as temperaturas e o regime de precipitação (REBOITA et. al., 2010).

Outro fenômeno atmosférico, este de escala global, que pode provocar mudanças nos regimes de chuva na região sudeste do Brasil é o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), que representa o aquecimento/resfriamento das águas superficiais e sub-superficiais do Oceano Pacífico Equatorial. Enquanto o El Niño representa o aquecimento anormal dessas águas, o termo Oscilação Sul (OS) é usado para explicar o fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios. Como ambos os fenômenos ocorrem simultaneamente, já que uma diferença ou anomalia no padrão normal da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) provoca uma mudança no padrão dos ventos próxima a superfície, utiliza-se o termo ENOS (MENDONÇA, FRANCISCO; DANNI-OLIVEIRA, 2007; DIJKSTRA; 2006). Já a La Niña, consiste no resfriamento das águas do pacífico equatorial, o que também provoca mudanças no padrão de intensidade e direção dos ventos alísios (OS). Durante os fenômenos El Niño/La Niña, a região sudeste do país, sofre influência no seu regime de precipitação e temperatura, enquanto no El Niño as chuvas e temperaturas tendem a aumentar, na La Niña ocorre o contrário. No entanto, os impactos provocados pelo ENOS na região sudeste do Brasil ainda são incertos (BORSATO, 2011; MENDONÇA, FRANCISCO; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Alguns autores ainda consideram que o regime de precipitação da América do Sul, que enquadra a região centro-sul do estado de São Paulo, é um sistema de monção, devido à alta variabilidade sazonal de precipitação entre as estações chuvosas e secas (ZHOU; LAU, 1998; GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004; VUILLE; WERNER, 2005).

Deste modo, todos estes sistemas atmosféricos compõem e resultam em condições climáticas para Rio Claro, que é caracterizada de acordo com a classificação climática de Koppen, como Cwa ou tropical de altitude, com duas estações distintas bem definidas. A estação seca e fria, que se estende de abril a setembro, com destaque para os meses de agosto (média histórica de 26mm) e junho/julho (média histórica de 18°C), e a estação chuvosa e quente entre outubro e março, com destaque para os meses de janeiro (média histórica de 305mm) e fevereiro (média histórica em torno de 25°C).

4. METODOLOGIA

4.1. Amostragem e determinação do conteúdo de isótopos

Os procedimentos de coleta e amostragem, para a determinação do conteúdo isotópico da água de chuva empregados nesse trabalho, são àqueles recomendados pela IAEA (<http://www.iaea.org/water>), de maneira a garantir a obtenção de dados confiáveis. Foram coletadas amostras mensais da precipitação durante o período de fevereiro de 2013 a dezembro de 2017, e diárias, durante os meses de fevereiro de 2014 a dezembro de 2017 (Anexo A), nas dependências no Centro de Estudos Ambientais (CEA) no campus da UNESP de Rio Claro, com um pluviômetro PALMEX, desenvolvido pela IAEA (GRÖNING *et al.* 2012), cujo desenho previne a evaporação sem a necessidade de utilização de óleo mineral. Após a coleta, as amostras foram filtradas em filtro 0,45 µm, acondicionadas em frascos de vidro de 25mL, com tampa e batoque e armazenadas sob refrigeração antes de serem enviadas ao laboratório. Enquanto as amostras diárias são coletadas pela manhã a cada dia de chuva, as amostras mensais são coletadas no primeiro dia de cada mês.

A determinação das razões isotópicas, foi feita pelo método de Espectroscopia Laser de Cavidade Oca (*Cavity Ring Laser Spectroscopy*), e os resultados expressos em relação ao VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*). Como padrões secundários foram utilizados: USGS-45 ($\delta^2\text{H} = -10,3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2,24\text{‰}$), USGS-46 ($\delta^2\text{H} = -236,0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -29,80\text{‰}$) e um padrão interno (Cachoeira de Emas-CE – $\delta^2\text{H} = -36.1 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -5,36\text{‰}$). Os padrões USGS foram empregados para a normalização dos resultados para V-SMOW2-SLAP2, enquanto o padrão CE foi empregado para o controle de qualidade interno e controle de desvios. A precisão analítica foi de $\pm 1,2 \text{‰}$ (1σ) for $\delta^2\text{H}$, $\pm 0,2 \text{‰}$ (1σ) for $\delta^{18}\text{O}$. Todas as análises foram efetuadas no Laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE/UNESP-RC.

4.2. Aquisição de dados meteorológicos

Os dados meteorológicos foram obtidos junto as estações meteorológicas do Centro de Análise e Planejamento Ambiental (CEAPLA) do campus na Unesp Rio Claro, enviados pela equipe técnica do CEAPLA, após preenchimento de um termo. Os dados obtidos foram: temperatura (média, mínima e máxima), precipitação, pressão de vapor e umidade, mensais e diários, disponíveis no anexo B.

Foram obtidos dados da atmosfera para análise sinótica junto ao *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* e *National Center for Atmospheric Research (NCAR)*, a partir de um projeto denominado *Reanalysis*, que fornece um registro de análises globais dos campos atmosféricos utilizados em pesquisas e monitoramento do clima. O projeto utiliza dados de superfície terrestre, navio, radiossonda, aviões, satélites, dentre outros. A assimilação dos dados e o modelo utilizado é idêntico ao do sistema global implementado operacionalmente no NCEP, exceto que a resolução horizontal é T62 (cerca de 210 km) (COLLINS *et al.*, 1996). Com os dados do *Reanalysis* foi realizado uma Análise de Composição da Atmosfera, representada por valores médios de séries temporais diárias em mapas

de umidade específica (kg kg^{-1}), água precipitável (kg m^{-2}) e taxa de precipitação (mm dia^{-1}), ambos a 850 hPa, campo de velocidade vertical (Pa s^{-1}) a 500 hPa e campo de vento horizontal a 850 hPa e 200 hPa (m s^{-1}), gerados para os eventos de precipitação de Rio Claro (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>).

Desta maneira, os mapas do *Reanalysis* foram obtidos a partir das datas de coleta diária para cada range de valores isotópicos, representando a composição média da atmosfera para chuvas empobrecidas, chuvas médias e enriquecidas, conforme classificação apresentada nos resultados (Capítulo 6.1.4, figura 6).

4.3. Determinação das trajetórias do modelo HYSPLIT

Para avaliar a origem de trajetórias das massas de ar na atmosfera que atinge Rio Claro, e que conseqüentemente influenciam na composição isotópica da precipitação, foi utilizado o modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) (DRAXLER & ROLPH, 2013), sistema matemático que calcula trajetórias e faz simulações de dispersão e deposição de partículas na atmosfera ao longo do tempo, usando o banco de dados meteorológico da NOAA FNL. Os dados podem ser obtidos online (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php), ou por meio do download do programa no computador.

O modelo utiliza um algoritmo tri-dimensional (*three-dimension Lagrangian algorithm*) para calcular a velocidade da massa de ar e determinar sua posição, informando estes valores a um tempo de resolução de hora em hora ao longo da trajetória (DRAXLER & ROLPH, 2013). Os dados fornecidos e utilizados neste trabalho foram: pressão atmosférica (hPa), temperatura potencial (K), temperatura ambiente (K), precipitação (mm per hour), profundidade de mistura (mm) altura do terreno (m), altitude da parcela de ar (m) e entradas de radiação solar da massa de ar monitorada (W/m^2). O HYSPLIT também oferece duas possibilidades de cálculos de direção das trajetórias a partir de uma base temporal e de uma determinada coordenada do ponto de coleta e ou interesse. A trajetória *Forward* é calculada em relação ao tempo presente e atual, estimando o deslocamento futuro da partícula, enquanto que a *Backward*, utilizada no presente estudo, calcula trajetórias de tempo passado. Segundo Gimeno et al., (2010), em seu estudo sobre as fontes e fluxos de umidade na atmosfera, a precipitação ocorre 10 dias após a evaporação.

Assim, as trajetórias do HYSPLIT calculadas no presente trabalho foram com 10 dias anteriores (*backward*) ao evento de chuva registrado na estação do CEAPLA, com alturas no nível de 850 hPa (1.500m), onde concentra-se a maior parte do vapor de água, que pode ser precipitado. Foram elaborados três mapas com as trajetórias do HYSPLIT, demonstrando a origem e percurso de todas as amostras diárias coletadas no presente estudo. Cada mapa, representa as trajetórias das chuvas a partir do range de valores isotópicos, para chuvas empobrecidas, chuvas médias e enriquecidas, conforme classificação apresentada nos resultados (Capítulo 6.1.4, figura 6).

4.4. Análise estatística

Para análise estatística, foi calculada a Matriz de Correlação, e feitas análises de regressão Stepwise e Linear Múltipla, além do teste de Kruskal-Wallis, utilizando o software BioEstat. (2007), tendo como variáveis dependentes as razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ e variáveis independentes todos os parâmetros climáticos obtidos junto a estação do CEAPLA e do modelo HYSPLIT.

A matriz de correlação é um grid de valores que mostra o grau de associação linear entre variáveis, sendo utilizada de maneira ampla, em que se é possível verificar como todas as variáveis se correlacionam entre si.

Enquanto na correlação procura-se verificar o quanto duas variáveis se associam, sem haver grau de dependência de uma em relação à outra, na regressão, procura-se determinar a dependência de uma variável em relação a outra (AYRES, 2011).

Deste modo, o ajuste a regressão Linear Múltipla tem como objetivo demonstrar o valor de uma variável dependente (Y) a partir de uma ou mais variáveis independentes ou preditoras (X), pressupondo que a relação seja um modelo linear. São consideradas duas hipóteses, a primeira é a de que a variável Y não é dependente das variáveis Xs e a segunda de que a variável Y é dependente das variáveis Xs. Lembrando-se que sempre é escolhido um nível de precisão, que representa o grau de significância (α) entre o valor probabilístico do limite de rejeição da hipótese de nulidade, cujos valores alfa são em geral de 0.05 ou 0.01 (admitindo-se a hipótese de nulidade, a probabilidade de ocorrência de 1 erro em 20 (5%) ou 1 em 100 (1%), respectivamente). Assim, o resultado será expresso pelo valor do teste da regressão F, com base no grau de significância escolhido ($p < 0.05$ ou 0.01), onde p é o valor de probabilidade obtido (AYRES, 2011). A variável cujo coeficiente apresentar valor $p < \alpha$, será considerada significativa no modelo. O modelo de regressão linear múltipla é dado por:

$$Y = a + b_1X_1 + b_2X_2 + \dots + b_kX_k$$
$$k = 1,2,3, \dots$$

Em que “a” é o intercepto da regressão “b” são os coeficientes parciais de regressão e “X” as variáveis independentes.

O procedimento Stepwise, possibilita a escolha das variáveis independentes que possuem maior influência sobre a variável dependente, com base em dois métodos distintos, o regressivo (*backward*), onde a cada etapa uma variável independente é excluída e o método progressivo (*forward*), onde a cada etapa a variável independente é incluída. A exclusão ou inclusão de variáveis depende dos valores do coeficiente de determinação (R^2), p-valor e Erro Quadrático (AYRES, 2011).

O teste de Kruskal-Wallis, é uma análise de variância que compara a magnitude das variações de mais de duas amostras, sendo considerado um teste não paramétrico, em que não há um pressuposto sobre o modelo de distribuição nem quanto aos parâmetros (AYRES, 2011). Com este

teste é possível comparar diferentes anos de amostragem e verificar se esses anos são estatisticamente iguais ou distintos, com base em duas hipóteses: a primeira de que não há diferença significativa entre os anos de amostragem e a segunda de que há uma diferença estatisticamente significativa. O resultado é obtido com o valor de probabilidade de p: se $p \geq 0.05$ (nível de significância escolhido neste estudo) não há diferença entre os anos de amostragem; se for ≤ 0.05 , há diferença significativa entre os anos de amostragem.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGGARWAL, P. K. *et al.* Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. *Nature Geoscience*, v. 9, n. 8, p. 624–629, 2016.
- ARAÚJO PALHARINI, R. S.; VILA, D. A. Climatological Behavior of Precipitating Clouds in the Northeast Region of Brazil. *Advances in Meteorology*, v. 2017, p. 1–12, 2017.
- AYRES, M. “Elementos de Bioestatística - A Seiva do Açajeiro, CNPq/MCT, Belém, PA, Brasil, p. 531, 2011.
- BORSATO, V. D. A. A dinâmica atmosférica no centro-sul do Brasil no verão e as influencias do El Niño Oscilação Sul (ENOS). *Geography Department, University of Sao Paulo*, v. 22, n. 2011, p. 135–157, 2011.
- BORSATO, V. A. A Dinâmica Climática do Brasil e Massas de Ares. 1. Ed. – Curitiba, PR: CRV, 2016.
- BOWEN, G. J. Spatial analysis of the intra-annual variation of precipitation isotope ratios and its climatological corollaries. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 113, n. 5, p. 1–10, 2008.
- BOYSEN, B. M. M.; EVANS, M. N.; BAKER, P. J. $\delta^{18}\text{O}$ in the tropical conifer *Agathis robusta* records ENSO-related precipitation variations. *PLoS ONE*, v. 9, n. 7, p. 1–10, 2014.
- BREITENBACH, S. F. M. *et al.* Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 292, n. 1–2, p. 212–220, 2010.
- BROWN, J.; SIMMONDS, I.; NOONE, D. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in tropical precipitation and the surface ocean for present-day climate. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 111, n. 5, p. 1–16, 2006.
- CELLE-JEANTON, H. *et al.* Oxygen-18 variations of rainwater during precipitation: Application of the Rayleigh model to selected rainfalls in Southern France. *Journal of Hydrology*, v. 289, n. 1–4, p. 165–177, 2004.
- COLE, J. E. *et al.* Climatic controls on interannual variability of precipitation $\delta^{18}\text{O}$: Simulated influence of temperature, precipitation amount, and vapor source region. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. D12, p. 14223–14235, 1999.
- COLLINS, W. *et al.* The NCEP NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, n. 3, p. 437–472, 1996.
- CRAIG, H. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, v. 133, n. 3465, p. 1702–1703, 1961.
- CRUZ, F. W. *et al.* Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 248, n. 1–2, p. 494–506, 2006.
- DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, v. 16, n. 4, p. 436–468, 1964.
- DIJKSTRA, H. A.; THE, H. A. D. The ENSO phenomenon : theory and mechanisms. *Advances in Geosciences*, v. 6, p. 3–15, 2006.
- DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. *International Journal of Climatology*, v. 30, n. 3, p. 418–431, 2010.
- FLANTUA, S. G. A. *et al.* Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records. *Climate of the Past*, v. 12, n. 2, p. 483–523, 2016.
- FRAPPIER, A. B. *et al.* Stalagmite stable isotope record of recent tropic cyclone events. *Geology*, v. 35, n. 2, p.

111–114, 2007.

FREEMAN, K. H. Earth science: Controls on isotopic gradients in rain. *Nature*, v. 516, n. 7529, p. 41–42, 2014.

FROEHLICH, K.; GIBSON, J. J.; AGGARWAL, P. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, n. July 2002, p. 1–23, 2002.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *Journal of Climate*, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004.

GARREAUD, R. D.; ACEITUNO, P. Atmospheric Circulation and Climatic Variability. *The Physical geography of South America*, p. 45–59, 2007.

GASTMANS, D. *et al.* Controls over spatial and seasonal variations on isotopic composition of the precipitation along the central and eastern portion of Brazil. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, v. 53, n. 5, p. 518–538, 3 set. 2017.

GIMENO, L. *et al.* On the origin of continental precipitation. *Geophysical Research Letters*, v. 37, n. 13, p. 1–7, 2010.

GOVENDER, Y. *et al.* Temporal Variation in Stable Isotopic Composition of Rainfall and Groundwater in a Tropical Dry Forest in the Northeastern Caribbean. *Earth Interactions*, v. 17, n. 27, p. 1–20, 2013.

GRONING, M.; LUTZ, H. O.; ROLLER, L.; KRALIK, M.; GOURCY, L.; POLTENSTEIN, L. Simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for and analysis of cumulative precipitation samples. *Journal of Hydrology*, 448-449, 195-200, 2012.

ISHIZAKI, Y. *et al.* Interannual variability of H₂¹⁸O in precipitation over the Asian monsoon region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 117, n. D16, p. n/a-n/a, 27 ago. 2012.

JASECHKO, S. *et al.* The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, v. 50, p. 8845–8867, 2014.

JOHNSON, K. R.; INGRAM, B. L. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: Implications for paleoclimate reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 220, n. 3–4, p. 365–377, 2004.

JOUZEL, J. *et al.* Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation. *Water Resources Research*, v. 49, n. 11, p. 7469–7486, 2013.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone , the SPCZ , and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992.

KOHN, M. J.; WELKER, J. M. On the temperature correlation of δ¹⁸O in modern precipitation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 231, n. 1–2, p. 87–96, 2005.

KURITA, N. *et al.* Intraseasonal isotopic variation associated with the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 116, n. 24, p. 1–20, 2011.

KURITA, N. *et al.* The relationship between the isotopic content of precipitation and the precipitation amount in tropical regions. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 102, n. 3, p. 113–122, 2009.

KURITA, N. Water isotopic variability in response to mesoscale convective system over the tropical ocean. *Journal*

of *Geophysical Research Atmospheres*, v. 118, n. 18, p. 10376–10390, 2013.

LACOUR, J. L. *et al.* Importance of depth and intensity of convection on the isotopic composition of water vapor as seen from IASI and TES δD observations. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 481, p. 387–394, 2018.

LAWRENCE, J. R.; GEDZELMAN, S. D. Tropical ice core isotopes: Do they reflect changes in storm activity? *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 2, p. 1–4, 2003.

LEE, J. *et al.* Isotopic changes due to convective moistening of the lower troposphere associated with variations in the ENSO and IOD from 2005 to 2006. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, v. 67, n. 1, 2015.

LEE, J. *et al.* Relating tropical ocean clouds to moist processes using water vapor isotope measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 11, n. 2, p. 741–752, 2011.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 54, p. 656–677, 1996.

LEVIN, N. E.; ZIPSER, E. J.; CEDING, T. E. Isotopic composition of waters from Ethiopia and Kenya: Insights into moisture sources for eastern Africa. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 114, n. 23, p. 1–13, 2009.

LEWIS, S. C.; LEGRANDE, A. N.; KELLEY, M. AND SCHMIDT, A. Water vapour source impacts on oxygen isotope variability in tropical precipitation during Heinrich events. *Climate Past Discuss*, v. 6, p. 87–133, 2010.

LIU, Q. *et al.* A study of longitudinal and altitudinal variations in surface water stable isotopes in West Pamir, Tajikistan. *Atmospheric Research*, v. 153, n. January, p. 10–18, 2015.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, 1980.

MENDONÇA, FRANCISCO; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia - Noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MOERMAN, J. W. *et al.* Diurnal to interannual rainfall $\delta^{18}O$ variations in northern Borneo driven by regional hydrology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 369–370, p. 108–119, 2013.

NIMER, E. Circulação atmosférica do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, p. 48–66, 1966.

REBOITA, M. S. *et al.* Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.

REN, W. *et al.* Controls on the stable isotopes in precipitation and surface waters across the southeastern Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology*, v. 545, p. 276–287, 2017.

RHODES, A. L.; GUSWA, A. J.; NEWELL, S. E. Seasonal variation in the stable isotopic composition of precipitation in the tropical montane forests of Monteverde, Costa Rica. *Water Resources Research*, v. 42, n. 11, p. 1–17, 2006.

RISI, C. *et al.* Role of continental recycling in intraseasonal variations of continental moisture as deduced from model simulations and water vapor isotopic measurements. *Water Resources Research*, v. 49, n. 7, p. 4136–4156, 2013.

RISI, C.; BONY, S.; VIMEUX, F. Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}O$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 113, n. 19, p. 1–12, 2008.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS-ARAGUÁS, L.; GONFIANTINI, R. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. p.

1–36, 1993.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS, L. A. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, v. 24, n. 3, p. 379–390, 1995.

SÁNCHEZ-MURILLO, R. *et al.* Key drivers controlling stable isotope variations in daily precipitation of Costa Rica: Caribbean Sea versus Eastern Pacific Ocean moisture sources. *Quaternary Science Reviews*, v. 131, p. 250–261, 2016.

SÁNCHEZ-MURILLO, R. *et al.* Tropical precipitation anomalies and d-excess evolution during El Niño 2014-16. *Hydrological Processes*, v. 31, n. 4, p. 956–967, 2017.

SINGH, B. P. Isotopic composition of water in precipitation due to seasonal variation and variation in intensity of rain fall at a place. *Applied Radiation and Isotopes*, v. 95, p. 72–75, 2015.

SODERBERG, K. *et al.* Using atmospheric trajectories to model the isotopic composition of rainfall in central Kenya. *Ecosphere*, v. 4, n. 3, p. 1–18, 2013.

SRIVASTAVA, R.; RAMESH, R.; RAO, T. N. Relationship between stable isotope ratios and drop size distribution in tropical rainfall. *Journal of Atmospheric Chemistry*, v. 69, n. 1, p. 23–31, 2012.

STEWART, M. K. Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops: Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *Journal of Geophysical Research*, v. 80, n. 9, p. 1133–1146, 1975.

TAVARES, ANTONIO CARLOS; SILVA, A. C. F. Urbanização, chuvas de verão e inundações: uma análise episódica. *Climatologia e Estudos da Paisagem Rio Claro*, v. 3, n 1, p. 39–60, 2008.

TORRI, G.; MA, D.; KUANG, Z. Stable water isotopes and large-scale vertical motions in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, v. 122, n. 7, p. 3703–3717, 2017.

UNNIKRISHNAN WARRIER, C.; PRAVEEN BABU, M. A comparative study on isotopic composition of precipitation in wet tropic and semi-arid stations across southern India. *Journal of Earth System Science*, v. 120, n. 6, p. 1085–1094, 2011.

VACHON, R. W. *et al.* Monthly precipitation isoscapes ($\delta^{18}\text{O}$) of the United States: Connections with surface temperatures, moisture source conditions, and air mass trajectories. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 115, n. 21, p. 1–17, 2010.

VIMEUX, F. *et al.* A strong control of the South American SeeSaw on the intra-seasonal variability of the isotopic composition of precipitation in the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 307, n. 1–2, p. 47–58, 2011.

VUILLE, M. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. D6, p. 4174, 2003.

VUILLE, M.; WERNER, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: Observations and model results. *Climate Dynamics*, v. 25, n. 4, p. 401–413, 2005.

WASSENAAR, L. I.; COPLEN, T. B.; AGGARWAL, P. K. Approaches for Achieving Long-Term Accuracy and Precision of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for Waters Analyzed using Laser Absorption Spectrometers. *Environmental Science & Technology*, v. 48, p. 1123–1131, 2014.

WINDHORST, D. *et al.* Impact of elevation and weather patterns on the isotopic composition of precipitation in a

tropical montane rainforest. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 17, n. 1, p. 409–419, 2013.

WINNICK, M. J. *et al.* Quantifying the isotopic “continental effect”. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 406, p. 123–133, 2014.

WORDEN, J. *et al.* Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle. *Nature*, v. 445, n. 7127, p. 528–532, 2007.

ZHAI, Y. *et al.* Hydrochemical and isotopic investigation of atmospheric precipitation in Beijing, China. *Science of the Total Environment*, v. 456–457, p. 202–211, 2013.

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

6. RESULTADOS

6.1. Controles climáticos sobre a variabilidade na composição isotópica da precipitação em Rio Claro (SP)

6.1.1. Introdução

Isótopos estáveis presentes na água, constituída por isótopos de oxigênio ($^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$) e hidrogênio ($^1\text{H}/^2\text{H}$), têm sido utilizados como ferramenta em estudos climáticos e hidrometeorológicos, oferecendo informações sobre a recarga e movimentação de águas subterrâneas e o seu tempo de residência (GOVENDER *et al.*, 2013; JASECHKO *et al.*, 2014), origem da água superficial (LIU *et al.*, 2015; RAO & REN, 2017), dentre outros, contribuindo para o entendimento das consequências das mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico.

Sua aplicabilidade na compreensão dos controles exercidos por fatores climáticos sobre a precipitação são decorrentes do processo de fracionamento isotópico, e que podem ser diretamente relacionados à variações de parâmetros climáticos, como temperatura, quantidade de precipitação, origem das massas de vapor, tipos de chuva, dentre outras, proporcionando dessa forma uma associação entre as condições climáticas e os isótopos da precipitação (AGGARWAL *et al.*, 2016; GASTMANS *et al.*, 2017; KOHN; WELKER, 2005; KURITA *et al.*, 2009; SODERBERG *et al.*, 2013).

Em áreas tropicais, a relação existente entre os parâmetros climáticos, como temperatura (*temperature effect*) e precipitação (*amount precipitation*), e a composição isotópica da precipitação, não é uma questão completamente solucionada, muitos parâmetros têm sido correlacionados com mudanças na composição isotópica da precipitação associadas a fonte de vapor da precipitação (LEWIS, 2010; VACHON *et al.*, 2010; JOUZEL *et al.*, 2013), destilação durante o transporte de massas de ar (ISHIZAKI *et al.*, 2012; SINGH, 2015; VUILLE, MATHIAS; WERNER, 2005; ZHAI *et al.*, 2013), reciclagem da água por processos de troca na superfície terrestre (RISI; BONY; VIMEUX, 2008; UNNIKRIISHNAN WARRIER; PRAVEEN BABU, 2011; WINNICK *et al.*, 2014), sistemas atmosféricos de grande escala formadores de chuva, como a movimentação da ZCIT provocando variação sazonal na composição isotópica na Costa Rica (RHODES; GUSWA; NEWELL, 2006; SÁNCHEZ-MURILLO, R. *et al.*, 2016) e no Brasil (ROZANSKI; ARAGUÁS, 1995; GATSMANS *et al.*, 2017), estudos que demonstram a variação da composição isotópica associada ao ENSO/La Niña (MOERMAN *et al.*, 2013; SÁNCHEZ-MURILLO, RICARDO *et al.*, 2017) e aos processos que ocorrem durante a queda das gotas de chuva (SRIVASTAVA; RAMESH; RAO, 2012) e mais recentemente a atuação de processos convectivos (RISI; BONY; VIMEUX, 2008; KURITA *et al.*, 2009; KURITA, 2013; AGGARWAL *et al.*, 2016; LACOUR *et al.*, 2018).

Todas essas relações geram informações utilizados em modelos de circulação geral da atmosfera (VUILLE, 2003; VUILLE; WERNER, 2005; BROWN; SIMMONDS; NOONE, 2006; RISI *et al.*, 2013; LACOUR *et al.*, 2018), em que o $\delta^{18}\text{O}$ é utilizado como parâmetro de calibração, especialmente na modelagem dos processos que ocorrem entre o sistema superfície-atmosfera, incluindo os mecanismos físicos essenciais dos processos de fracionamento isotópico da molécula de água,

possibilitando a realização de estudos paleoclimáticos e modelos de projeção, desvendando o funcionamento da dinâmica climática e melhorando os modelos de previsões hidrometeorológicos.

Deste modo, a avaliação da composição isotópica da precipitação em um ponto de coleta na porção centro sul do estado de São Paulo, pretende identificar quais fatores climáticos, locais ou regionais, são responsáveis pela variabilidade da composição isotópica da precipitação, a partir de uma gama de dados meteorológicos de superfície e da atmosfera.

Além disso, em modelos hidrológicos há a necessidade de utilização de informações meteorológicas, relacionada aos processos físicos que ocorrem na atmosfera e em como eles interagem com os elementos da superfície, especialmente a chuva que é o principal input de recarga subterrânea e em cursos d'água superficial no sistema superfície-atmosfera, ainda mais na região centro-sul do Brasil, principal matriz econômica e de grande mercado consumidor e onde localiza-se importantes reservas de águas subterrâneas (por exemplo, o Sistema Aquífero-Guarani) e superficiais (parte da Bacia do Rio Paraná), amplamente utilizadas em abastecimento da população, despejo de efluentes, transporte de mercadorias e produção industrial.

6.1.2. Características climáticas de Rio Claro (SP)

A cidade de Rio Claro (SP) está localizada na região Sudeste do Brasil, no limite do trópico de Capricórnio, de clima tropical Cwa (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007) com regime pluviométrico e características climáticas marcadas pela atuação de sistemas atmosféricos de grande escala, ao longo das diferentes estações do ano. O padrão climático é caracterizado por temperatura média anual de 22°C e precipitação média anual de 1.461mm, com duas estações bem definidas, uma estação mais seca e fria que se estende de abril a setembro (outono-inverno), quando são registrados 20% dos volumes de precipitações anuais, com temperatura média de 20°C e 70% de umidade relativa e uma estação chuvosa e quente (primavera-verão), que se estende de outubro a março, apresentando grande volume de precipitação (cerca de 80% da precipitação anual), com médias históricas de temperatura e umidade relativa, 24°C e 73%, respectivamente.

Estas condições climáticas são resultantes da atuação de diferentes sistemas atmosféricos ao longo do ano. Durante o inverno a atuação das frentes frias (FF) representa a principal figura controladora do clima, que associada a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), próxima ao litoral do Brasil, e a ocorrência de temperaturas baixas sobre o continente, inibem a formação de zonas de baixa pressão, acarretando a diminuição do volume pluviométrico sobre a região sudeste do país. Durante a estação chuvosa, ainda ocorre atuação das FFs, junto a presença de zonas de baixa pressão (Baixa do Chaco) sobre o continente, provocadas pelo aumento da temperatura, zonas de alta pressão (Alta da Bolívia) que ativa a atuação dos Jatos de Baixos Níveis (JBNS) responsáveis pelo transporte de umidade da região Amazônica para a região sudeste do território brasileiro e a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O encontro de massas de ar quente e úmida proveniente da região amazônica com massas de ar frias (FFs), ocasiona a formação de sistemas frontais, com chuvas estratiformes e convectivas (GARREAU; ACEITUNO, 2007; GRIMM, 2011; REBOITA *et al.*, 2010).

6.1.3. Metodologia

Amostragem da precipitação e determinação das razões isotópicas

Foram coletadas amostras mensais (fevereiro/2013-dezembro/2016) e diárias (fevereiro/2014-fevereiro/2017) da precipitação, nas dependências no Centro de Estudos Ambientais (CEA) situado no campus da UNESP na cidade de Rio Claro, estação GNIP code: 8374701, com a utilização de coletor passivo de precipitação (GRÖNING et al. 2012). Após a coleta, as amostras foram filtradas em filtro tipo seringa com abertura de 0,45 μm , acondicionadas em frascos de vidro âmbar de 25mL, com tampa e batoque e armazenadas sob refrigeração antes de serem enviadas ao laboratório.

A determinação das razões isotópicas, foi feita pelo método de Espectroscopia Laser de Cavidade Oca (Cavity Ring Laser Spectroscopy), e os resultados expressos em relação ao VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Como padrões secundários foram utilizados: USGS-45 ($\delta^2\text{H} = -10,3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2,24\text{‰}$), USGS-46 ($\delta^2\text{H} = -236,0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -29,80\text{‰}$) e um padrão interno (Cachoeira de Emas-CE – $\delta^2\text{H} = -36.1 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -5,36\text{‰}$). Os padrões USGS foram empregados para a normalização dos resultados para V-SMOW2-SLAP2, enquanto o padrão CE foi empregado para o controle de qualidade interno e controle de desvios. A precisão analítica foi de $\pm 1,2 \text{‰}$ (1σ) for $\delta^2\text{H}$, $\pm 0,2 \text{‰}$ (1σ) for $\delta^{18}\text{O}$. Todas as análises foram efetuadas no Laboratório de Hidrogeologia e Hidroquímica do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE/UNESP-RC.

Aquisição de dados meteorológicos

Os dados meteorológicos locais foram obtidos junto à estação meteorológica do Centro de Análise e Planejamento Ambiental (CEAPLA) do campus na Unesp Rio Claro (<http://igce.rc.unesp.br/#!/estacao>). Os dados diários obtidos foram: temperatura (média, mínima e máxima), precipitação, pressão de vapor, umidade relativa, direção e velocidade do vento.

Os dados meteorológicos de escala regional foram obtidos junto ao modelo HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) (DRAXLER & ROLPH, 2013), sistema matemático que calcula trajetórias e faz simulações de dispersão e deposição de partículas na atmosfera ao longo do tempo (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php), usando o banco de dados meteorológico da NOAA FNL. O modelo utiliza um algoritmo tri-dimensional (three-dimension Lagrangian algorithm) para calcular a velocidade da massa de ar e determinar sua posição, informando estes valores a um tempo de resolução de hora em hora ao longo da trajetória (DRAXLER & ROLPH, 2013).

Para a análise da movimentação de partículas na atmosfera, foram obtidas trajetórias do modelo HYSPLIT, no modo backward com duração de 10 dias, anteriores ao dia em que a amostra foi coletada e altura inicial estipulada no nível de 850 hPa (1.500m), onde se concentra a maior parte do vapor d'água disponível. Acoplado às trajetórias dados meteorológicos foram registrados pelo modelo e utilizados na análise estatística. Os dados fornecidos foram: pressão atmosférica (hPa), temperatura potencial (K), temperatura ambiente (K), precipitação (mm per hour), profundidade de mistura (mm) altura do terreno (m), altitude da parcela de ar (m) e entradas de radiação solar da massa de ar monitorada (W/m^2).

Junto as trajetórias do HYSPLIT, para análises das condições sinóticas sobre a composição isotópica da precipitação foram obtidos mapas de umidade específica (kg kg^{-1}), água precipitável (kg m^{-2}) e taxa de precipitação (mm day^{-1}), ambos no nível de 850 hPa, campo de velocidade vertical (Pa s^{-1}) a 500 hPa e campo de vento horizontal a 850 hPa e 200 hPa (m s^{-1}), junto ao NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) Reanalysis NOAA (COLLINS *et al.*, 1996) (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>).

Análise estatística

Tendo como variáveis dependentes as razões isotópicas medidas nas amostras diárias ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$) e como variáveis independentes todos os parâmetros climáticos obtidos (CEAPLA e HYSPLIT) foram elaboradas análises estatísticas que demonstrassem os parâmetros climáticos associados e influentes na composição isotópica da precipitação. Todas as análises estatísticas foram feitas utilizando-se o software Statistica (StatSoft, Inc, 2013), com nível alfa de significância de 0.05.

Foram utilizados a Matriz de Correlação Linear, para identificar as principais correlações entre todos os parâmetros e o teste de variância de Kruskal-Wallis (KRUSKAL; WALLIS, 1952), para testar se há diferença estatística (p -valor < 0.05) entre os anos de amostragem.

Foi aplicado o teste de normalidade D'Agostino-Pearson (para $n \geq 20$ e k amostras) para verificar se a distribuição dos dados isotópicos e meteorológicos é normal (paramétrica) ou não normal (não paramétrica). Uma diferença significativa (p -valor < 0.05) indica distribuição não paramétrica. Com base na normalidade, análise de correlações foram aplicadas, para verificar o grau de associação entre duas ou mais variáveis. Para distribuição paramétrica foi utilizado o teste de correlação Linear de Pearson, já para os dados de distribuição não paramétrica foi utilizado o teste de correlação de Spearman.

Para determinar a dependência de uma variável em relação a outra, foram realizadas as Regressões de Stepwise e Linear Múltipla. O procedimento Stepwise, possibilita a escolha dos parâmetros climáticos que possuem maior influência sobre os valores isotópicos, neste trabalho foi utilizado o método regressivo (backward), onde a cada etapa um parâmetro climático é excluído, com base nos valores do coeficiente de determinação (R^2), p -valor (p) e Erro Quadrático.

A regressão Linear Múltipla aqui utilizada tem como objetivo demonstrar como o valor de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ é dependente ou não de um ou mais parâmetros meteorológicos, pressupondo que a relação seja um modelo linear. O resultado será expresso pelo valor do teste da regressão F, com base no grau de significância escolhido (0.05), o parâmetro meteorológico cujo coeficiente apresentar valor $p < 0.05$, será considerado significativo no modelo.

6.1.4. Resultados e discussão

Variações climáticas

A temperatura média mensal em Rio Claro, entre o período de fevereiro de 2013 a fevereiro de 2017, variou de $15,6^\circ\text{C}$ (julho/2016) a $26,3^\circ\text{C}$ (janeiro/2015), enquanto a umidade relativa de 48,5%

(outubro/2014) a 83% (junho/2013) e o volume de precipitação de 0,3mm (julho/2016) a 328,5mm (fevereiro/2015).

Os valores históricos de umidade relativa do ar são superiores em grande parte dos meses durante o período de amostragem, com destaque para valores baixíssimos durante o ano de 2014. Os valores históricos das temperaturas médias mensais são superiores (em até 2.7°C) em grande parte do período de monitoramento (Figura 1).

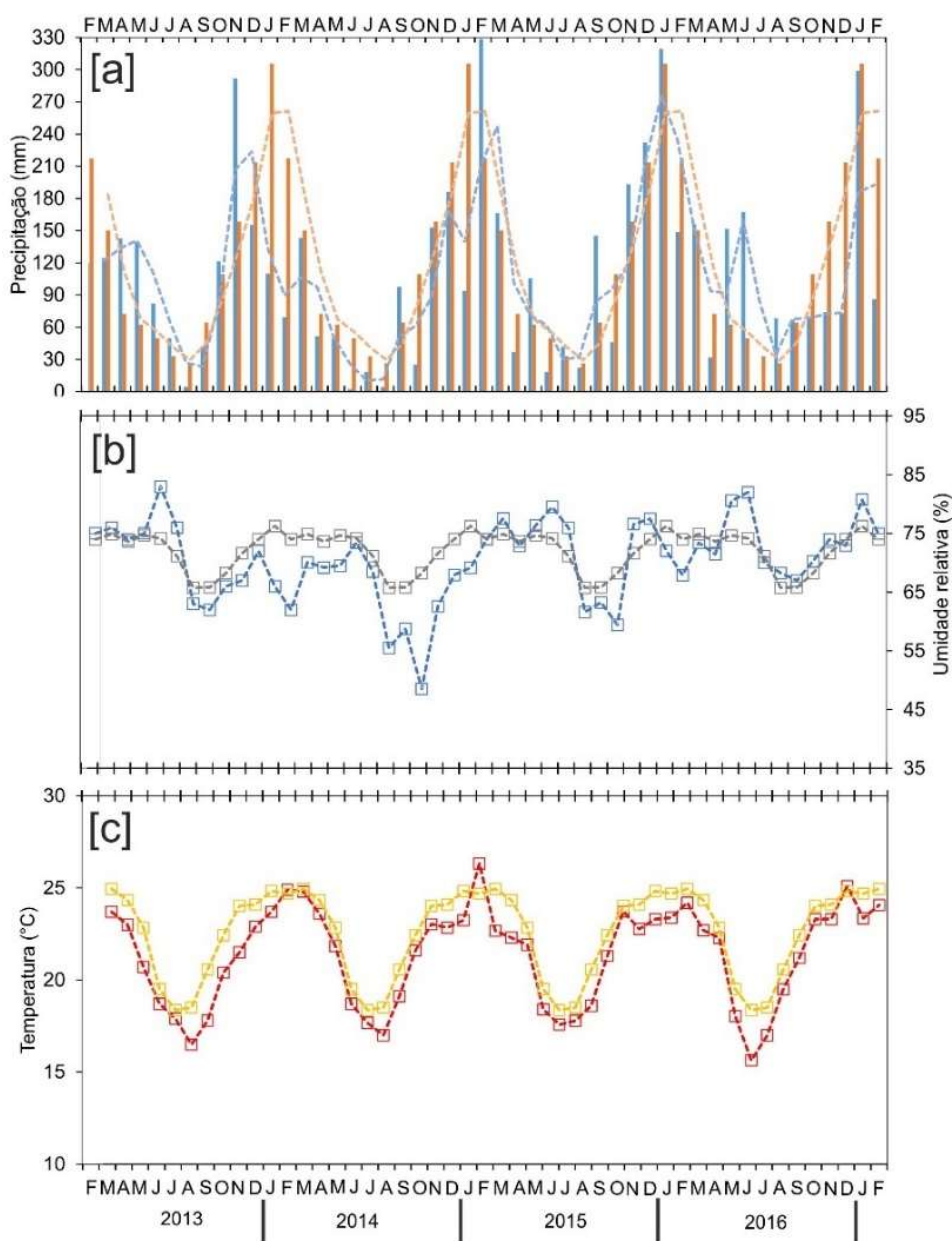


Figura 1 – Variação mensal dos parâmetros meteorológicos ao longo do período estudado: [a] precipitação mensal (coluna azul)/média móvel (linha tracejada em azul) e média histórica mensal (coluna em laranja)/média móvel histórica (linha tracejada em laranja); [b] média da umidade relativa do ar (linha azul) e umidade relativa histórica mensal (linha em cinza); [c] temperatura média mensal (linha vermelha) e média histórica da temperatura média mensal (linha em amarelo).

Observou-se no período 2013-16 uma variação dos volumes de precipitação em relação às médias históricas. Durante o ano de 2014 os volumes registrados foram 30% abaixo da média mensal, principalmente nos meses chuvosos de verão (janeiro/fevereiro-novembro/dezembro), enquanto em 2015 e 2016 a precipitação foi ligeiramente superior aos valores históricos.

Uma possível explicação para a condição climática distinta ocorrida em 2014 foi a atuação de um bloqueio atmosférico, provocado por um sistema de alta pressão que inibia a ação dos sistemas geradores de chuva, principalmente a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o verão (COELHO; CARDOSO; FIRPO, 2016). Apesar da diminuição de ocorrência da ZCAS durante os meses de verão sua atuação ocorreu em condições intensas, como será demonstrado pelos valores isotópicos na análise mensal nos resultados.

Para o período entre 2015 e 2016, a explicação pode ser atribuída a atuação do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), cuja duração ocorreu entre novembro de 2014 a março de 2016, embora seus efeitos ainda não sejam muito bem esclarecidos para esta região.

Variabilidade interanual e intersazonal da composição isotópica da precipitação mensal

A composição isotópica mensal de 47 amostras no período de fevereiro/2013 a dezembro/2016, variou para o $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ de -10.76‰ a 0.54‰ (média=-4.18±2.90‰), para o $\delta^2\text{H}$ -75.60‰ a 18.8‰ (media=-19.27±24.46‰) e para o d-excess de 8.46‰ a 21.36‰ (média=14.17±3.22‰) (Figura 2). Cerca de 53% das amostras possuem valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ superiores à média calculada para o período, sendo caracterizadas como chuvas enriquecidas e 47% das amostras possuem valores <4.18‰ (chuvas empobrecidas). A maior parte dos valores de d-excess <13 são observados em chuvas empobrecidas, enquanto valores >15 são encontrados em chuvas enriquecidas.

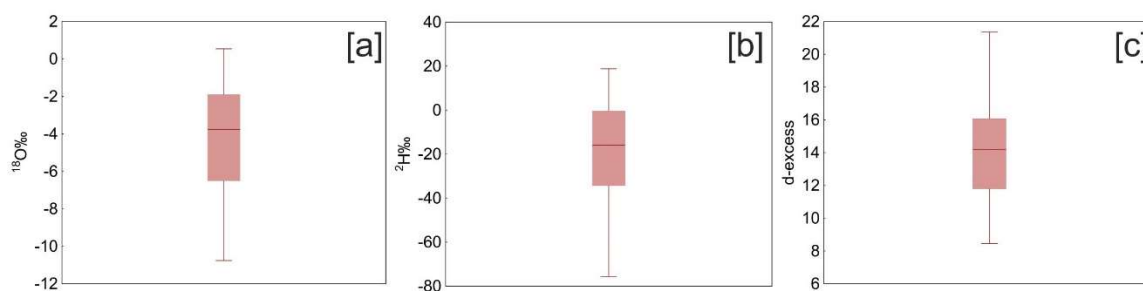


Figura 2 – Box-plot resultados isotópicos mensais ilustrando as médias, medianas, valores máximos e mínimos: [a] $^{18}\text{O}\text{‰}$, [b] $^2\text{H}\text{‰}$ e [c] d-excess

A Reta Meteórica Local (Figura 3a) apresenta a mesma inclinação da reta meteórica global com intersecção ligeiramente superior, indicando que a composição isotópica da precipitação está relacionada a sucessivos processos de evaporação e recirculação de vapor durante o deslocamento de massas de ar que geram chuva em Rio Claro (GASTMANS *et al.*, 2017; JOUZEL *et al.*, 2013; RISI *et al.*, 2013). Detalhes sobre a origem e trajetórias destas massas de ar serão avaliados com os resultados da composição isotópica diária, posteriormente.

Para variações anuais, as retas meteorológicas anuais possuem inclinação similar, com exceção do ano de 2014 (Figura 3a). As intersecções são distintas, relacionadas a variações climáticas que representam diferenças de umidade disponível e processos de recirculação de vapor intensos. Grande variabilidade dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ é observada nos anos de 2014-2016, com médias similares (em torno de 4‰). Chuvas enriquecidas são observadas pelos percentis do ano de 2013 e 2016, enquanto chuvas empobrecidas são observadas para os anos de 2014 e 2015 (Figura 3b).

A expressiva reta local do ano 2014 (Figura 3a) e os valores empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ durante os meses de abril (-7.88‰), novembro (-9.92‰) e dezembro (-10.76‰), fazem com que a composição isotópica da precipitação esteja associada a condições intensas de formação de chuvas, mesmo com índices pluviométricos abaixo da média. Além disso, o teste de Kruskal-Wallis não identificou diferenças estatísticas significativas (p -valor = 0.84) para os valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre os anos.

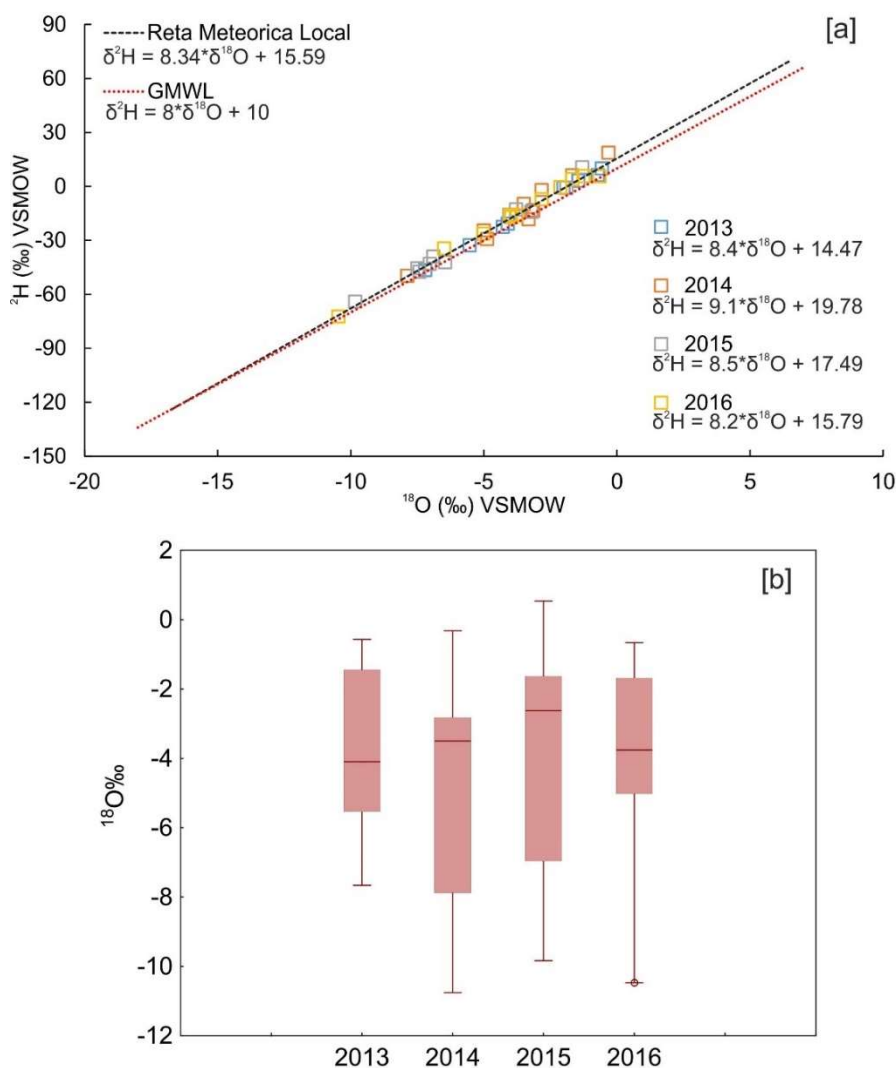


Figura 3 - Variação anual da composição isotópica da precipitação: [a] reta meteorológica local (RML) entre os anos de 2013-16 em comparação com a GMWL e [b] box-plot anual para os valores de $\delta^{18}\text{O}$.

A variabilidade sazonal da composição isotópica da precipitação durante o período de análise, baseada na interpretação dos valores da média ponderada pela precipitação do $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4), indica relações distintas entre meses secos (abril-setembro) e chuvosos (novembro-março), atribuído a um possível efeito de sazonalidade (GASTMANS *et al.*, 2017; ROZANSKI; ARAGUÁS, 1995), caracterizado pela ocorrência de chuvas empobrecidas durante a estação chuvosa (-7.85‰ a -1.82‰) e de chuvas enriquecidas durante a estação seca (-5.99‰ a -1.07‰). Destaque para os meses chuvosos de (novembro-dezembro-janeiro), período cujo valores foram mais negativos, associado principalmente a atuação da ZCAS e a formação de sistemas frontais com chuvas estratiformes, e para os meses secos mais enriquecidos (julho-setembro), caracterizados pela formação de chuvas convectivas associadas às incursões de frentes frias.

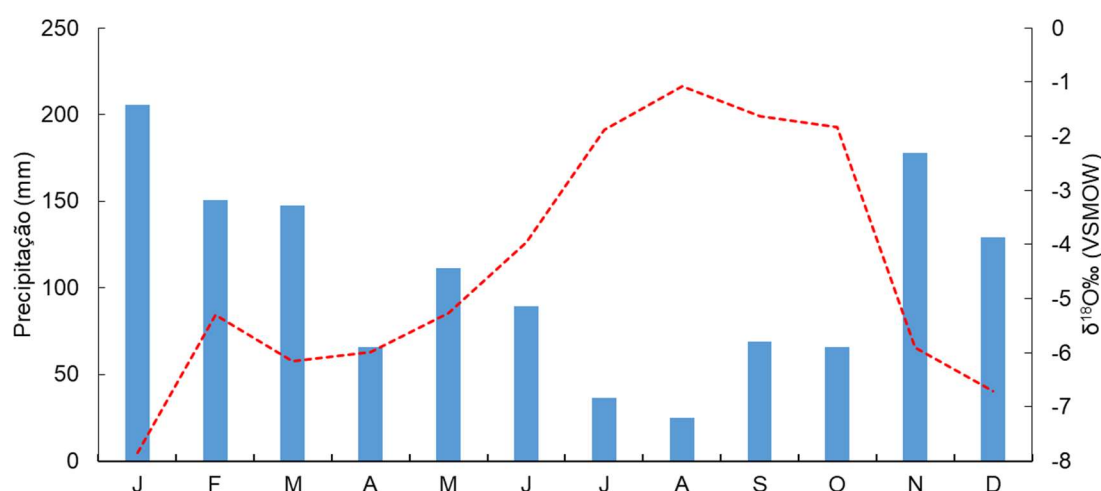


Figura 4 - Variação sazonal: com valores da média mensal de precipitação (coluna em azul) e média ponderada pela precipitação para os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (linha em vermelho).

Não há correlação entre a composição isotópica da precipitação e a temperatura do ar (r (Pearson) = -0.21, p -valor = 0.15), com valores de $\delta^{18}\text{O}$ variando nas distintas estações do ano, o que já era esperado, uma vez que o efeito de temperatura ocorre em regiões de clima temperado, cuja amplitude térmica é maior. Durante o período de monitoramento estudado, a amplitude térmica das médias de temperatura mensais não ultrapassa 6°C.

Na relação entre a composição isotópica e a quantidade de precipitação, os valores mais empobrecidos estão associados a grandes volumes de precipitação (acima da média histórica), para o mês de janeiro/16 (319mm e $\delta^{18}\text{O}=-10.47\text{‰}$) e março/15 (166mm e $\delta^{18}\text{O}=-9.84\text{‰}$), o mesmo se repete, em pequenas quantidades de precipitação, quando nos meses de agosto/13 e agosto/14, cuja precipitação foi de 4mm nos dois anos e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ os mais enriquecidos, -0.57‰ e -0.32‰, respectivamente.

Apesar da dificuldade de entendimento sobre o efeito de quantidade em áreas tropicais (DANSGAARD, 1964; CLARK & FRITZ, 1997; RISI *et al.* 2008; KURITA *et al.* 2009; AGGARWAL *et al.*

2016; GASTMANS et al. 2017; SÁNCHEZ-MURILLO et al. 2017), observa-se que para os resultados mensais há um padrão associado ao volume pluviométrico, com o empobrecimento da precipitação durante a estação chuvosa, marcada pela atuação de processos de recirculação de vapor em uma atmosfera carregada de umidade, e o enriquecimento na estação seca, o mesmo ocorre para os valores de $\delta^2\text{H}$, d -excess e foi demonstrado pela análise sazonal com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ ponderados.

O teste de correlação não paramétrico de Spearman, $r = -0.70$, p -valor = <0.0001 , representa uma correlação negativa muito significativa entre precipitação mensal e o $\delta^{18}\text{O}$, como esperado, em climas tropicais, onde há dois regimes pluviométricos bem definidos, porém, a correlação ainda não é muito bem explicada para áreas tropicais, devido à complexidade climáticas, associada a fonte de vapor, tempo de residência de vapor na atmosfera, sistemas atmosféricos e diferentes tipos de chuva. Além disso, o efeito de quantidade nesta escala de monitoramento é potencializado, devido ao efeito de atenuação de valores extremos, demonstrando que a escala de monitoramento é um fator importantíssimo para a discussão dos processos isotópicos, resultando em diferenças na interpretação deste efeito e nos fatores que o governam (KURITA et al., 2009), como será discutido nos resultados diários.

Variabilidade da composição isotópica da precipitação em amostras diárias

A composição isotópica da precipitação diária variou de -18.36‰ a 4.89‰ (-4.25 ± 3.71) para o $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 5a), -136‰ a 43.40‰ (-20.40 ± 30.65) para o $\delta^2\text{H}$ (Figura 5b) e -9.36‰ a 26.54‰ (13.60 ± 5.03) para o d -excess (Figura 5c). Os valores da média ponderada pela precipitação são ligeiramente superiores aos valores medidos, -4.81‰ ($\delta^{18}\text{O}$), -23.77‰ ($\delta^2\text{H}$) e 14.71‰ (d -excess).

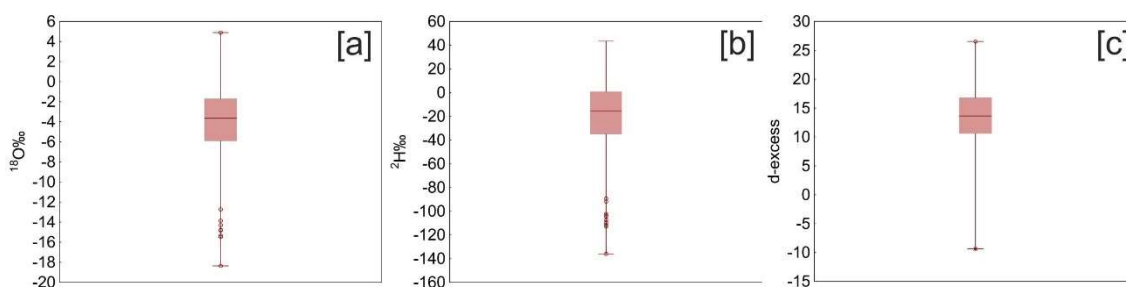


Figura 5 - Box-plots para os valores diários de $\delta^{18}\text{O}$ [a], $\delta^2\text{H}$ [b] e d -excess [c].

Os valores da média e do desvio padrão de $\delta^{18}\text{O}$ foram utilizados para classificar o intervalo de valores isotópicos, sintetizando-os em 3 conjuntos de dados, caracterizados como: i) conjuntos das chuvas empobrecidas, com valores <-7.96 ; representando 14% das amostras coletadas; ii) chuvas em torno da média, denominados de chuvas médias, valores entre -7.96 e -0.54 , 74% das amostras coletadas; iii) chuvas enriquecidas, com valores >-0.54 , representando 12% das amostras coletadas (Figura 6). Esta distribuição indica que a composição isotópica da precipitação possui valores mais enriquecidos do que empobrecidos (assim como demonstrado com as amostras mensais), além disso, cerca de 73% das amostras que caracterizam as chuvas médias ocorreu durante a estação chuvosa.

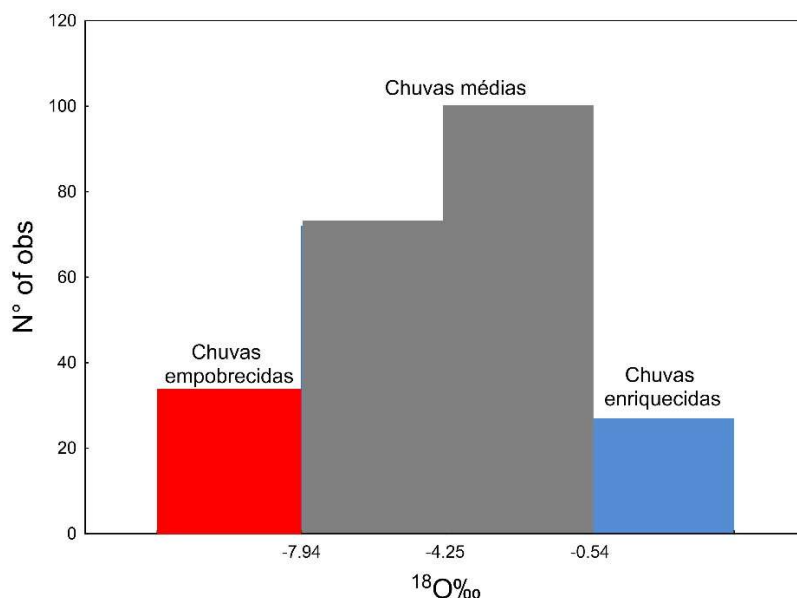


Figura 6 – Histograma representando os 3 tipos de chuvas classificados com base nos valores da média aritmética e desvio padrão do $\delta^{18}\text{O}$: chuvas empobrecidas (<-7.96), chuvas médias (-7.96 e -0.54) e chuvas enriquecidas (>-0.54).

Nesse sentido, na distribuição temporal da composição isotópica da precipitação diária (Figura 7), observa-se grande variabilidade dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, representados pela grande quantidade de chuvas médias, não sendo observado uma distribuição muito clara entre volume de chuva e enriquecimento-empobrecimentos de $\delta^{18}\text{O}$, embora alguns valores extremos estejam em forma de V ou U-invertido, associados a picos de chuva. Esta mesma distribuição ocorre para o $\delta^2\text{H}$.

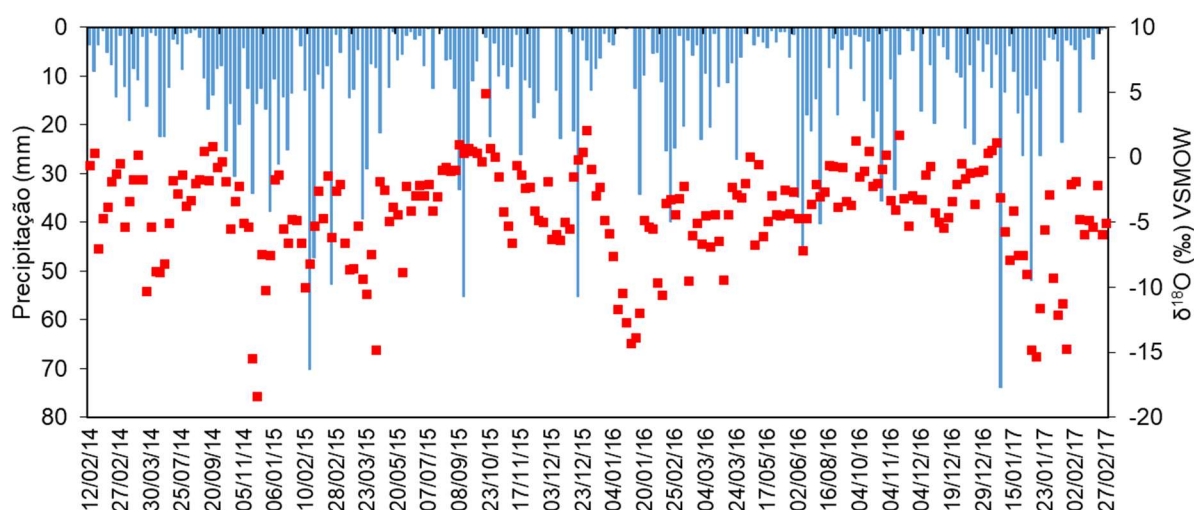


Figura 7 – Distribuição temporal da composição isotópica da precipitação diária, valores de $\delta^{18}\text{O}$ e precipitação diária (mm).

O excesso de deutério apresenta pequena variabilidade quando associado à variação do $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ com valores em torno de 11-13‰ observados em chuvas enriquecidas e empobrecidas, enquanto valores de excesso de deutério ≥ 14 ‰ são observados em chuvas médias. Não foi verificada uma distribuição muito clara entre os valores d-excess e $\delta^{18}\text{O}$ diários, como ocorreu com os resultados mensais, onde a disponibilidade de umidade e os volumes de chuva caracterizam muito bem um efeito sazonal.

A correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ -precipitação é fraca ($r = -0.10$, p-valor = 1.00), no entanto, sabe-se que em áreas tropicais, o efeito de quantidade possui correlação negativa (SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2017; GASTMANS et al., 2017), como ilustrado na matriz de correlação (-0.13, tabela 3) e na coleta mensal, sendo explicado por processos isotópicos durante a formação de chuvas convectivas e estratiformes, recirculação de vapor durante o deslocamento de massas de ar e ou ainda à processos de pós condensação e reevaporação de gotas de chuva, durante a queda em direção à superfície.

A correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e temperatura em escala diária também é fraca e não significativa, coeficiente de correlação de Spearman, $r = -0.05$ e p-valor = 1.00. A diferença entre as médias históricas da estação fria e estação quente é $<4^\circ\text{C}$, durante o período de monitoramento chegou a 6°C , deste modo os valores médios não variam muito independente das estações do ano, não caracterizando o efeito de temperatura, presente em regiões de altas latitudes.

A reta meteórica local diária possui inclinação similar à GMWL, que está plotada sob os valores diários de $\delta^{18}\text{O}$, com intersecção ligeiramente superior, indicando que a composição isotópica da precipitação diária está associada a processos de evaporação e recirculação de vapor durante o deslocamento de massas de ar que geram precipitação em Rio Claro. A presença das amostras mensais sobre o conjunto de amostras diárias, mostra que os processos de coleta e amostragem foram satisfatórios (Figura 8).

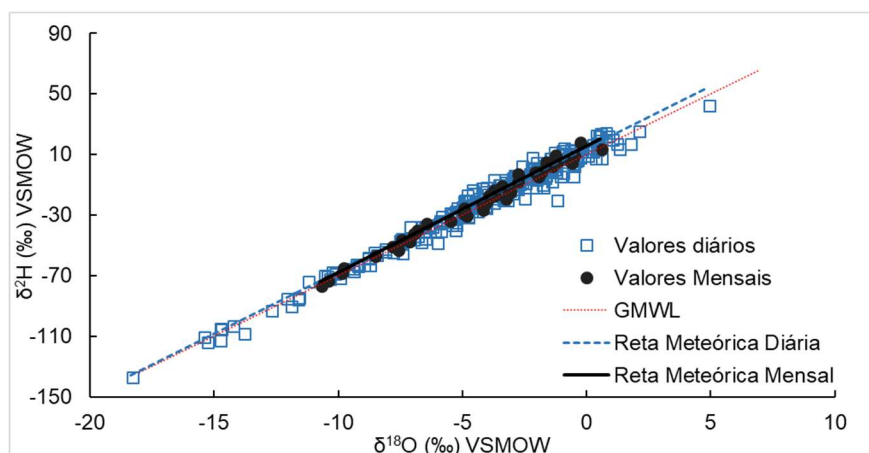


Figura 8 – Combinação entre as retas meteóricas locais, diária $\delta^2\text{H} = 8.15 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14.25$ (linha tracejada em azul) e mensal $\delta^2\text{H} = 8.34 \cdot \delta^{18}\text{O} + 15.59$ (linha preta), demonstrando qualidade das amostras coletadas

Variações anuais (2014-16) na composição isotópica diária indicam pequenas diferenças nas retas meteóricas: $\delta^2\text{H} = 8.05 \cdot \delta^{18}\text{O} + 12.74$ (2014), $\delta^2\text{H} = 8.27 \cdot \delta^{18}\text{O} + 15.43$ (2015) e $\delta^2\text{H} = 8.18 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14.63$ (2016). Destaque para o ano de 2015, cuja interseção da reta foi maior, possivelmente atribuído ao grande volume de chuva, contribuindo para a atuação de processos de recirculação de vapor em uma atmosfera carregada de umidade, resultando no empobrecimento dos isótopos. Entretanto, o teste estatístico de Kruskal-Wallis, revela que não há diferença estatisticamente significativa entre os resultados da composição isotópica para os 3 anos de amostragem, p-valor de 0.62.

O efeito de atenuação em relação às diferentes escalas de monitoramento, diária e mensal, resultam em valores de interseção da reta diária inferior ao da reta mensal, uma vez que a coleta diária representa um evento de chuva, enquanto a coleta mensal o conjunto destes eventos. Este efeito também é observado na avaliação anual para as retas locais diárias, que possuem valores de interseção inferiores às interseções das retas mensais.

A matriz de correlação mostra que a composição isotópica da precipitação diária não está correlacionada a parâmetros climáticos locais, mas a parâmetros climáticos de escala regional, calculados para as trajetórias obtidas no modelo HYSPLIT (tabela 1). As correlações de destaque identificadas foram: $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ com precipitação ($r^2 = -0.51$), profundidade de mistura ($r^2 = -0.39/-0.38$) e umidade relativa ($r^2 = -0.41/-0.42$), respectivamente. A precipitação registrada pelo modelo HYSPLIT representa a ocorrência de chuva durante o deslocamento das massas de ar que atingem Rio Claro, onde processos de recirculação de vapor podem incorporar a precipitação subsequente, provocando empobrecimento na composição isotópica da precipitação.

Em relação a correlações entre os dados meteorológicos: temperatura local com pressão atmosférica local ($r^2 = 0.85$) e UR local ($r^2 = 0.62$); pressão atmosférica local com UR local ($r^2 = 0.81$); As correlações a seguir são todas dos dados meteorológicos das trajetórias do HYSPLIT: altitude e pressão atmosférica ($r^2 = -0.98$), temperatura potencial ($r^2 = 0.78$), temperatura ($r^2 = -0.93$) e UR ($r^2 = -0.75$); pressão e temperatura potencial ($r^2 = -0.84$), temperatura ($r^2 = 0.90$) e UR ($r^2 = 0.75$); temperatura potencial com temperatura ($r^2 = -0.54$) e UR ($r^2 = 0.70$); temperatura e UR ($r^2 = 0.64$); precipitação e profundidade da camada de mistura ($r^2 = -0.50$).

Os resultados apresentados nas diferentes escalas de monitoramento, como os valores das retas meteóricas locais, distribuição sazonal de $\delta^{18}\text{O}$, valores de d-excess, seguido pela matriz de correlação indicam que fatores climáticos regionais influenciam a variabilidade da composição isotópica da precipitação. A análise dos controles climáticos caracterizado pela atuação de sistemas atmosféricos de grande escala formadores de chuva e por condições sinóticas serão analisadas no capítulo seguinte.

Tabela 1 - Matriz de Correlação dos resultados isotópicos e meteorológicos

	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d-excess	Prec. (mm)	Temp. (°C)	Pressão (mmHg)	UR (%)	Velocidade do Vento 10m (m.s ⁻¹)	Direção do Vento 10m	Altitude (m)	Pressão (hPa)	Temp Pot. (°C)	Temp (°C)	Prec. Tj (mm)	Prof. de Mist. (mm)	UR (%)	Altura da superf. (m)	Rad. Solar (W/m ²)
$\delta^{18}\text{O}$	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
$\delta^2\text{H}$	0.99	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
d-excess	0.11	0.27	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Prec. (mm)	-0.13	-0.10	0.20	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Temp. (°C)	0.003	-0.03	-0.18	0.15	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Pressão (mmHg)	0.03	0.02	-0.02	0.24	0.85	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
UR (%)	-0.08	-0.07	0.05	0.33	0.62	0.81	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Wind Speed 10m (m.s ⁻¹)	0.06	0.06	0.02	0.11	0.29	0.42	0.36	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Wind Direction 10m	0.06	0.06	0.03	-0.02	0.37	0.48	0.41	0.45	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Altitude (m)	0.22	0.23	0.10	-0.14	-0.10	-0.02	-0.06	0.06	0.00	1.00	---	---	---	---	---	---	---	---
Pressão (hPa)	-0.21	-0.21	-0.09	0.13	0.10	0.02	0.06	-0.05	-0.01	-0.98	1.00	---	---	---	---	---	---	---
Temp Pot. (°C)	0.16	0.16	0.03	-0.06	-0.02	0.01	-0.04	0.07	-0.02	0.78	-0.84	1.00	---	---	---	---	---	---
Temp (°C)	-0.19	-0.20	-0.12	0.16	0.14	0.03	0.05	-0.04	-0.03	-0.93	0.90	-0.54	1.00	---	---	---	---	---
Prec. Tj (mm)	-0.51	-0.51	-0.07	0.06	-0.02	-0.08	0.00	-0.17	-0.21	-0.33	0.30	-0.19	0.31	1.00	---	---	---	---
Prof. de Mist. (mm)	0.39	0.38	0.01	-0.15	-0.02	-0.01	-0.07	0.14	0.04	0.21	-0.14	-0.05	-0.25	-0.50	1.00	---	---	---
UR (%)	-0.41	-0.42	-0.12	0.13	0.08	-0.02	0.03	-0.18	-0.13	-0.75	0.75	-0.70	0.64	0.45	-0.33	1.00	---	---
Altura da superf. (m)	-0.08	-0.09	-0.06	-0.02	-0.01	0.04	0.04	-0.01	0.05	-0.07	-0.10	0.27	0.04	0.15	-0.41	0.00	1.00	---
Rad. Solar (W/m ²)	0.15	0.11	-0.22	0.02	0.33	0.08	-0.03	0.02	0.03	-0.23	0.22	0.04	0.38	-0.17	0.18	0.11	-0.02	1.00

Valores em negrito indicam correlações significativas ao nível $\alpha = 0.05$.

Controles climáticos da composição isotópica da precipitação

Das 232 amostras diárias coletadas, 74% correspondem a estação chuvosa, devido a maior ocorrência de eventos de chuva e 26% durante a estação seca. Enquanto as chuvas empobrecidas e médias ocorrem durante a estação chuvosa, a maior parte de chuvas enriquecidas ocorre durante a estação seca, como demonstrado pela análise sazonal com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mensal e pela distribuição temporal dos valores diários.

Em relação a origem e percurso dessas chuvas nos mapas HYSPLIT, chuvas empobrecidas (Figura 9a) estão claramente influenciadas pelo fluxo de umidade proveniente da Amazônia, já as chuvas médias (Figura 9b) apresentam uma gama de trajetórias ampla, provenientes da região do Pantanal e nordeste brasileiro, enquanto as chuvas enriquecidas (Figura 9c), a grande maioria das trajetórias tem sua origem na região nordeste do Brasil.

A análise sinótica dos mapas *Reanalysis* NCEP/NCAR indica que as chuvas empobrecidas (Figura 10) são formadas em condições de grande disponibilidade de água precipitável e umidade específica, associados a advecção de umidade da Amazônia. Estas condições representam a formação da ZCAS, associada à grande ocorrência de sistemas frontais com o predomínio de chuvas estratiformes, resultando no empobrecimento da composição isotópica da precipitação, devido à recirculação de vapor ao longo do deslocamento das massas de ar pela extensa área do continente brasileiro junto a formação das chuvas estratiformes que também são relacionadas ao empobrecimento isotópico (AGGARWAL *et al.*, 2016).

As chuvas médias (Figura 11) estão associadas aos mesmos processos atmosféricos das chuvas empobrecidas, porém com disponibilidade de água precipitável e umidade específica inferior, principalmente porque a origem do vapor e trajetórias, como demonstrado pelas trajetórias do modelo HYSPLIT (Figura 9b), são diferentes das chuvas empobrecidas. Desta forma, os processos isotópicos ocorrem em uma condição de menor disponibilidade de vapor, com processos de recirculação menos intensos, resultando uma grande variabilidade nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (>-7.96 a <-0.54), o que também pode ser explicado por fatores locais, como o tipo de chuva formada, processos de pós-condensação ou reevaporação de gotas de chuva sobre a área de estudo.

Em relação as chuvas enriquecidas (Figura 12) as condições de disponibilidade de umidade são bem distintas em relação as chuvas empobrecidas e médias, com água disponível e umidade específica diminutas, associada a advecção de umidade no nordeste do Brasil, movimentos verticais, atuação das frentes frias e formação de sistemas frontais, com a ocorrência de precipitação convectiva. Esta atividade convectiva, ocorreu em uma atmosfera mais seca, gerando enriquecimento da composição isotópica da precipitação.

Desta forma, a grande diferença entre os valores empobrecidos e enriquecidos é caracterizada pela disponibilidade de umidade na atmosfera. Isso interfere diretamente em como o vapor d'água será condensado, e em como os diferentes tipos de chuva estratiforme e convectiva serão formadas.

Assim, a grande variedade de processos atmosféricos geradores de chuva no sudeste do Brasil, aliado a disponibilidade de umidade na atmosfera seriam o principal fator que comandam a formação dos tipos de chuva e que governam a variabilidade da composição isotópica da precipitação. Em chuvas estratiformes a grande disponibilidade de umidade e aquecimento da superfície terrestre comandam os processos de recirculação do vapor, enquanto que em chuvas convectivas, os movimentos de ar ascendentes gerando a precipitação ocorrem com uma disponibilidade de umidade menor, ocorrendo trocas isotópicas menos intensas, promovendo o enriquecimento isotópico da chuva.

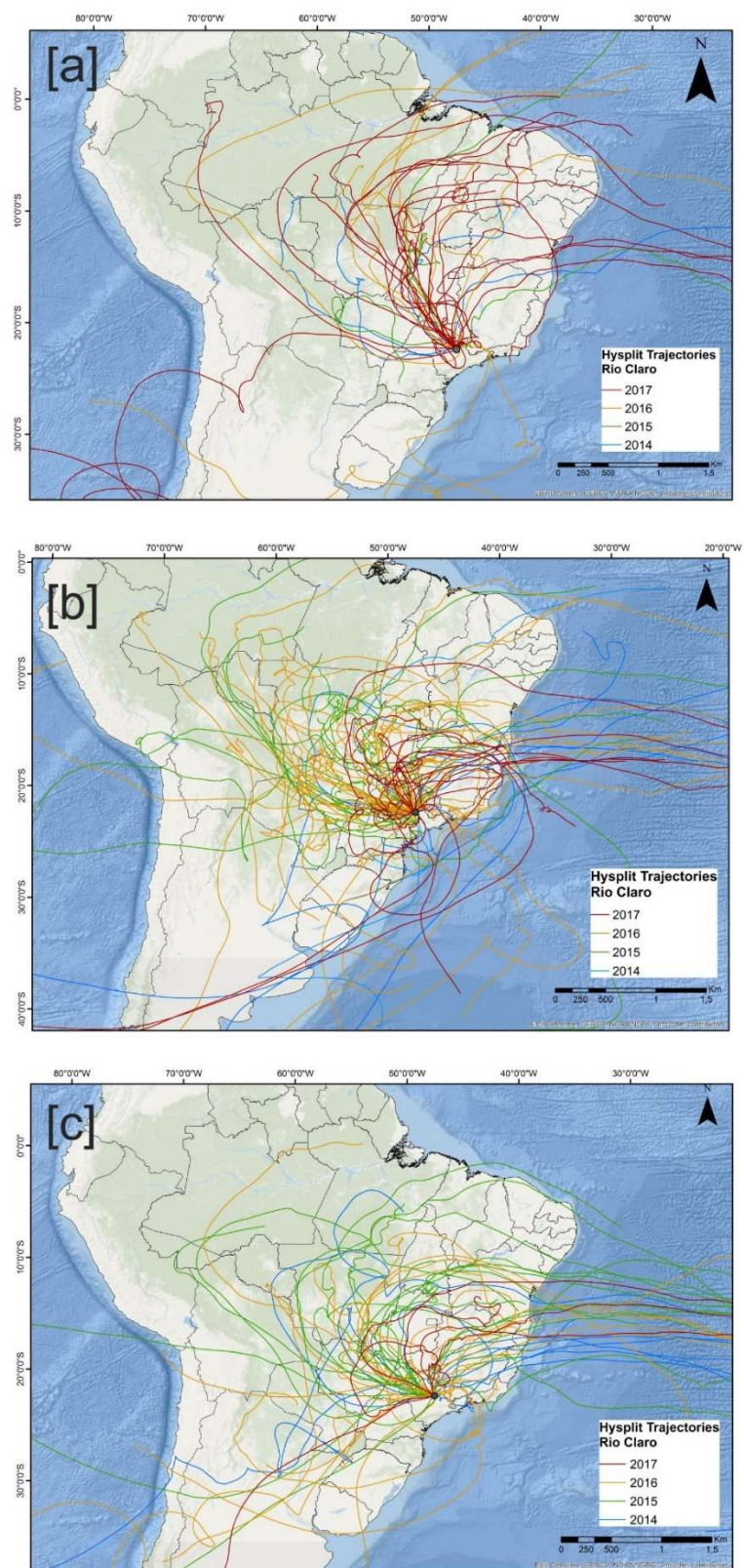


Figura 9 – Mapas das (back) trajetórias do modelo HYSPLIT: (a) chuvas empobrecidas ($\delta^{18}\text{O} < -7.96$), (b) chuvas médias ($\delta^{18}\text{O}$ entre -7.96 e -0.54) e (c) chuvas enriquecidas ($\delta^{18}\text{O} > -0.54$)

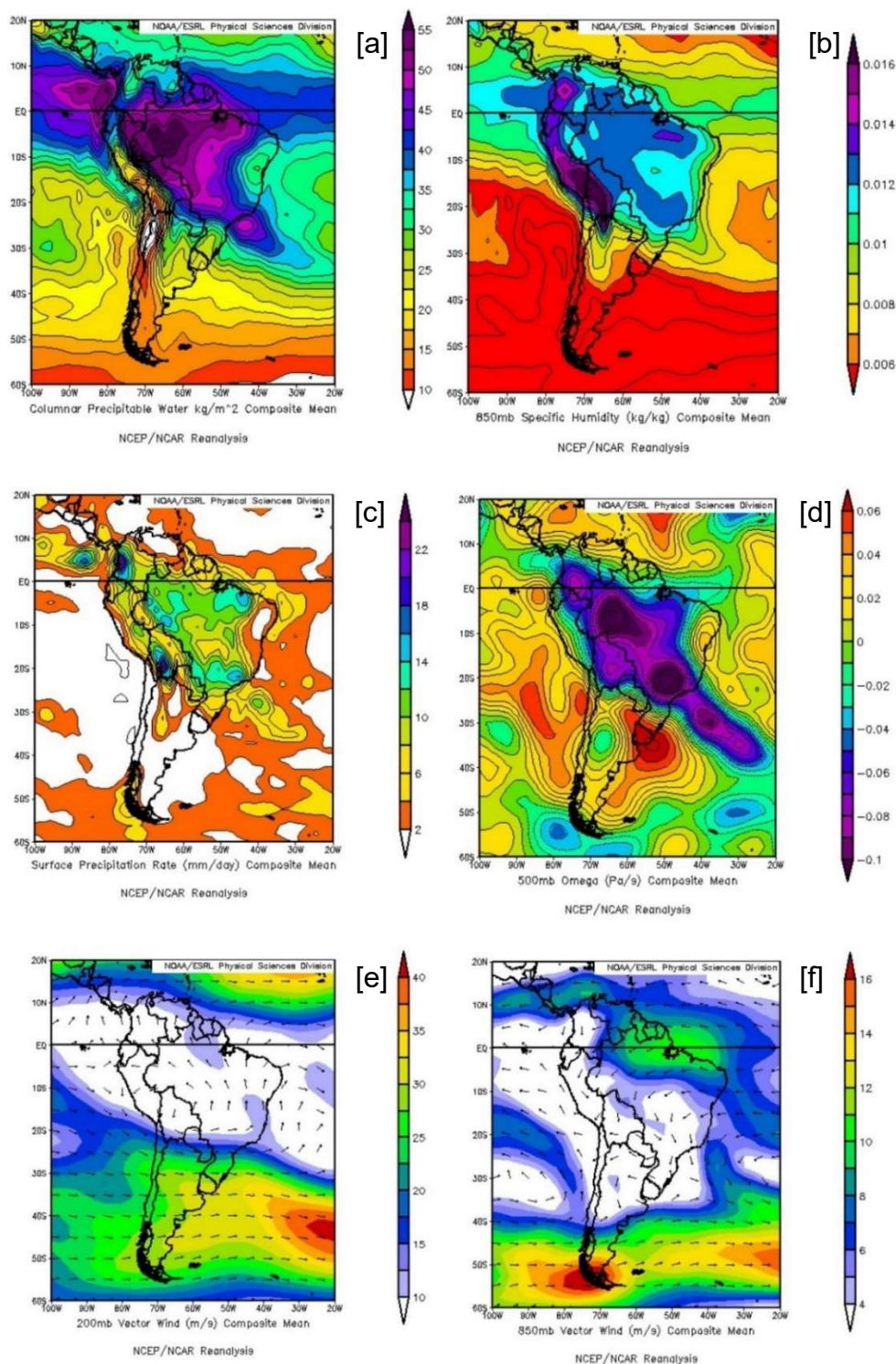


Figura 10 – Mapas de água precipitável (kg m^{-2}) [a], umidade específica (kg kg^{-1}) [b], e taxa de precipitação (mm day^{-1}) [c], ambos no nível de 850 hPa, campo de velocidade vertical (Pa s^{-1}) a 500 hPa [d] e campo de vento horizontal a 850 hPa (m s^{-1}) [e] e 200 hPa (m s^{-1}) [f], obtido junto ao NCEP/NCAR Reanalysis NOAA. (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) para amostras de chuvas empobrecidas, valores de $\delta^{18}\text{O} < -7.96$.

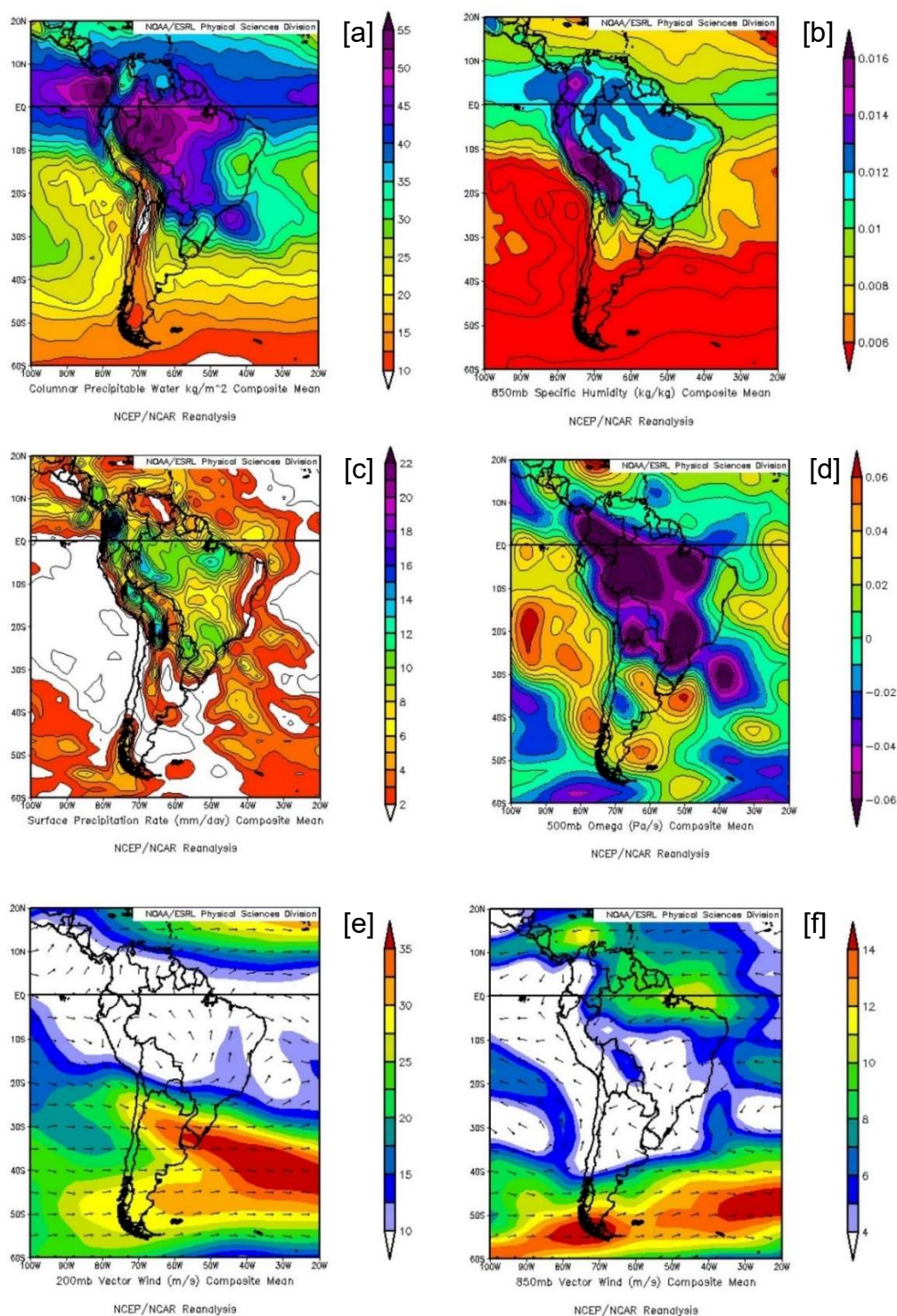


Figura 11 – Mapas de água precipitável (kg m^{-2}) [a], umidade específica (kg kg^{-1}) [b], e taxa de precipitação (mm day^{-1}) [c], ambos no nível de 850 hPa, campo de velocidade vertical (Pa s^{-1}) a 500 hPa [d] e campo de vento horizontal a 850 hPa (m s^{-1}) [e] e 200 hPa (m s^{-1}) [f], obtido junto ao NCEP/NCAR Reanalysis NOAA. (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) para amostras de chuvas médias, valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre <-7.96 e <-0.54 .

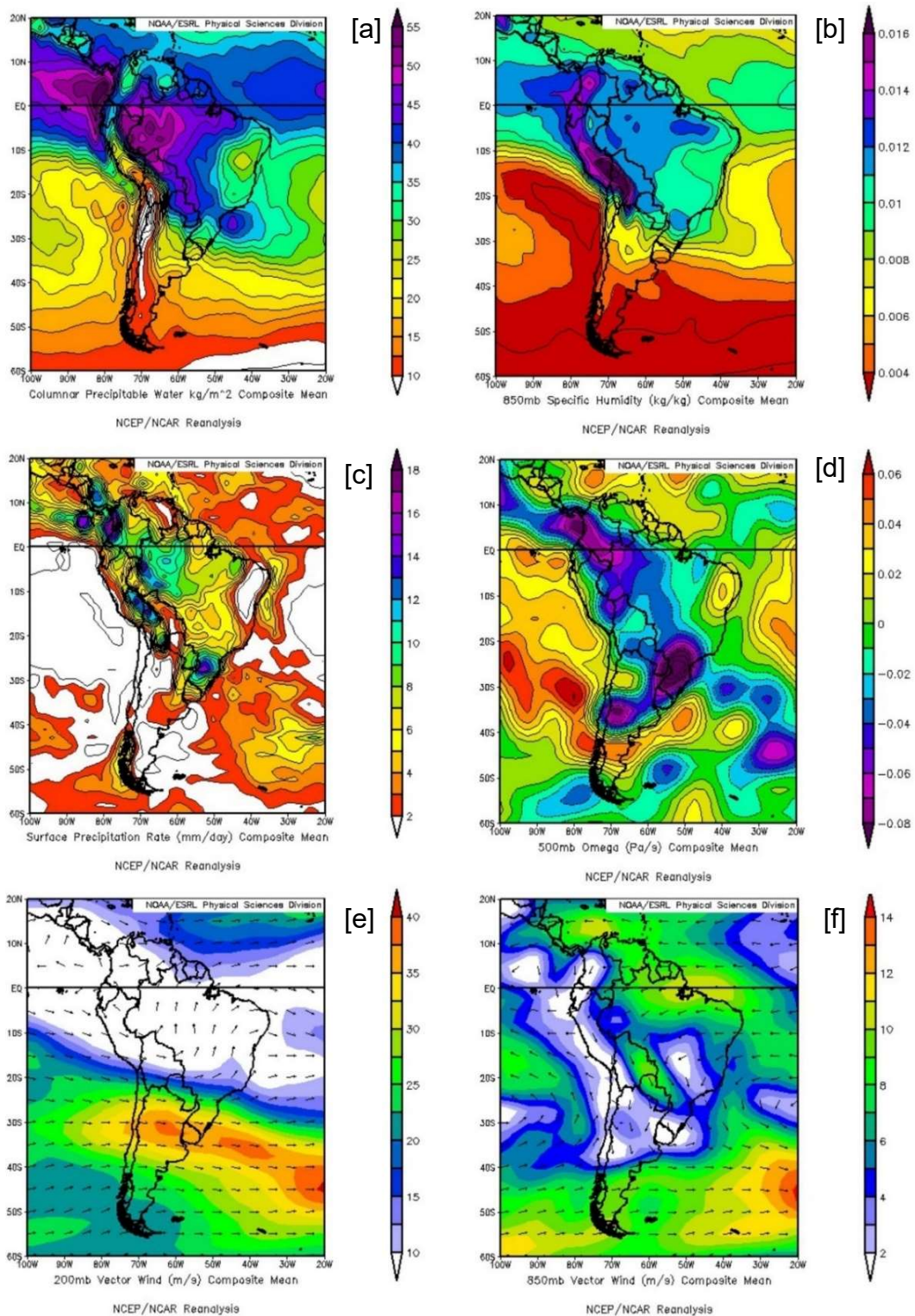


Figura 12 – Mapas de de água precipitável (kg m^{-2}) [a], umidade específica (kg kg^{-1}) [b], e taxa de precipitação (mm day^{-1}) [c], ambos no nível de 850 hPa, campo de velocidade vertical (Pa s^{-1}) a 500 hPa [d] e campo de vento horizontal a 850 hPa (m s^{-1}) [e] e 200 hPa (m s^{-1}) [f], obtido junto ao NCEP/NCAR Reanalysis NOAA. (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) para amostras de chuvas enriquecidas, valores de $\delta^{18}\text{O} > -0.54$.

Regressão de Stepwise e Linear Múltipla

Os processos de escala regional são reproduzidos por parâmetros climáticos regionais, como apresentado na matriz de correlação linear (Tabela 2), influenciando na variabilidade da composição isotópica da precipitação, demonstrado pelos controles climáticos sobre a precipitação, assim análises de regressão foram realizadas para corroborar a discussão sobre a influência dos fatores climáticos regionais e locais.

No procedimento de Stepwise Progressivo, foi possível determinar quais parâmetros climáticos possuem maior influência na variabilidade da composição isotópica.

Os resultados indicam que a composição isotópica da precipitação está correlacionada a parâmetros climáticos de escala regional (tabela 2). Assim, os parâmetros meteorológicos de maior influência sobre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, foram a precipitação e umidade relativa do modelo HYSPLIT, compondo juntos um $R^2 = 56.35\%$ e 55.58% , respectivamente. Os parâmetros meteorológicos de menor de influência para as duas variáveis dependentes foram temperatura e precipitação local, que acrescentaram $<1\%$ no valor de R^2 da regressão. Com todos os parâmetros meteorológicos o R^2 chegou a 62.77% ($\delta^{18}\text{O}$) e 60.62% ($\delta^2\text{H}$), com p-valor = 0 em todo o procedimento, sendo muito significativo (< 0.05).

Tabela 2 – Principais resultados da regressão Stepwise

Variável dependente	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^2\text{H}$	
Variável independente de maior influência	Prec. (HYSPLIT)	UR (HYSPLIT)	Prec. (HYSPLIT)	UR (HYSPLIT)
R^2 (%)	26.14	30.21	25.56	30.02
p-valor	0		0	
Variável independente de menor influência	Temp. local	Pressão local	Temp. local	Pressão local
Varição R^2 (%)	0.26	0.75	0.11	0.85
p-valor	0		0	

Desta forma, a partir dos resultados indicados pela regressão de Stepwise, determinando os parâmetros meteorológicos de maior influência na variabilidade da composição isotópica, a regressão linear múltipla foi calculada. A análise de variância desta regressão, cujo valor de probabilidade obtido foi de $p < 0.0001$, para ambas as variáveis dependentes ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$), indica que a regressão ajustada é significativa. Assim, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ modelados são estimados com base nos valores de precipitação e umidade relativa do HYSPLIT, como ilustra a equação abaixo:

$$^{18}\text{O}_{\text{estimado}} = 0.90 + (-0.02 * \text{PRECIPITAÇÃO}_{\text{HYSPLIT}}) + (-0.05 * \text{UR}_{\text{HYSPLIT}})$$

$$^2\text{H}_{\text{estimado}} = 23.26 + (-0.23 * \text{PRECIPITAÇÃO}_{\text{HYSPLIT}}) + (-0.46 * \text{UR}_{\text{HYSPLIT}})$$

Observa-se que existe uma boa correlação entre os valores medidos e estimados para o $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, principalmente para chuvas médias e enriquecidas, o que não ocorre com os valores mais extremos, principalmente para as chuvas empobrecidas (Figura 13). O coeficiente de correlação múltipla para o $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ é de 0.54 e 0.56, respectivamente.

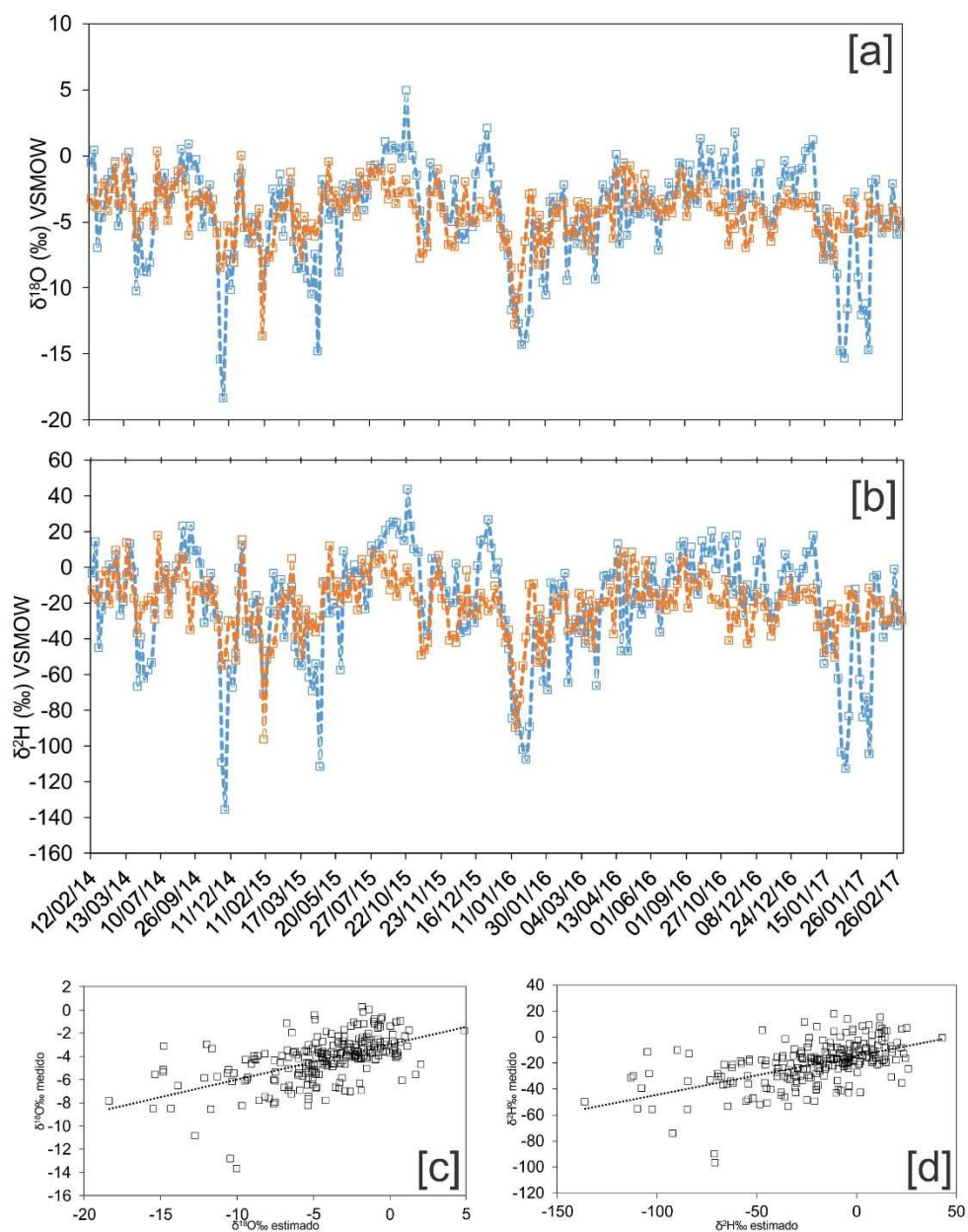


Figura 13 – Modelo de regressão linear múltipla para as variáveis [a] $\delta^{18}\text{O}$ e [b] $\delta^2\text{H}$ medidas (linhas em azul) e estimados (linha em laranja). [c] $\delta^{18}\text{O}$ medido versus $\delta^{18}\text{O}$ estimado, correlação $r = 0.54$, e [d] $\delta^2\text{H}$ medido versus estimado, correlação $r = 0.56$.

A maior parte das observações foram reproduzidas de maneira satisfatória pelo modelo, as diferenças observadas indicam que apenas os parâmetros climáticos regionais não são suficientes para a previsão da composição isotópica da precipitação em áreas tropicais, havendo a necessidade de

entendimento dos processos que ocorrem em escala local, com a obtenção de informações do perfil vertical da atmosfera, associada a dinâmica convectiva, tempo de residência de umidade na atmosfera, tamanho de gotas de chuva, dentre outros.

6.1.5. Conclusões

A composição isotópica da precipitação está associada a processos de recirculação de vapor, como demonstrado pelas retas meteorológicas locais $\delta^2\text{H} = 8.41 \cdot \delta^{18}\text{O} + 16.25$ (mensal) e $\delta^2\text{H} = 8.15 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14.25$ (diária). Estes processos de recirculação de vapor ocorrem ao longo do ano, durante diferentes estações e regimes pluviométricos, como apresentado pela variação sazonal da média ponderada mensal (efeito de sazonalidade), com a ocorrência de chuvas empobrecidas durante a estação chuvosa ($<-6\text{‰}$ em de janeiro-março) e enriquecidas durante a estação seca ($>-3\text{‰}$ junho-agosto) e também pelos valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$, -10‰ (dez/14 e jan/16) e -9‰ (nov/14 e mar/15), -0.32‰ (ago/14) e 0.54‰ (ago/15).

As chuvas empobrecidas são resultadas de processos de recirculação de vapor em uma atmosfera carregada de umidade durante o período de aquecimento da superfície continental, ocorrendo a formação de sistemas frontais, principalmente pela atuação da ZCAS, resultando em precipitação de larga escala. Enquanto chuvas enriquecidas ocorrem durante o período de menor umidade e com temperaturas superficiais diminutas, devido a incursões de frentes frias e processos de advecção que formam chuvas convectivas, como demonstrado pela análise dos controles climáticos.

Este mesmo padrão sazonal é percebido em escala diária, porém tem seu efeito reduzido, como demonstrado pela variação temporal dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e diferenças entre retas locais diárias e mensais. O efeito de sazonalidade não é acompanhado pelos clássicos efeitos de quantidade ($r = -0.10$, $p\text{-valor} = 1.00$) e temperatura ($r = -0.05$, $p\text{-valor} = 1.00$), resultando em correlações fracas e negativas, como já esperado, uma vez que a amplitude térmica entre as estações não chega a 5°C , e o efeito de quantidade em áreas tropicais sofre a influência de diversos fatores ainda não esclarecidos pela literatura de hidrologia isotópica.

As análises estatísticas confirmam a associação a parâmetros de escala regional, com a matriz de correlação, e principalmente os testes de regressão Stepwise e Linear Múltipla. A influência da umidade e precipitação do modelo HYSPLIT sobre a composição isotópica da precipitação, corrobora a relação estabelecida com os valores de d-excess, em que durante o deslocamento de massas de ar, os processos atmosféricos de reevaporação e recirculação de vapor afetam a variabilidade isotópica.

O modelo estatístico de regressão linear múltipla reproduz de maneira satisfatória a variabilidade dos valores isotópicos medidos, principalmente em relação aos valores de $\delta^{18}\text{O}$ próximos a média (-4.25‰), denominado de chuvas médias (valores entre $<-7.96\text{‰}$ e $<-0.54\text{‰}$) que são maioria do conjunto de chuvas coletadas. No modelo de regressão com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ estimados a média obtida também foi de -4.25‰ , com valores próximos a média (entre $<-6.29\text{‰}$ e $<-2.21\text{‰}$) também sendo o principal range do conjunto de dados. No entanto, o modelo ainda não consegue explicar a diferença entre os valores extremos medidos e estimados, havendo a necessidade de obtenção de informações meteorológicas de perfil vertical da atmosfera, a partir de uma análise intra-evento de chuva.

Deste modo, o presente estudo conclui que a composição isotópica da precipitação analisada no ponto de coleta típico de clima tropical é influenciada pela combinação de fatores regionais associados a variação sazonal, caracterizados por diferentes padrões de umidade e regimes de chuva que ocorrem pela atuação de sistemas atmosféricos de grande escala, e a fatores locais, relacionados a dinâmica de formação de chuvas do tipo convectiva e estratiforme.

O presente trabalho contribui para a geração de dados isotópicos, que podem ser utilizados posteriormente em estudos paleoclimáticos, demonstrando a capacidade que os isótopos possuem no entendimento dos processos que ocorrem ao longo do ciclo hidrológico, e especialmente a chuva, que é o input de áreas subterrâneas e superficiais, sendo essencial para modelos e projeções futuras, fornecendo informações mais detalhadas e que contemplem os processos que ocorrem na interação superfície-atmosfera, resultando na compreensão e informações que gerem previsões hidrológicas futuras mais robustas e próximas da realidade.

6.1.6. Referências bibliográficas

- AGGARWAL, P. K. *et al.* Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. *Nature Geoscience*, v. 9, n. 8, p. 624–629, 2016.
- BOWEN, G. J. Spatial analysis of the intra-annual variation of precipitation isotope ratios and its climatological corollaries. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 113, n. 5, p. 1–10, 2008.
- BROWN, J.; SIMMONDS, I.; NOONE, D. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in tropical precipitation and the surface ocean for present-day climate. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 111, n. 5, p. 1–16, 2006.
- COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F.; FIRPO, M. A. F. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 125, n. 3–4, p. 769–784, 2016.
- COLLINS, W. *et al.* The NCEP NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, n. 3, p. 437–472, 1996.
- GARREAUD, R. D.; ACEITUNO, P. Atmospheric Circulation and Climatic Variability. *The Physical geography of South America*, p. 45–59, 2007.
- GASTMANS, D. *et al.* Controls over spatial and seasonal variations on isotopic composition of the precipitation along the central and eastern portion of Brazil. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, v. 53, n. 5, p. 518–538, 3 set. 2017.
- GOVENDER, Y. *et al.* Temporal Variation in Stable Isotopic Composition of Rainfall and Groundwater in a Tropical Dry Forest in the Northeastern Caribbean. *Earth Interactions*, v. 17, n. 27, p. 1–20, 2013.
- GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stoch Environ Res Risk Assess*, v. 25, p. 537–554, 2011.
- GRONING, M.; LUTZ, H. O.; ROLLER, L.; KRALIK, M.; GOURCY, L.; POLTENSTEIN, L. Simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for and analysis of cumulative precipitation samples. *Journal of Hydrology*, 448-449, 195-200, 2012.
- ISHIZAKI, Y. *et al.* Interannual variability of H_2^{18}O in precipitation over the Asian monsoon region. *Journal of*

Geophysical Research: Atmospheres, v. 117, n. D16, p. n/a-n/a, 27 ago. 2012.

JASECHKO, S. *et al.* The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, v. 50, p. 8845–8867, 2014.

JOUZEL, J. *et al.* Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation. *Water Resources Research*, v. 49, n. 11, p. 7469–7486, 2013.

KOHN, M. J.; WELKER, J. M. On the temperature correlation of $\delta^{18}\text{O}$ in modern precipitation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 231, n. 1–2, p. 87–96, 2005.

KRUSKAL, W. H.; WALLIS, W. A. Use of Ranks in One-Criterion Variance Analysis. *Journal of the American Statistical Association*, v. 47, n. 260, p. 583–621, 1952.

KURITA, N. *et al.* The relationship between the isotopic content of precipitation and the precipitation amount in tropical regions. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 102, n. 3, p. 113–122, 2009.

KURITA, N. Water isotopic variability in response to mesoscale convective system over the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 118, n. 18, p. 10376–10390, 2013.

LACOUR, J. L. *et al.* Importance of depth and intensity of convection on the isotopic composition of water vapor as seen from IASI and TES δD observations. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 481, p. 387–394, 2018.

LEWIS, S. C.; LEGRANDE, A. N.; KELLEY, M. AND SCHMIDT, A. Water vapour source impacts on oxygen isotope variability in tropical precipitation during Heinrich events. *Climate Past Discuss*, v. 6, p. 87–133, 2010.

LIU, Q. *et al.* A study of longitudinal and altitudinal variations in surface water stable isotopes in West Pamir, Tajikistan. *Atmospheric Research*, v. 153, n. January, p. 10–18, 2015.

MOERMAN, J. W. *et al.* Diurnal to interannual rainfall $\delta^{18}\text{O}$ variations in northern Borneo driven by regional hydrology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 369–370, p. 108–119, 2013.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 11, n. 5, p. 1633–1644, 2007.

RAO, J.; REN, R. Parallel comparison of the 1982/83, 1997/98 and 2015/16 super El Niños and their effects on the extratropical stratosphere. *Advances in Atmospheric Sciences*, v. 34, n. 9, p. 1121–1133, 2017.

REBOITA, M. S. *et al.* Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.

RHODES, A. L.; GUSWA, A. J.; NEWELL, S. E. Seasonal variation in the stable isotopic composition of precipitation in the tropical montane forests of Monteverde, Costa Rica. *Water Resources Research*, v. 42, n. 11, p. 1–17, 2006.

RISI, C. *et al.* Role of continental recycling in intraseasonal variations of continental moisture as deduced from model simulations and water vapor isotopic measurements. *Water Resources Research*, v. 49, n. 7, p. 4136–4156, 2013.

RISI, C.; BONY, S.; VIMEUX, F. Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 113, n. 19, p. 1–12, 2008.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS, L. A. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*, v. 24, n. 3, p. 379–390, 1995.

SÁNCHEZ-MURILLO, R. *et al.* Key drivers controlling stable isotope variations in daily precipitation of Costa Rica: Caribbean Sea versus Eastern Pacific Ocean moisture sources. *Quaternary Science Reviews*, v. 131, p. 250–261, 2016.

SÁNCHEZ-MURILLO, R. *et al.* Tropical precipitation anomalies and d-excess evolution during El Niño 2014-16. *Hydrological Processes*, v. 31, n. 4, p. 956–967, 2017.

SINGH, B. P. Isotopic composition of water in precipitation due to seasonal variation and variation in intensity of rain fall at a place. *Applied Radiation and Isotopes*, v. 95, p. 72–75, 2015.

SODERBERG, K. *et al.* Using atmospheric trajectories to model the isotopic composition of rainfall in central Kenya. *Ecosphere*, v. 4, n. 3, p. 1–18, 2013.

SRIVASTAVA, R.; RAMESH, R.; RAO, T. N. Relationship between stable isotope ratios and drop size distribution in tropical rainfall. *Journal of Atmospheric Chemistry*, v. 69, n. 1, p. 23–31, 2012.

UNNIKRISHNAN WARRIER, C.; PRAVEEN BABU, M. A comparative study on isotopic composition of precipitation in wet tropic and semi-arid stations across southern India. *Journal of Earth System Science*, v. 120, n. 6, p. 1085–1094, 2011.

VACHON, R. W. *et al.* Monthly precipitation isoscapes ($\delta^{18}\text{O}$) of the United States: Connections with surface temperatures, moisture source conditions, and air mass trajectories. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 115, n. 21, p. 1–17, 2010.

VIMEUX, F. *et al.* A strong control of the South American SeeSaw on the intra-seasonal variability of the isotopic composition of precipitation in the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 307, n. 1–2, p. 47–58, 2011.

VUILLE, M. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. D6, p. 4174, 2003.

VUILLE, M.; WERNER, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: Observations and model results. *Climate Dynamics*, v. 25, n. 4, p. 401–413, 2005.

WINNICK, M. J. *et al.* Quantifying the isotopic “continental effect”. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 406, p. 123–133, 2014.

ZHAI, Y. *et al.* Hydrochemical and isotopic investigation of atmospheric precipitation in Beijing, China. *Science of the Total Environment*, v. 456–457, p. 202–211, 2013.

6.2. How different ENSO events act on the isotopic composition of precipitation in the southeast region of Brazil

6.2.1. Introduction

On a global scale, climate change has caused a large number of extreme events, which include heavy rains and snowfall episodes, severe droughts, an increase in intensity and frequency of hurricanes, and the occurrence of high/low extreme temperatures (Peterson et al., 2012; NRC, 2016; Otto, 2016). The occurrence of these events has required increasingly complex studies in order to understand the processes associated with its occurrence. Those studies can enable action for the prevention and mitigation of the effects of future extreme events, thus reducing their social-economic consequences (Allison and Bassett, 2017; Calzadilla et al., 2013).

El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is an episodic climatic event with a frequency varying from 2 to 7 years and a global impact on climate conditions due to atmospheric teleconnections. It is represented by a cold phase (La Niña) and a warm phase (El Niño) that are responsible for considerable changes on the hydrological cycle. These changes include variations in the frequency and intensity of intraseasonal or seasonal large scale events, such as Monsoon and Tropical Cyclogenesis, which affect social, economic and health dynamics in several areas of the world (Trenberth et al., 2000; Tsonis et al., 2003; Palmer, 2014; Wrzesien e Wise, 2015; Sánchez-Murillo et al., 2017; Yan et al., 2017; Beckage et al., 2018; Hilden et al., 2018).

The ENSO intensities vary over time both in recent events as shown by the existing hydrometeorological network (Mcphaden, 1999; Pezzi e Cavalcanti, 2001; Saulo et al., 2000; Ward et al., 2014; Fan et al., 2017; Rao e Ren, 2017) and in natural archives of paleoclimatic records (Cobb et al., 2003; Deng et al., 2016; Driscoll et al., 2014; Wahl et al., 2013; Yan et al., 2017). All of these studies pointed out the need for understanding the similarities and hydrometeorological differences between different ENSO events, evaluate their genesis, development and the resulting impacts.

The effects of ENSO events are associated with alterations promoted by some important atmospheric and climatic features over the South American continent, such as the South America Summer Monsoon (SASM), Intertropical Convergence Zone (ITCZ), South Atlantic Convergence Zone (SACZ), South America Low Level Jet East of the Andes (SALLJ), among others. Such features act to cause positive or negative precipitations anomalies, increase and decrease moisture in the atmosphere and temperature variability (Grimm, 2011, 2003; Rodrigues et al., 2011; Silva et al., 2009). During its warm phase, ENSO increases precipitation over the South of Brazil, frequently causing flooding. In the Northeast part of the country the inverse effects are observed with the occurrence of severe and intense droughts, aggravating the climatic conditions of the Brazilian semiarid and consequently the availability of water in the region. The opposite phase (La Niña) is responsible for a decrease in temperature over the Southeastern and Southern regions and an increase in precipitation over the Northeastern portion of Brazil (Garreaud and Aceituno, 2007; Grimm, 2003; Marengo et al., 2016).

Among the available tools to investigate the ENSO processes and their impact on climate and the hydrological cycle, water stable isotopes ($^1\text{H}/^2\text{H}$ and $^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$) constitute one of the most promising, due to their sensitivity to multiple atmospheric processes, because of this they are considered to be natural tracers of the changes suffered by the water along its movement in the hydrological cycle. Since these isotopes are constituents of the water molecule (Aggarwal et al., 2016, 2012; Clark and Fritz, 1997; Gat et al., 2000), they can provide insights into changes promoted by the ENSO effects over the hydrological cycle. Therefore, the variability of the isotopic composition of precipitation offers a great opportunity to understand atmospheric processes at different spatial-temporal scales (Muller et al., 2015).

In tropical regions, the relationship between climatic parameters and isotopic composition of precipitation is not quite well established. The variations in the isotopic composition of precipitation have been historically interpreted on the basis of “isotopic effects” (Dansgaard, 1964), which correlate variations in the isotopic composition of precipitation based on three basic factors: temperature, distance of vapor source, and precipitation amount. Recent studies however attribute the variation of the isotopic composition of precipitation with several aspects of local climatic dynamics and/or regional scale processes. Some authors associated this variability to the contribution of vapor from surface flow (Hendricks et al., 2000), to aspects related to the convective dynamics (Aggarwal et al., 2016; Kurita et al., 2009; Lawrence et al., 2004), to post-condensation processes (Landais et al., 2010; Lee et al., 2011), and to the origin of vapor sources (Vachon et al., 2010; Jouzel et al., 2013; Soderberg et al., 2013).

A relevant question regarding the use of isotopes in climatic studies is how a global extension phenomenon, such as ENSO, can affect the isotopic composition of local precipitation. In this sense the present study has as its main objective the comparison of variations in isotopic composition of the precipitation, based on samples collected daily over two different ENSOs (1997-98 and 2014-16) in the Southeastern region of Brazil. This comparison allowed the verification of how the different ENSOs acted on the isotopic composition of the precipitation and whether the observed differences can be associated with the hydrological peculiarities associated with rainfall systems in the different seasons of the years of occurrence of these ENSOs.

6.2.2. Climatic controls of study area

Climate in the Southeastern region of Brazil is characterized as typically tropical, presenting two well defined seasons, the dry season from April to September (Autumn-Winter) and the rainy season from October to March (Spring-Summer). The annual precipitation rates are higher than 1,200mm and the average temperature ranges between 17°C to 24°C with small temperature amplitude comparing the seasons (Reboita et al., 2010).

The arrival of Cold Fronts (CF) represents the main atmospheric system responsible for most of the precipitation over the region along the year. Associated with these CFs, the displacement of the Southern Atlantic Subtropical High (SASH) over the Atlantic Ocean establishes changes between the low-high pressure centers, defining this way the different seasons of the year. During the winter, minimum precipitation is observed due to the decrease in the incidence of solar radiation and therefore

the decrease of temperatures over the continent. Associated with this decrease, the establishment of the SASH over the continent results in a decrease of moisture transport from the ocean to the continent (Figure 1), which also leads to low precipitation rates (Reboita et al., 2010).

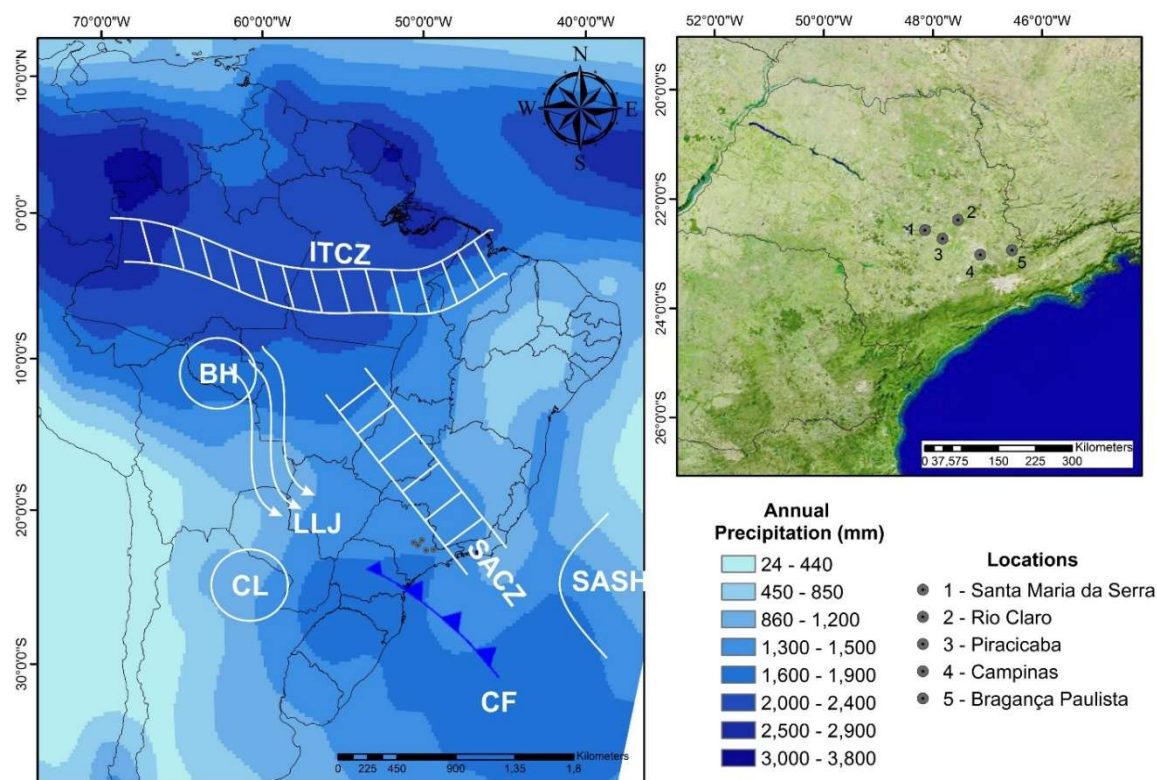


Figure 1. Main regional climatic figures that operated over Brazilian territory: During summer the main figures are the ITCZ – Intertropical Convergence Zone, the presence of pressure zones, such as the BH - Bolivian High and Chaco Low (CL), moisture transport in the Amazon by LLJ – Low-Level Jet, formation SACZ – Southern Atlantic Convergence Zone and SASH - Southern Atlantic Subtropical High over central Atlantic Ocean. During the winter mainly the occurrence of CF – Cold Front, associated to the presence of SASH closer the continent, inhibiting the formation of rains. In the left, location of precipitation sampling I for stable isotope determinations. Annual precipitations (in mm) were obtained from the dataset of Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP), available at: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/wpage.cmap.html

During the summer, with the temperature increase over the land masses, low pressure zones are established over the continent, favoring the SASH activity which contributes to the transport of moisture from the ocean to the continent. It is associated with the intense action of the Low-Level Jets (LLJ), responsible for the humidity transport from the Amazon region to the Southeastern region of Brazil. This intense moisture flux finds the CFs incursions, contributing to the origin of the Southern Atlantic Convergence Zone (SACZ) and in the formation of large frontal systems with convective and stratiform precipitations (Garreaud and Aceituno, 2007; Reboita et al., 2010) (Figure 1).

These important climatic systems could be affected by ENSO events, mostly resulting in anticyclonic low-level anomalies during the summer and over the central-east and subtropical regions of the Brazilian territory. These anomalies are associated with the Walker subsidence over north of Brazil resulting in decreased precipitation over the central Amazon region, which contributes to large variability in precipitation over the semiarid Northeast portion of the country and to Rossby waves over

Southern portion of Brazil, where intense precipitation is observed (Grimm, 2003; Marengo et al., 2016; Ropelewski and Halpert, 1987).

Seasonal analysis of ENSO effects indicated that the circulation and precipitation anomalies, described above, do not have a great impact on the SACZ occurrence zone, although sub-seasonal changes can be observed. During the summer, due to the warming of the continent, circulation anomalies provide great convergence of tropospheric humidity, favoring the installation of convective systems in the Brazil Central-eastern region, which in turn leads to the formation of a cyclonic anomaly in the Southeast region. Despite these observations, the effects of ENSO on precipitation rates in the region of the study area, are still not very clear (Grimm, 2003).

6.2.3. Methods

The ENSO index used this study was the Oceanic Niño Index (ONI), which is based on 3 month running mean of ERSST.v5 Sea Surface Temperature (SST) (Huang et al., 2017) anomalies in the Niño 3.4 region (5°N-5°S, 120°-170°W) monitored by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA): http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. ENSO events are defined as values SST exceeding thresholds of $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ for a minimum of 5 consecutive overlapping seasons. Positive anomalies are termed “El Niño” and negative ones termed “La Niña”. Based on the ONI from the Golden Gate Weather Services (<http://ggweather.com/enso/oni.htm>) it is possible to categorize the intensity of ENSO events in weak (SST anomaly between 0.5 to 0.9), moderate (1.0 a 1.4), strong (1.5 a 1.9) and very strong (≥ 2.0). Two distinct ENSO events were evaluated, the ENSO 1997-1998 (May/97 to May/98) hereafter named ENSO 1, and the ENSO 2014-16 (November/14 to March/16), hereafter named ENSO 2.

For ENSO 1 precipitation isotopic composition data was obtained directly from the IAEA/WMO GNIP database (http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html). This data set is constituted by isotopic composition of precipitation from samples collected in four distinct locations in São Paulo state (BR): Bragança Paulista, Campinas, Piracicaba and Santa Maria da Serra (Figure 1, Table 1).

Table 1 – Sampling points general information

GNIP Code	Location	Lat.	Long.	Elevation (m)	Climate*	Samples	ENSO Event
8375001	Bragança Paulista	22.94°S	46.54°W	864	Cfb	64	1997-1998
8372901	Campinas	23.00°S	43.13°W	661	Cfa	81	
8374701	Piracicaba	22.71°S	46.46°W	545	Cfb	64	
8377001	Santa Maria da Serra	22.66°S	48.06°W	488	Cwa	71	2014-2016
8374701	Rio Claro	22.39°S	47.54°W	670	Cwa	127	

*Reference for climate classification Peel et al. (2007).

Daily precipitation samples representing ENSO 2 were collected in Rio Claro (Figure 1, Table 1) at the Environmental Studies Center – São Paulo State University (CEA-UNESP), using a PALMEX passive rain sampler (Groning et al., 2012). Stable isotope compositions were measured by Cavity Ring Laser Spectroscopy, at the laboratory of Hydrogeology and Hydrochemistry of the Department of Geology Applied IGCE/UNESP-RC. All results are expressed relative to Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) and secondary standard: USGS-45 ($\delta^2\text{H} = -10,3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2,24\text{‰}$), USGS-46 ($\delta^2\text{H} = -236,0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -29,80\text{‰}$) and internal standard (Cachoeira de Emas-CE – $\delta^2\text{H} = -36.1 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -5,36\text{‰}$). The USGS standards were used to normalize the results to the V-SMOW2-SLAP2, while CE was used to the quality intern quality and drift control. The analytical certainty was $\pm 1,2 \text{‰}$ (1σ) for $\delta^2\text{H}$, $\pm 0,2 \text{‰}$ (1σ) for $\delta^{18}\text{O}$.

The deuterium excess (hereafter referred as *d*-excess) was calculated using the equation *d*-excess = $\delta^2\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964), and it was used as a proxy of the climatic conditions (relative humidity, moisture source, moisture recirculation).

Meteorological data (precipitation rates, temperature and relativity humidity) were obtained from Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas Aplicadas a Agricultura (CEPAGRI) – UNICAMP-Campinas (<http://www.agritempo.gov.br/agritempo/jsp/PesquisaClima/index.jsp?siglaUF=SP>), Departamento de Engenharia de Biosistemas – ESALQ-USP Piracicaba (<http://www.esalq.usp.br/departamentos/leb/posto/>), and from a meteorological station located at the Centro de Análise e Planejamento Ambiental (CEAPLA) - UNESP Rio Claro (<http://igce.rc.unesp.br/#!/estacao>), for Campinas, Piracicaba and Rio Claro respectively. Meteorological data from Bragança Paulista and Santa Maria da Serra were obtained from GNIP database.

Synoptic analysis were carried out based on meteorological data set from NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) Reanalysis NOAA (Collins et al., 1996) (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>), and maps of the specific humidity (kg kg^{-1}), precipitation rate (mm day^{-1}), precipitable water (kg m^{-2}) and a 500 hPa vertical velocity field (Pa s^{-1}) were elaborated. The vertical velocity field (Omega) represented vertical movement, values positives corresponding the vertical downward movement and negatives values the vertical upward movement.

The meteorological conditions associate to the origin and trajectory of air masses and subsequent precipitation were studied using the HYSPLIT Model (Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) (Draxler & Rolph, 2013) (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php). This model uses three-dimensional Lagrangian air mass vertical velocity algorithm to determine the position of the air masses, and reports these values at an hourly time resolution over the trajectory (Sánchez-Murillo et al., 2017; Soderberg et al., 2013). Air masses back trajectories were estimated for periods of 240 hours, which are in agreement with the estimated residence time of the water in atmosphere (Gimeno et al., 2010; van der Ent and Tuinenburg, 2017), using NOAA meteorological (GDAS, global data assimilation system: 2006-present), and starting at 12:00 p.m. of the sampling day, for two locations: Piracicaba

(ENSO 1) and Rio Claro (ENSO 2). The ending elevations of the trajectories were set to 1,500 m above the surface, considered to be the height of the cloud base, typically between 700-850 hPa. Moreover, the HYSPLIT also models meteorological outputs along the trajectory, in this study we used ambient temperature (K), relative humidity and precipitation (mm).

A Kruskal-Wallis non-parametric analysis of variance was applied to test the statistical difference (p-value < 0.05) between ENSO 1 versus ENSO 2 using as variables values of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d -excess. The D'Agostino-Pearson K^2 statistics ($n \geq 20$ and k samples) (D'Agostino et al., 1990) was applied to verify if the distribution of isotope and meteorological data is normal (parametric) or non-normal (non-parametric). A significant difference (p-value < 0.05) indicates a non-parametric distribution. Based on this assumption, correlations analysis was applied to verify the degree of association between two or more variables. For the parametric distribution, the Pearson linear correlation test was used, the Spearman correlation test was used for the non-parametric distribution data. All statistical analyzes were performed using Statistica (StatSoft, Inc, 2013) with level of significance of 0.05.

6.2.4. Interannual variability isotopic composition in the precipitation

During ENSO 1 the largest anomalies (ONI-index ≥ 2) were observed from September/97 to January/98, reaching the maximum peak (2.4) in November-December/97, when this event was installed and well defined, while the minimum value of ONI-index was observed during May/98, in its depletion phase (Figure 2a). During ENSO 2, the highest anomalies were observed during the period from September/14 to February/15, with a maximum peak (2.6) reached in December/14 (Figure 2b).

Variations in temperature during both ENSO events were similar. During ENSO 1, the temperatures ranged from 11°C (June/97) to 28.8°C (February/98) with an arithmetic mean of 21.5±2.97°C in Campinas, and 21±3.48°C in Piracicaba. For ENSO 2, the temperatures measured in Rio Claro ranged from 14.6° (July/2015) to 26°C (February/16), with a mean value of 21.1±2.44°C. Average values of relative humidity were also similar, 88±7.77% for ENSO 1 and 83±10.92% for ENSO 2.

Total precipitation during ENSO 1 was higher than historical average values. Precipitation in Campinas was 1675.5mm (historical average value of 1424.5 mm) and was 1552.9 mm in Piracicaba (historical average value of 1328.1 mm) (Figure 2c). However, in Rio Claro the annual precipitation values during the ENSO years (2014-2016) were lower than the historical average (890, 1430 and 1397mm respectively, compared to the 1461mm average), despite the sporadic occurrence of monthly precipitations higher than the average (Figure 2d).

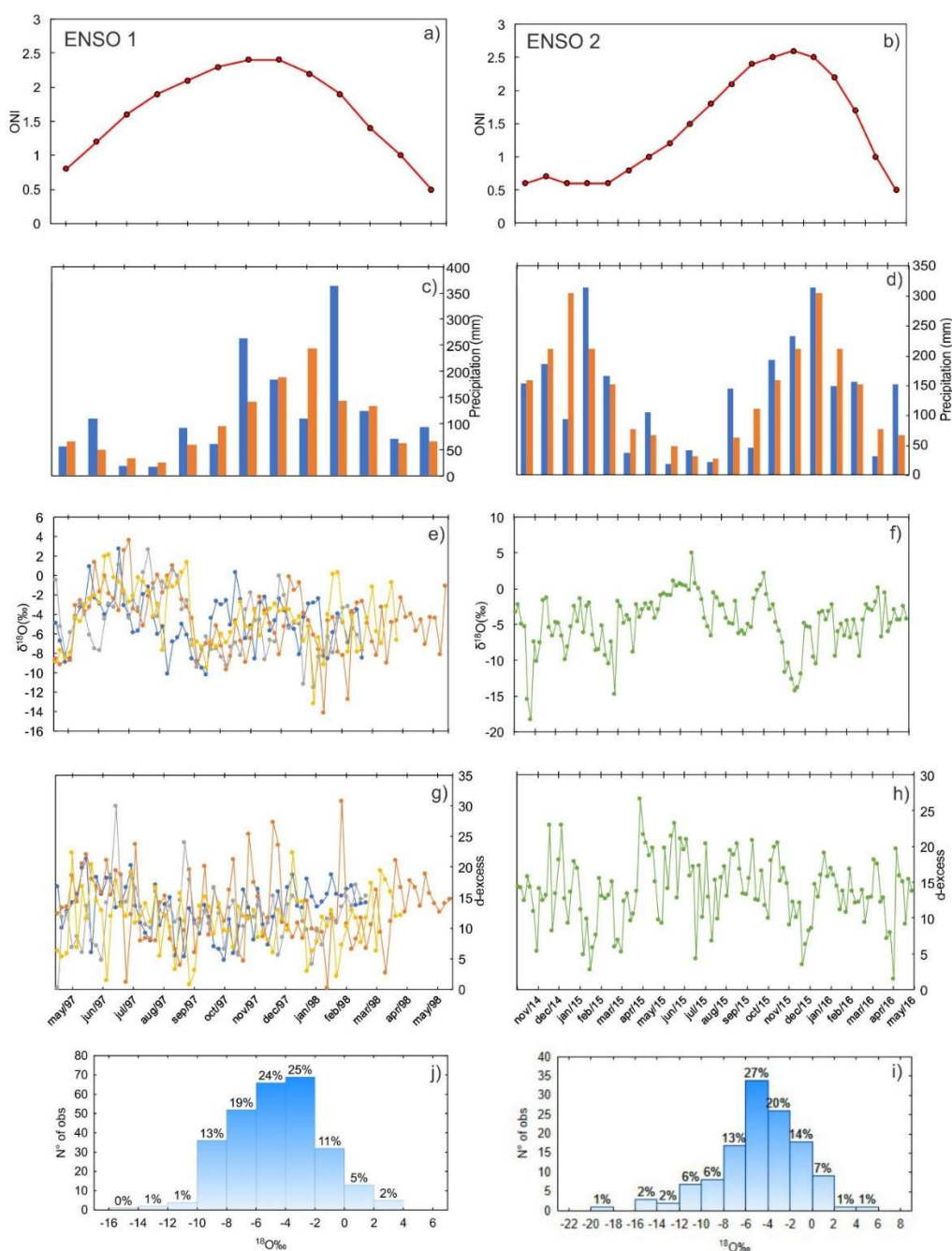


Figure 2 – Climatic and isotopic variability during evaluated ENSO events: ONI Index for ENSO 1 (a) and ENSO 2 (b); Amount precipitation in blue bars observed during ENSO 1 (Piracicaba) (c) and ENSO 2 (d), in orange bars historical mean precipitation; Variability $\delta^{18}\text{O}$ (e) and d-excess (g) to Bragança Paulista (blue line), Campinas (winter line), Piracicaba (orange line), Santa M. da Serra (yellow) and Rio Claro (figure f and g, green line); Histogram of $\delta^{18}\text{O}$ to ENSO 1 (j) and ENSO 2 (i).

Seasonal variations in isotopic composition were mostly related to the amount of precipitation and the average temperature. A mean temperature of about 17°C and precipitation rates of 399.7mm and 247.2mm, for Piracicaba and Rio Claro respectively, characterized the dry, winter season for both ENSO events. During the wet season, an increase in temperature was observed, in Piracicaba the mean temperature was 22°C during ENSO 1 and about 20°C in Rio Claro during ENSO 2. Total annual precipitation was higher during ENSO 1 than during ENSO 2: 871mm and 630mm, respectively.

Large variations were observed in isotopic composition of precipitation, especially in Campinas during ENSO 1, where values of $\delta^{18}\text{O}$ varied from -14.19‰ to 3.58‰ V-SMOW (Figure 3) and in Rio Claro, during ENSO 2, where $\delta^{18}\text{O}$ values ranged from -18.36‰ to 4.89‰ VSMOW (Figure 3). The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values presented the same pattern, about 50% of the samples had values between -6‰ and -2‰ (Figure 2j and 2i). The same distribution pattern for ENSO 1 and ENSO2, led to similar mean isotopic composition values ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$), normally lower than the weighted average for all locations. Considering the large variations in *d*-excess values, as those observed in Piracicaba and Campinas, average values of *d*-excess of both ENSO events were comparable (Table 2 and Figure 3). Value of *d*-excess for ENSO 2 (13.74‰) was slightly higher than the observed for ENSO 1 (ranging from 11.22 to 13.25‰) (Table 2 and Figure 3). This variation possibly indicates that the moisture evaporation/recirculation processes were more intense during the movement of air masses from Amazon region, which mainly occurs during the summer, a fact that will be further discussed.

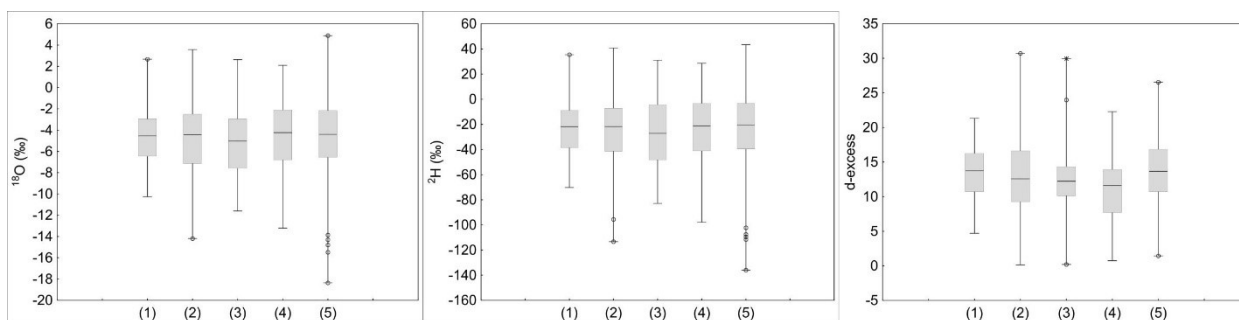


Figure 3 – Box-plot represented variations, percentile and arithmetic mean of the ^{18}O , ^2H and *d*-excess from complete distribution for all locations: (1) Bragança Paulista, (2) Campinas, (3) Piracicaba, (4) Santa Maria da Serra and (5) Rio Claro.

Table 2. Statistical evaluation of Isotopic composition of precipitation.

Locality	Statistics	Total Event			Dry season			Wet season		
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	<i>d</i> -excess	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	<i>d</i> -excess	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	<i>d</i> -excess
Bragança Paulista	Min	-10.26	-70.25	21.31	-8.99	-59.25	5.9	-10.26	-70.25	4.7
	Max	2.67	35.48	4.70	0.85	12.7	21.31	2.67	35.48	20.24
	Mean/Standard Dev.	-4.83±2.65	-25.40±21.31	13.25±4.00	-4.98±2.58	-24.40±20.67	15.40±3.50	-4.77±2.74	-25.83±22.02	12.34±3.93
	Weighted average	-5.11	-28.01	12.86	-5.06	-24.81	15.69	-5.13	-29.13	11.88
Campinas	Min	-14.19	-113.38	0.14	-9.18	-60.21	12.37	-14.19	-113.38	0.14
	Max	3.58	40.78	30.70	1.33	27.44	21.96	3.58	40.78	30.7
	Mean/Standard Dev.	-4.61±3.25	-23.65±26.19	13.29±5.82	-4.38±2.97	-19.10±24.96	15.97±2.81	-4.71±3.40	-25.36±26.87	12.30±6.37
	Weighted average	-5.30	-28.79	13.57	-4.04	-16.22	16.12	-5.74	-33.24	12.66
Piracicaba	Min	-11.6	-82.93	0.2	-8.2	-57.31	0.2	-11.6	-82.93	3.96
	Max	2.63	31.05	29.94	1.02	21.93	29.94	2.63	31.05	23.98
	Mean/Standard Dev.	-4.92±3.05	-27.14±25.62	12.21±4.52	-4.59±2.39	-24.02±20.76	12.68±5.89	-5.12±3.44	-29.02±28.51	11.93±3.60
	Weighted average	-6.00	-35.55	12.49	-4.62	-23.19	13.73	-6.64	-41.22	11.92
Santa Maria da Serra	Min	-13.20	-97.90	0.75	-8.92	-65.14	1.41	-13.2	-97.9	0.75
	Max	2.10	28.64	22.28	2.1	28.64	22.28	1.31	13.14	22.28
	Mean/Standard Dev.	-4.27±3.05	-22.96±24.62	11.22±4.72	-3.94±3.24	-18.84±26.54	12.71±5.47	-4.45±2.99	-25.21±23.80	10.41±4.17
	Weighted average	-4.71	-26.22	11.45	-4.01	-18.07	13.99	-5.03	-29.9	10.31
Rio Claro	Min	-18.36	-136.00	1.44	-8.9	-57.3	1.44	-18.36	-136	2.66
	Max	4.89	43.40	26.54	1	25.3	26.54	4.89	43.4	22.92
	Mean/Standard Dev.	-4.69±3.83	-23.79±32.34	13.74±4.76	-2.75±2.29	-7.09±21.24	14.88±5.81	-5.35±4.03	-29.42±33.56	13.35±4.31
	Weighted average	-4.95	-25.20	14.37	-1.33	5.29	15.96	-5.66	-31.24	14.06

Despite the different extent in observation period for ENSO 1 and 2, seasonal distribution of isotopic composition (Figures 2e and f) were similar. Enriched values of precipitation were observed from April-May to September-October, the period covered by the dry season, while more depleted precipitation was observed during the summer and wet season, including some values that reached -15‰ VSMOW for $\delta^{18}\text{O}$.

Local meteoric water lines (Figure 4) plot closely to the Global Meteoric Water Line (GMWL), with slope values between 7 and 8 and presenting intersection values higher than the GMWL, ranging between 10.85 and 15.33. These value are controlled by the large scale process, moisture source and moisture recirculation movement of air masses (LEWIS et al., 2010; JOUZEL et al., 2013; RISI et al., 2013; WINNICK et al., 2014; GASTMANS et al., 2017).

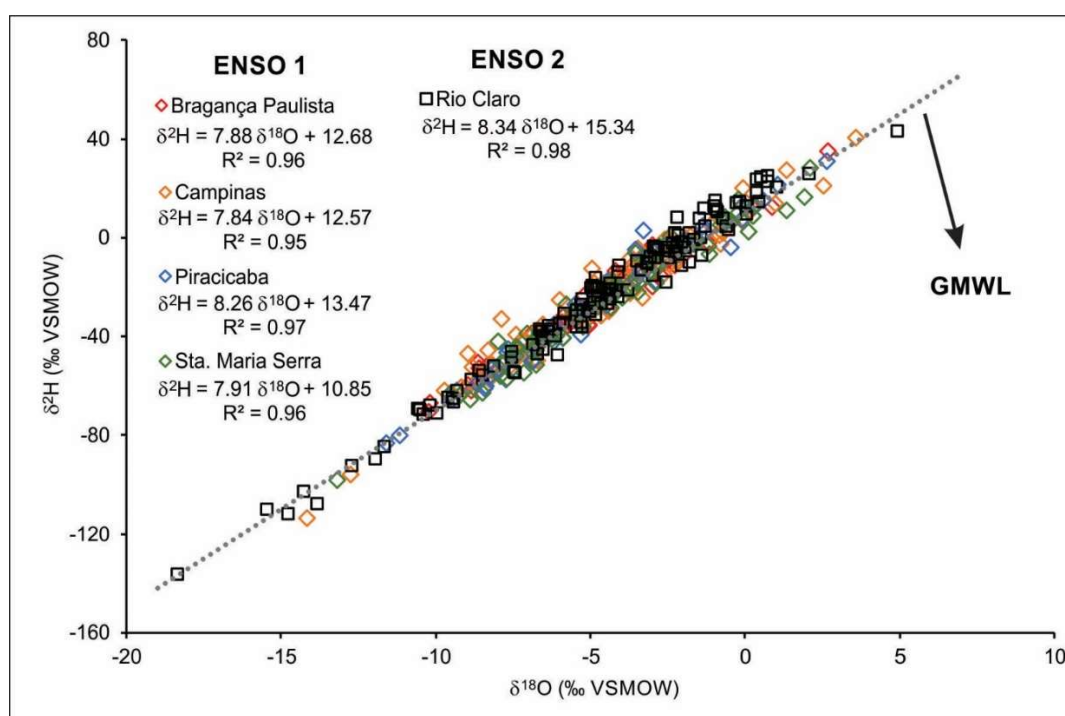


Figure 4. Dual isotope diagram for $\delta^{18}\text{O}$ (‰) and $\delta^2\text{H}$ (‰). Diamonds for samples representing ENSO 1 (Bragança Paulista, Campinas, Piracicaba, and Santa Maria da Serra), and black squares ENSO 2 (Rio Claro). Gray line dotted represents the Global Meteoric Water Line ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$). Regressions equations are presented in the upper left side of the figure.

No significant relationship between isotopic composition of precipitation and temperatures were observed for any of the locations (Pearson's parametric linear correlation test for Piracicaba – $r=0.07$, $p\text{-value}=0.47$; Campinas – $r=0.04$, $p\text{-value}=0.72$, and Spearman non-parametric linear correlation test for Rio Claro – $r=0.08$, $p\text{-value}=0.08$). Unlike continental areas located in low latitudes, where the temperature variations are directly associated to changes in isotopic composition of precipitation, these low correlations were already expected, due to the smaller amplitude in temperature (Aggarwal et al., 2016, 2012; Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993).

A negative correlation between the amount of precipitation and $\delta^{18}\text{O}$ were observed in both ENSO events studied, however these correlations were not significant, presenting correlations coefficients ranging from -0.26 to -0.05, and with p-values >0.05 . These low correlations indicate the inexistence of a classical amount effect since on the daily scale the precipitation is strongly influenced by local climatic process (RISI et al., 2008; KURITA et al., 2009; AGGARWAL et al., 2016; TORRI et al., 2017; LACOUR et al., 2018).

No significant correlation was observed between the arithmetic mean values of isotopic composition of precipitation and the sampling point altitudes. Pearson's parametric linear correlation test indicates a correlation coefficient (r) equal to 0.42 (p-value=0.47) for $\delta^{18}\text{O}$, and $r = -0.06$ (p-value=0.92) for $\delta^2\text{H}$.

The Kruskal-Wallis test indicated no significant differences between the isotopic composition of precipitation from ENSO 1 and ENSO 2 (Figure 3) with a p-value of 0.58 for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.59 for $\delta^2\text{H}$. Nonetheless, significant differences were observed for *d*-excess values (p-value of 0.0053) and for precipitation, temperature, and humidity (p-value <0.0001). Differences in *d*-excess values can be directly associated to climatic controls responsible for rain generation in the study area. Among these controls, we could point out atmospheric systems, temperature conditions and available humidity in the atmosphere, which are responsible for climatic seasonal variation in the region.

6.2.5. Seasonal variability in the isotopic composition of precipitation

As previously mentioned, seasonal variability in isotopic composition was characterized by enriched precipitation during the dry season, and depleted values during the wet season. Comparing the isotopic composition of precipitation for the dry season, it can be observed that during ENSO 1 about 65% of the samples presented values for $\delta^{18}\text{O} < -4\text{‰}$, whereas during ENSO 2, a larger percentage events (90%) of the samples exhibited $\delta^{18}\text{O} > -4\text{‰}$. During the wet season, the distribution of depleted/enriched events presented similar pattern for both ENSO events (Figure 5). Small differences were observed in the extreme depleted values. During ENSO 1 about 50% of the $\delta^{18}\text{O}$ samples ranged from -12‰ to -7‰ , while during ENSO 2 the extreme values displayed greater variation. Despite the largest variation for $\delta^{18}\text{O}$ (from -18‰ to -7‰), these events represented only 20% of the samples (Figure 5). Seasonal arithmetic and weighted average values for isotopic composition have shown similar values for ENSO 1 and ENSO 2 (Table 2).

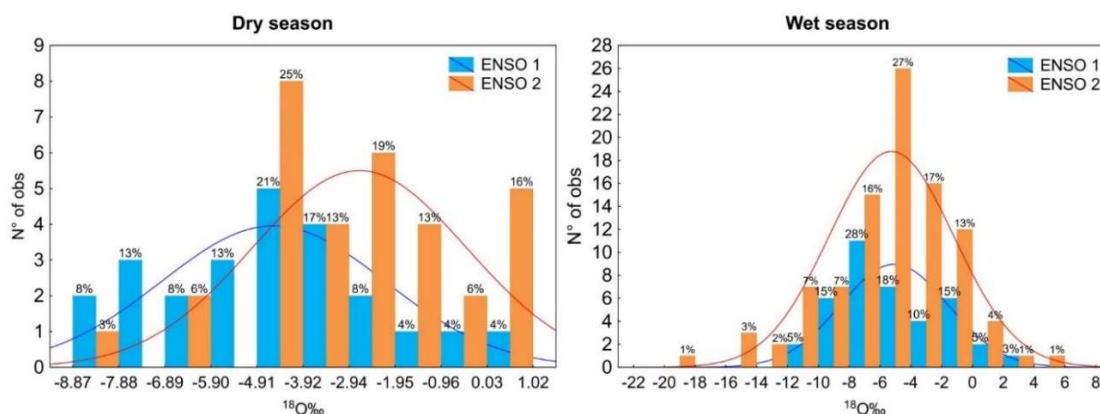


Figure 5 – Histograms for Piracicaba (ENSO 1) and Rio Claro (ENSO 2) represented distribution of enriched and depleted values during different seasons.

When the complete data series were considered, no significant statistical correlation was observed between the isotopic composition of precipitation from both Piracicaba (ENSO 1) and Rio Claro (ENSO 2), and the ONI-INDEX. However, evaluation on a seasonal basis indicated the existence of a significant statistical correlation between the ONI-index and $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ for Piracicaba (ENSO 1) during the dry season and d -excess for the wet season while in Rio Claro (ENSO 2) significant correlation was observed during wet season for $\delta^2\text{H}$ (Table 3).

Table 3 – Statistical correlation between monthly ONI index and average isotopic composition of precipitation

Locations		Annual			Dry season			Wet season		
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d -excess	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d -excess	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d -excess
Piracicaba*	r	0.41	0.39	0.15	0.87	0.88	0.58	0.02	-0.03	-0.85
	p-value	0.15	0.17	0.62	0.01	0.01	0.17	0.96	0.94	0.03
Rio Claro	r	0.30	0.32	0.26	0.45	-0.52	0.13	-0.05	-0.75	-0.54
	p-value	0.20	0.17	0.27	0.25	0.17	0.75	0.87	0.007	0.08

*Spearman correlation, due to non-parametric data. Level of significance p-value (0.05). The values of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d -excess used in the correlation were standardized subtracting the mean value from the sample value and dividing by standard deviation.

Seasonal climate controls

The most important controls over seasonality in precipitation in the Southeastern region of Brazil are associated with the moisture sources. During the rainy season, precipitation is directly influenced by the moisture coming from the Amazon and North Tropical Atlantic, while the dry period is characterized by lower availability of Amazon moisture with the main source of moisture being the Subtropical Atlantic Ocean (Gastmans et al., 2017).

The same pattern of HYSPLIT back trajectories was observed for both ENSO events (Piracicaba for ENSO 1, and Rio Claro for ENSO 2) even when comparing wet and dry seasons (Figure 6). The similar pattern in trajectories of transport reflects the similarities between the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ average

values for the ENSO events, as previously presented using the Kruskal-Wallis test. During the summer (wet season), back trajectories illustrated the important role played by SASH, which is responsible for moisture transport through large distances that can reach the Amazon region, enhancing the moisture transported by LLJs towards the Southeastern region of Brazil. The association of this moisture source with a CF and a divergent flow in upper levels is responsible for the origin of the SACZ, a large convective system characterized by stratiform and convective rains. During the dry season, when the precipitation rates correspond to less than 30% of annual precipitation, the number of trajectories is reduced and the ocean is the associated moisture source.

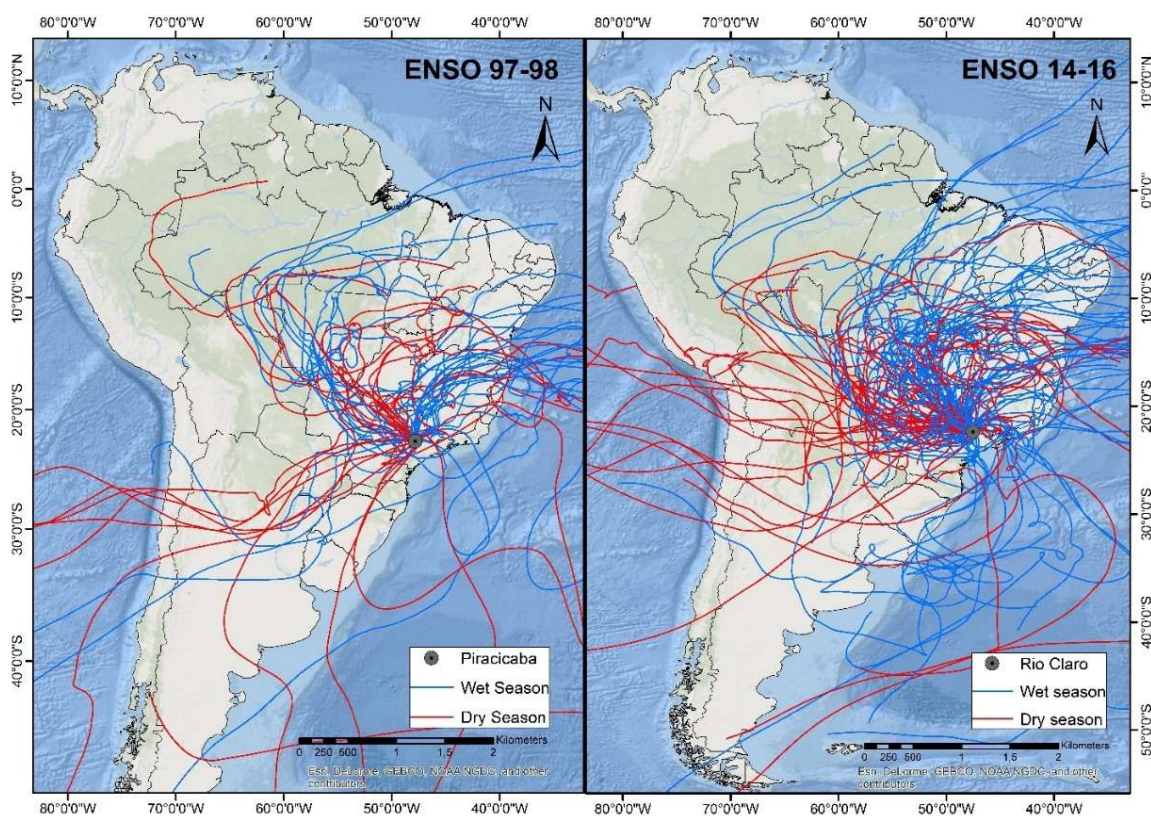


Figure 6 – Atmospheric back-trajectories for all rain hours from ENSO 97-98 and ENSO 2014-16. Trajectories were calculated for 240 hours preceding rainfall at the study site in Piracicaba and Rio Claro using the HYSPLIT model.

During the dry season of ENSO 1, the moisture available over the Amazon region was greater than the observed amount available during ENSO 2, which is represented by higher values of specific humidity and surface precipitable water (Figures 7a and 7b). This fact was reflected in higher precipitation rates over most parts of Brazilian territory, about 4 mm.day⁻¹ during ENSO 1, while during ENSO 2 precipitation rates were about 2 mm.day⁻¹ and extended over east, central and northeast region of Brazil (Figures 7g). Despite the occurrence of large omega vertical upward movement over the Amazon during both events, associated with omega vertical downward movement over Center eastern

portion of Brazil, in the Southern region the vertical upward movement were higher during ENSO 2, and the vertical downward movement were spread towards the Northeastern region (Figures 7d and 7h).

The higher availability of moisture over the southeastern portion of Brazil, linked with large precipitation rates during ENSO 1 may explain the more depleted values observed in the isotopic composition during the dry season of ENSO 1 (average value of $\delta^{18}\text{O} = -4.59 \pm 2.39\text{‰}$), when compared to the dry season of ENSO 2 (average value of $\delta^{18}\text{O} = -2.75 \pm 2.29\text{‰}$). Lower humidity over the Amazon resulted in an enrichment of isotopic composition the precipitation. Large values for ENSO 1 of up to +15‰ in *d*-excess, may be attributed to the enhancement of moisture recirculation in atmosphere, owed to the higher amount of vapor available.

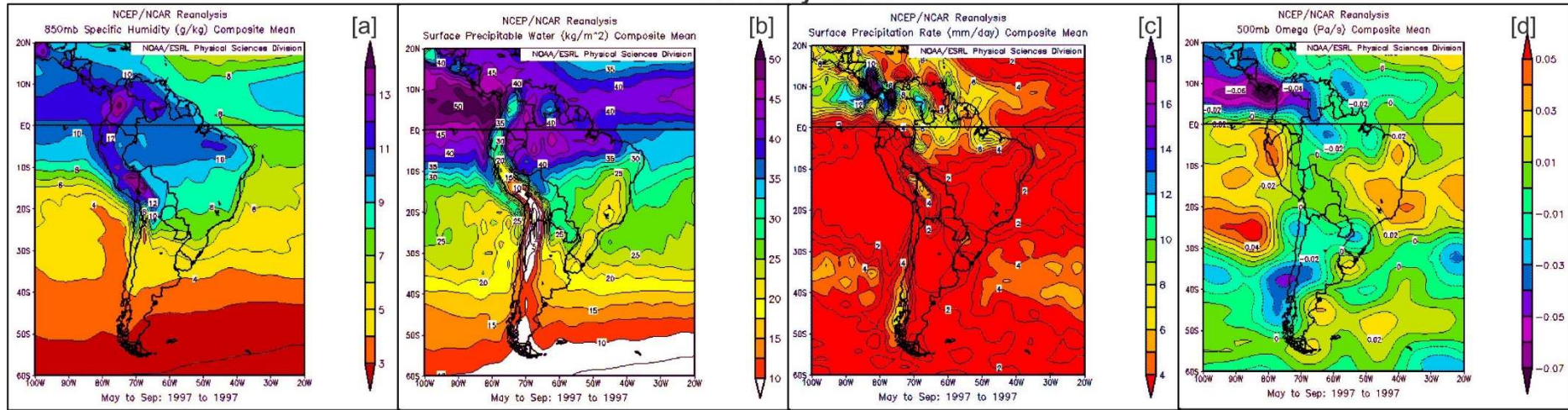
For the wet season during ENSO 2, the specific humidity over Amazon region (Figure 8e) and the negative values of the Omega (vertical upward movement) over both the Amazon region and Southeastern portion of Brazilian territory (Figure 8h) were higher than ENSO 1 (Figure 8a and 8d). Those are favorable conditions to the moisture recirculation processes that explain the higher *d*-excess values observed during ENSO 2 (average value for *d*-excess = $13.35 \pm 4.31\text{‰}$, against *d*-excess = $11.93 \pm 3.60\text{‰}$ for ENSO 1). Precipitable water and the rate of precipitation for ENSO 1 (Figure 8b and 8c) were slightly higher than ENSO 2 (Figure 8f and 8g).

Meteorological data obtained from HYSPLIT trajectories indicated that the average value for relative humidity during the dry seasons was higher for ENSO 1 (56%) when compared to ENSO 2 (52%). However, during the wet seasons higher values of relative humidity have been observed during ENSO 2 (72%) compared to ENSO 1 (64%), corroborating the analysis of the influence of available moisture in the isotopic composition of precipitation.

Further understanding of the degree of depletion or enrichment of precipitation during both ENSO events shown (Figure 5) may be associated with convective and stratiform clouds, condensation-rain-out process, evaporation of the rain water and the size of the raindrops (Aggarwal et al., 2016; Celle-Jeanton et al., 2004; Lacour et al., 2018; Muller et al., 2015; Risi et al., 2008). Those processes could not be captured in this synoptic scale of analysis.

During the wet seasons, when large amounts of moisture are available over South America, the displacement of this vapor was responsible for the frequency of SACZ occurrence. This occurrence was characterized by the formation of the stratiform and stratiform-convective events, which resulted in depleted precipitation for ENSO 1 (up to -8‰ for $\delta^{18}\text{O}$) and ENSO 2 (up to -4‰ for $\delta^{18}\text{O}$). During the dry seasons, when the amount of available moisture decreases, processes responsible for rain origin are associated by air advection movement through the dry atmosphere, producing more convective rains, leading to enriched precipitation ($\delta^{18}\text{O}$ up to -4‰ for ENSO 1 and up to -3‰ for ENSO 2).

ENSO 1: Dry season



ENSO 2: Dry season

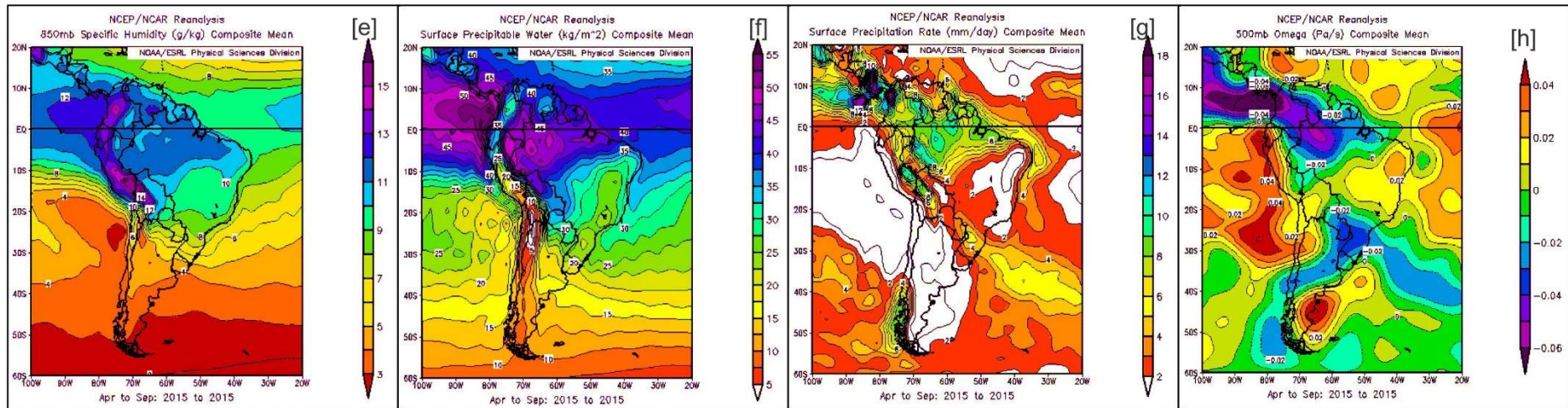
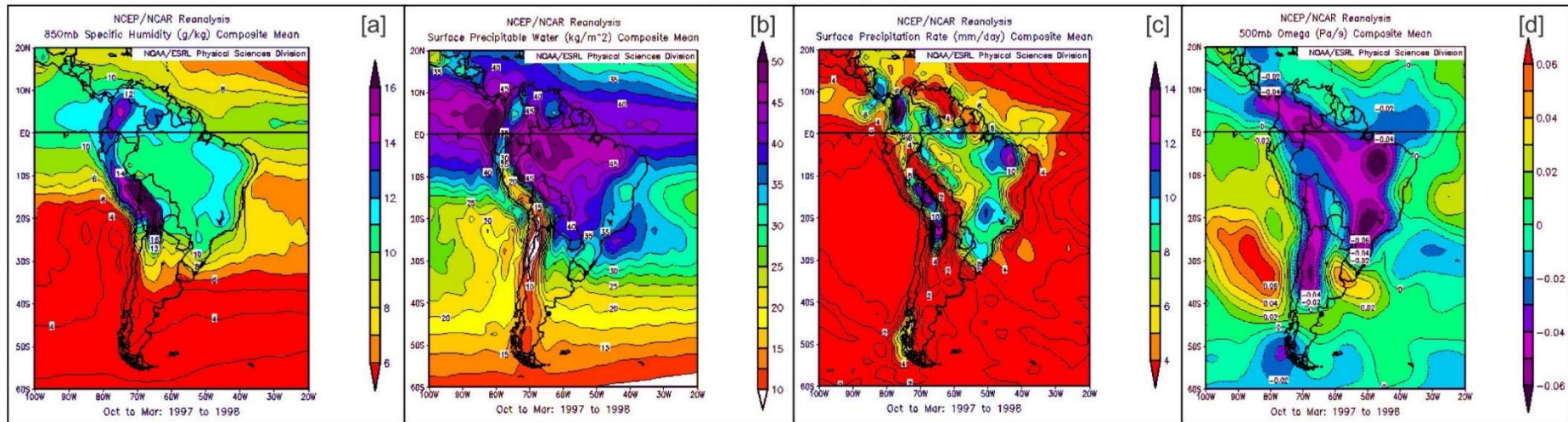


Figure 7 – Average 850 hPa: Specific humidity ($kg\ kg^{-1}$), precipitation rate ($mm\ day^{-1}$), precipitable water ($kg\ m^{-2}$) and 500 hPa vertical velocity field ($Pa\ s^{-1}$). Image provided by the NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado from their Web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Dry season ENSO 97-98. Fonte: U.S. Department of Commerce | National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division. <http://www.esrl.noaa.gov/>

ENSO 1: Wet season



ENSO 2: Wet season

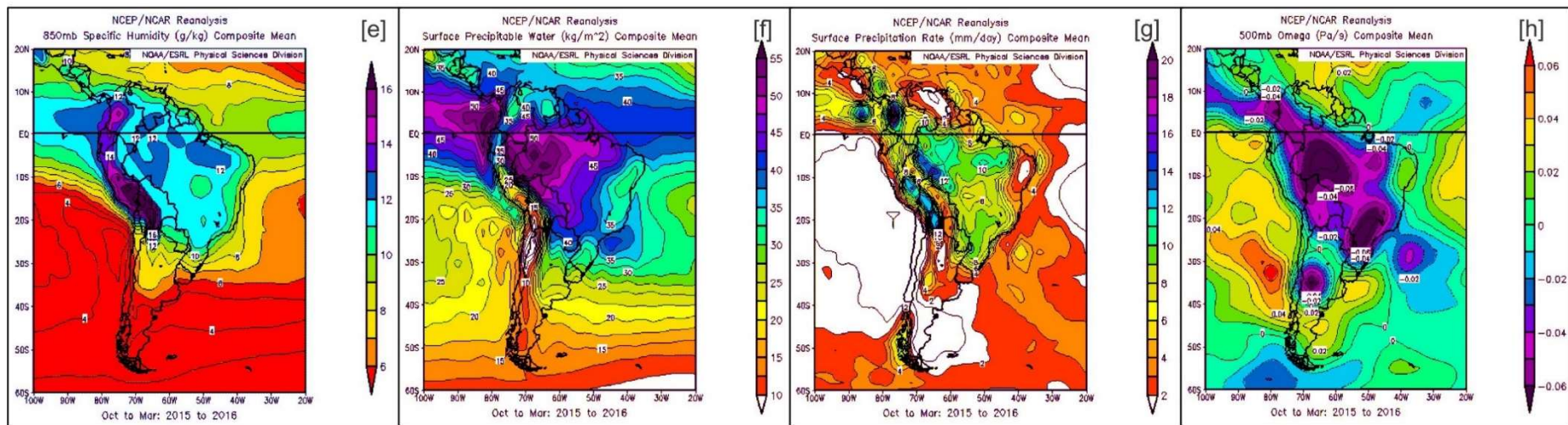


Figure 8 – Similar to Fig. 6. Wet season ENSO events.

6.2.6. Conclusions

The isotopic composition of precipitation during the two ENSO events evaluated (1997-98 and 2014-16) in this paper was associated with regional scale processes, which include moisture availability in the atmosphere and vapor recirculation during transport of air masses that produce rain in the study area. This was demonstrated by the observed differences in isotopic composition of precipitation, d -excess values, and statistical tests.

On an annual basis, atmospheric systems responsible for the origin of precipitation were found to have the same patterns during the two ENSO events. They showed similar origins and trajectories, as demonstrated by HYSPLIT trajectory analysis. This behavior of the atmospheric conditions and precipitation systems may explain the little differences observed annually in the isotopic composition of the precipitation from the different localities. ENSO impacts have not been well defined since ENSOs have not changed the processes and conditions for rain formation.

However, seasonal scale differences could be found as demonstrated by the statistical analyses applied in this paper. During the wet seasons isotopic composition of precipitation along both ENSO events were similar, because no differences in synoptic conditions were observed. During dry seasons, the differences between the ENSO events were characterized by depleted precipitations during ENSO 1 relative to the ENSO 2. The greater depleted precipitation observed during ENSO 1 was related to changes in synoptic conditions with higher available humidity in the atmosphere, higher precipitation rates, and low values for convergence wind anomalies.

More depleted values for precipitation in both ENSO events were associated with the SACZ occurrence during the wet seasons, which is responsible for large stratiform rain in tropical areas, and influenced the synoptic conditions and higher moisture during ENSO events. On the other hand, low moisture availability in the atmosphere and large differences in temperature were responsible for intense convective activity, leading to enriched precipitation events.

This analysis highlights the importance of environmental isotopes for understanding hydrometeorology, especially when there is a possibility to compare extreme climatic events of global impacts like the ENSO. This analysis contributes to the diagnoses of the impacts caused by such events, which is very important considering the Brazilian dependence on rain for hydroelectric power generation and agribusiness. In addition, the results of the study are important for future analysis associated with paleoclimate applications since these events are recorded in proxy archives.

Acknowledgments

This work was funded by a grant from the São Paulo Research Foundation (FAPESP) under the process 2015/15749-2 and by the International Atomic Energy Agency grant CRP-19747 under the initiative "Stable isotopes in precipitation and paleoclimatic archives in tropical areas to improve regional hydrological and climatic impact models". VS would like to thank FAPESP for the scholarship provided under the process 2016/18735-5.

6.2.7. References

- Aggarwal, P.K., Alduchov, O.A., Froehlich, K.O., Araguas-Araguas, L.J., Sturchio, N.C., Kurita, N., 2012. Stable isotopes in global precipitation: A unified interpretation based on atmospheric moisture residence time. *Geophys. Res. Lett.* 39, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL051937>
- Aggarwal, P.K., Romatschke, U., Araguas-Araguas, L., Belachew, D., Longstaffe, F.J., Berg, P., Schumacher, C., Funk, A., 2016. Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. *Nat. Geosci.* 9, 624–629. <https://doi.org/10.1038/ngeo2739>
- Allison, E.H., Bassett, H.R., 2017. Climate change in the oceans: Human impacts and responses. *Science* (80-.). 350, 778–782.
- Beckage, B., Gross, L.J., Lacasse, K., Carr, E., Metcalf, S.S., Winter, J.M., Howe, P.D., Fefferman, N., Franck, T., Zia, A., Kinzig, A., Hoffman, F.M., 2018. Linking models of human behaviour and climate alters projected climate change. *Nat. Clim. Chang.* 8, 79–84. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0031-7>
- Brondízio, Eduardo S.; Lima, Ana C. B.; Scharamski, Sam; Adams, C., 2016. Social and health dimensions of climate change in the Amazon [WWW Document]. *Ann. Hum. Biol.* <https://doi.org/doi/10.1080/03014460.2016.1193222>
- Calzadilla, A., Rehdanz, K., Betts, R., Falloon, P., Wiltshire, A., Tol, R.S.J., Rehdanz, K., Betts, R., Falloon, P., Wiltshire, A., Tol, R.S.J., 2013. Climate change impacts on global agriculture. *Clim. Change* 120, 357–374. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0822-4>
- Celle-Jeanton, H., Gonfiantini, R., Travi, Y., Sol, B., 2004. Oxygen-18 variations of rainwater during precipitation: Application of the Rayleigh model to selected rainfalls in Southern France. *J. Hydrol.* 289, 165–177. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.11.017>
- Clark, I., Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press, Boca Raton, p. 343.
- Cobb, K.M., Charles, C.D., Cheng, H., Edwards, R.L., 2003. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature* 424, 271–276. <https://doi.org/10.1038/nature01779>
- Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77, 437–472.
- D’Agostino, R.B., Belanger, A., D’Agostino, R.B.J., 1990. A Suggestion for Using Powerful and Informative Test of Normality. *Am. Stat.* 44, 316–321.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- Deng, K., Yang, S., Lian, E., Li, C., Yang, C., Wei, H., 2016. Three Gorges Dam alters the Changjiang (Yangtze) river water cycle in the dry seasons: Evidence from H-O isotopes. *Sci. Total Environ.* 562, 89–97. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.213>
- Driscoll, R., Elliot, M., Russon, T., Welsh, K., Yokoyama, Y., Tudhope, A., 2014. ENSO reconstructions over the past 60 ka using giant clams (*Tridacna* sp.) from Papua New Guinea. *Geophys. Res. Lett.* 41, 6819–6825. <https://doi.org/10.1002/2014GL061446>
- Fan, J., Meng, J., Ashkenazy, Y., Havlin, S., Schellnhuber, H.J., 2017. Network analysis reveals strongly localized impacts of El Niño. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 114, 7543–7548. <https://doi.org/10.1073/pnas.1701214114>

- Garreaud, R.D., Aceituno, P., 2007. Atmospheric Circulation and Climatic Variability. *Phys. Geogr. South Am.* 45–59.
- Gat, J., Mook, W., Meyer, H., 2000. Observed isotope effects in precipitation. *Environ. Isot. Hydrol. Cycle Princ. Appl. II Atmos. Water* 197–208.
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R.M., Stohl, A., 2010. On the origin of continental precipitation. *Geophys. Res. Lett.* 37, 1–7. <https://doi.org/10.1029/2010GL043712>
- Grimm, A.M., 2011. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stoch. Env. Res. Risk Assess.* 25, 537–554. <https://doi.org/10.1007/s00477-010-0420-1>
- Grimm, A.M., 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. *J. Clim.* 16, 263–280. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2)
- GRONING, M.; LUTZ, H. O.; ROLLER, L.; KRALIK, M.; GOURCY, L.; POLTENSTEIN, L., 2002. Simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for and analysis of cumulative precipitation samples. *Journal of Hydrology*, 448-449, 195-200.
- Hendricks, M.B., DePaolo, D.J., Cohen, R.C., 2000. Space and time variation of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in precipitation: Can paleotemperature be estimated from ice cores? *Global Biogeochem. Cycles* 14, 851–861. <https://doi.org/10.1029/1999GB001198>
- Hilden, M., Huuki, H., Kivisaari, V., Kopsakangas-Savolainen, M., 2018. The importance of transnational impacts of climate change in a power market. *Energy Policy* 115, 418–425. <https://doi.org/10.1016/j.enpol.2018.01.039>
- Huang, B., Thorne, P.W., Banzon, V.F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J.H., Menne, M.J., Smith, T.M., Vose, R.S., Zhang, H.M., 2017. Extended reconstructed Sea surface temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons. *J. Clim.* 30, 8179–8205. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>
- Jouzel, J., Delaygue, G., Landais, A., Masson-Delmotte, V., Risi, C., Vimeux, F., 2013. Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation. *Water Resour. Res.* 49, 7469–7486. <https://doi.org/10.1002/2013WR013508>
- Kurita, N., Ichiyanagi, K., Matsumoto, J., Yamanaka, M.D., Ohata, T., 2009. The relationship between the isotopic content of precipitation and the precipitation amount in tropical regions. *J. Geochemical Explor.* 102, 113–122. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.03.002>
- Lacour, J.L., Risi, C., Worden, J., Clerbaux, C., Coheur, P.F., 2018. Importance of depth and intensity of convection on the isotopic composition of water vapor as seen from IASI and TES δD observations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 481, 387–394. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.048>
- Landais, A., Risi, C., Bony, S., Vimeux, F., Descroix, L., Falourd, S., Bouygues, A., 2010. Combined measurements of ^{17}O excess and d-excess in African monsoon precipitation: Implications for evaluating convective parameterizations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 298, 104–112. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.033>
- Lawrence, J.R., Gedzelman, S.D., Dexheimer, D., Cho, H.K., Carrie, G.D., Gasparini, R., Anderson, C.R., Bowman, K.P., Biggerstaff, M.I., 2004. Stable isotopic composition of water vapor in the tropics. *J. Geophys. Res.* 109, 16. <https://doi.org/10.1029/2003jd004046>
- Lee, J., Worden, J., Noone, D., Bowman, K., Eldering, A., Legrande, A., Li, J.L.F., Schmidt, G., Sodemann, H.,

2011. Relating tropical ocean clouds to moist processes using water vapor isotope measurements. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 741–752. <https://doi.org/10.5194/acp-11-741-2011>
- Lewis, S.C., 2010. Water vapour source impacts during Heinrich events, 87–133.
- Marengo, J.A., Cunha, A.P., Alves, L.M., Ciências, C. De, Instituto, T., Pesquisas, N. De, 2016. A seca de 2012-15 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico. *Rev. Climanalise Edicao Com*, 1–6.
- Mcphaden, M.J., 1999. Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño. *Sci. Compass* 283, 950–955.
- Muller, C.L., Baker, A., Fairchild, I.J., Kidd, C., Boomer, I., 2015. Intra-Event Trends in Stable Isotopes: Exploring Midlatitude Precipitation Using a Vertically Pointing Micro Rain Radar. *J. Hydrometeorol.* 16, 194–213. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0038.1>
- Otto, F.E.L., 2016. Extreme events: The art of attribution. *Nat. Clim. Chang.* 6, 342–343. <https://doi.org/10.1038/nclimate2971>
- Palmer, L., 2014. The next water cycle. *Nat. Clim. Chang.* 4, 949–950. <https://doi.org/10.1038/nclimate2420>
- Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633–1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
- Peterson, T.C., Stott, P.A., Herring, S., 2012. Explaining extreme events of 2011 from a climate perspective. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 1041–1067. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00021.1>
- Pezzi, L.P., Cavalcanti, I.F. a., 2001. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Clim. Dyn.* 17, 205–212. <https://doi.org/10.1007/s003820000104>
- Rao, J., Ren, R., 2017. Parallel comparison of the 1982/83, 1997/98 and 2015/16 super El Niños and their effects on the extratropical stratosphere. *Adv. Atmos. Sci.* 34, 1121–1133. <https://doi.org/10.1007/s00376-017-6260-x>
- Reboita, M.S., Gan, M.A., Rocha, R.P. da, Ambrizzi, T., 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Rev. Bras. Meteorol.* 25, 185–204. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000200004>
- Risi, C., Bony, S., Vimeux, F., 2008. Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect. *J. Geophys. Res. Atmos.* 113, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2008JD009943>
- Risi, C., Noone, D., Frankenberg, C., Worden, J., 2013. Role of continental recycling in intraseasonal variations of continental moisture as deduced from model simulations and water vapor isotopic measurements. *Water Resour. Res.* 49, 4136–4156. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20312>
- Rodrigues, R.R., Haarsma, R.J., Campos, E.J.D., Ambrizzi, T., 2011. The impacts of inter-El Niño variability on the tropical Atlantic and northeast Brazil climate. *J. Clim.* 24, 3402–3422. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3983.1>
- Ropelewski, C.F., Halpert, M.S., 1987. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.* [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2)
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation 1–36. <https://doi.org/10.1029/GM078p0001>
- Sánchez-Murillo, R., Durán-Quesada, A.M., Birkel, C., Esquivel-Hernández, G., Boll, J., 2017. Tropical precipitation

anomalies and d-excess evolution during El Niño 2014-16. *Hydrol. Process.* 31, 956–967. <https://doi.org/10.1002/hyp.11088>

Saulo, a. C., Nicolini, M., Chou, S.C., 2000. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. *Clim. Dyn.* 16, 867–881. <https://doi.org/10.1007/s003820000085>

Silva, G.A.M., Ambrizzi, T., Marengo, J.A., 2009. Observational evidences on the modulation of the South American Low Level Jet east of the Andes according the ENSO variability. *Ann. Geophys.* 27, 645–657. <https://doi.org/10.5194/angeo-27-645-2009>

Soderberg, K., Good, S.P., O'connor, M., Wang, L., Ryan, K., Caylor, K.K., 2013. Using atmospheric trajectories to model the isotopic composition of rainfall in central Kenya. *Ecosphere* 4, 1–18. <https://doi.org/10.1890/ES12-00160.1>

Trenberth, K.E., Caron, J.M., Trenberth, K.E., Caron, J.M., 2000. The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation. *J. Clim.* 13, 4358–4365. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<4358:TSORSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<4358:TSORSL>2.0.CO;2)

Tsonis, A.A., Hunt, A.G., Elsner, J.B., 2003. On the relation between ENSO and global climate change. *Meteorol. Atmos. Phys.* 84, 229–242. <https://doi.org/10.1007/s00703-003-0001-7>

van der Ent, R.J., Tuinenburg, O.A., 2017. The residence time of water in the atmosphere revisited. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 779–790. <https://doi.org/10.5194/hess-21-779-2017>

Wahl, D., Viscaino, A., Dunbar, R., Anderson, L., 2013. Late Holocene ENSO variability in the central Pacific: Preliminary data from Palmyra Atoll. *Quat. Int.* 310, 244–245. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.07.120>

Ward, P.J., Jongman, B., Kummu, M., Dettinger, M.D., Sperna Weiland, F.C., Winsemius, H.C., 2014. Strong influence of El Niño Southern Oscillation on flood risk around the world. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 111, 15659–15664. <https://doi.org/10.1073/pnas.1409822111>

Winnick, M.J., Chamberlain, C.P., Caves, J.K., Welker, J.M., 2014. Quantifying the isotopic “continental effect.” *Earth Planet. Sci. Lett.* 406, 123–133. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.005>

Wrzesien, M., Wise, E.K., 2015. Influence of Northern Hemisphere teleconnections on ENSO-related precipitation patterns in the United States. *Quat. Int.* 387, 149–150. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.01.188>

Yan, H., Liu, C., Zhang, W., Li, M., Zheng, X., Wei, G., Xie, L., Deng, W., Sun, L., 2017. ENSO variability around 2000 years ago recorded by *Tridacna gigas* $\delta^{18}\text{O}$ from the South China Sea. *Quat. Int.* 452, 148–154. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.05.011>

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados e discussões desenvolvidos durante a realização do mestrado concluem que a composição isotópica da precipitação na porção central do estado de São Paulo é governada pelos seguintes fatores climáticos:

Parâmetros meteorológicos locais, como variação de temperatura (*temperature effect*) e quantidade de precipitação (*amount effect*) não possuem correlação estatística significativa com a composição isotópica da precipitação, como demonstrado pela análise diária, embora na escala mensal a correlação ser negativa e significativa, devido atenuação provocada pela somatória de eventos de chuvas registrados conjuntamente na coleta mensal.

Parâmetros meteorológicos regionais, como umidade relativa e precipitação ao longo das trajetórias de partículas do modelo HYSPLIT possuem grande influência sobre a composição isotópica da precipitação, como demonstrado pelos testes de regressão. Assim, durante o deslocamento de massas de ar processos de recirculação de vapor promovem variação isotópica na precipitação, caracterizando a existência de processos de escala regional sobre a composição isotópica da precipitação.

Estes parâmetros meteorológicos regionais, representam a atuação dos sistemas atmosféricos de grande escala geradores de chuva para a área de estudo. Porém a atuação destes sistemas, varia ao longo das estações do ano, devido ao aquecimento/resfriamento da superfície continental, modificando a presença de zonas de altas e baixas pressões, formação da ZCAS e incursões de Frente Frias, e conseqüentemente a disponibilidade de umidade na atmosfera, resultando em regimes de precipitações e tipos de chuva diferentes.

Esta diferença sazonal é percebida pelos valores de excesso de deutério, como demonstrado pela diferença estatística do d-excess entre os eventos ENSOs 1997-98 e ENSO 2014-16. O mesmo ocorre na avaliação mensal da média ponderada pela precipitação com o $\delta^{18}\text{O}$.

O efeito de sazonalidade é caracterizado pela formação de chuvas empobrecidas, devido a atuação de processos de recirculação de vapor em uma atmosfera com grande disponibilidade de umidade, e chuvas enriquecidas, formadas por processos de recirculação de vapor em uma atmosfera cuja condições de disponibilidade de umidade é reduzida.

A maior ou menor umidade disponível na atmosfera resulta em composições isotópicas diferentes nas estações dos eventos ENSOs, por exemplo, com chuvas empobrecidas ocorrendo durante a estação seca do ENSO 1997-98 e enriquecidas, ocorrendo durante a estação seca do ENSO 2014-16. O mesmo não ocorreu para as estações chuvosas de ambos eventos ENSO, devido a condições de umidade disponível similares.

Nas avaliações entre anos, este mesmo padrão relacionado à umidade disponível é observado, como no ano seco de 2014, de precipitação enriquecida e no ano chuvoso de 2015, cuja precipitação foi mais empobrecida.

As chuvas denominadas de média (-4‰), que são a maior parte das amostras coletadas, representam os processos de recirculação de vapor em condições de umidade disponível menor do que as chuvas empobrecidas, porém maior do que as chuvas enriquecidas, confirmando toda análise sazonal, anual e entre ENSOs.

Corroborando a avaliação sobre as chuvas médias que foram muito bem modeladas pela Regressão Linear Múltipla, também confirma a existência de processos de escala regional e de sazonalidade, porém não explica os valores mais extremos, que só poderão ser entendidos por completo a partir de uma análise intra-evento de chuva, que confirme e demonstre os processos de formação de chuvas estratiformes e convectivas sobre o ponto de coleta amostral.

O conhecimento gerado pela presente dissertação de mestrado, poderá ser utilizado na realização de estudos e pesquisas do ciclo hidrológico, para compreensão dos processos de interação chuva-rios-água subterrânea sobre as áreas de recarga do Sistema Aquífero Guarani e parte da Bacia do Rio do Paraná, promovendo registros proxy que podem ser utilizados em modelagem hidrológica, para desvendar os impactos das mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico e contribuir para previsões de crises hídricas futuras.

8. ANEXO A – DADOS ISOTÓPICOS E METEOROLÓGICOS MENSIS

Meses	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d-excess	Precipitação	Temperatura média	Média pressão de saturação de vapor	Média pressão de vapor	Umidade relativa	Pressão atmosférica
	(‰)								
fev/13	-3.15	-13.20	12.00	119.70	23.70	22.77	17.08	75.00	942.50
mar/13	-4.10	-20.60	12.20	124.60	23.00	21.97	16.69	76.00	943.00
abr/13	-7.21	-46.40	11.28	142.60	20.70	19.49	14.43	74.00	944.70
mai/13	-5.54	-32.70	11.62	139.50	18.70	17.55	13.16	75.00	945.30
jun/13	-4.29	-22.40	11.92	81.90	17.90	16.82	13.96	83.00	946.20
jul/13	-1.45	3.24	14.84	49.70	16.50	15.60	11.86	76.00	948.00
ago/13	-0.57	10.00	14.56	4.30	17.80	16.73	10.54	63.00	946.50
set/13	-0.72	6.40	12.16	42.10	20.40	19.19	11.90	62.00	945.20
out/13	-2.01	-0.60	15.48	121.60	21.50	20.32	13.41	66.00	943.80
nov/13	-5.04	-28.00	12.32	291.70	22.90	21.85	14.64	67.00	941.70
dez/13	-7.66	-52.10	9.18	155.40	23.70	22.77	16.39	72.00	941.80
jan/14	-3.32	-18.10	8.46	110.00	24.90	24.21	15.98	66.00	942.80
fev/14	-3.15	-13.40	11.80	69.50	24.80	24.09	14.93	62.00	941.70
mar/14	-4.88	-29.20	9.84	143.20	23.60	22.65	15.88	70.10	943.20
abr/14	-7.88	-49.60	13.44	51.80	21.84	20.69	14.31	69.20	944.41
mai/14	-5.01	-24.40	15.68	49.80	18.70	17.55	12.19	69.50	945.44
jun/14	nm	nm	nm	2.10	17.67	16.61	12.20	73.41	946.48
jul/14	-2.83	-1.90	20.74	18.70	17.00	16.03	10.98	68.50	948.88
ago/14	-0.32	18.80	21.36	4.20	19.12	17.94	9.96	55.50	947.21
set/14	-1.69	6.17	19.69	97.50	21.60	20.43	12.00	58.75	944.70
out/14	-3.50	-9.70	18.30	25.20	23.03	22.00	10.68	48.53	944.00
nov/14	-9.92	-67.00	12.36	152.90	22.84	21.79	13.64	62.59	941.55
dez/14	-10.76	-75.60	10.48	186.20	23.24	22.24	15.11	67.94	942.31
jan/15	-1.90	-0.80	14.40	94.00	26.32	26.02	18.00	69.16	944.51
fev/15	-7.50	-45.40	14.60	328.50	22.67	21.60	15.99	74.06	942.13
mar/15	-9.84	-63.90	14.82	166.30	22.30	21.18	16.43	77.55	943.03
abr/15	-3.22	-14.10	11.66	37.00	21.91	20.76	15.12	72.84	944.67
mai/15	-6.90	-38.90	16.30	105.40	18.40	17.27	13.19	76.39	946.15
jun/15	-2.04	-2.60	13.72	18.70	17.58	16.53	13.14	79.51	947.03
jul/15	-1.99	-3.70	12.22	41.70	17.79	16.72	12.70	75.94	946.87
ago/15	0.54	14.60	10.28	22.10	18.61	17.46	10.76	61.61	946.73
set/15	nm	nm	nm	145.30	21.31	20.13	12.73	63.25	943.33
out/15	-1.31	10.7	21.18	46.30	23.72	22.79	13.54	59.43	943.47
nov/15	-3.79	-12.7	17.62	193.30	22.77	21.71	16.63	76.59	941.43
dez/15(I)	-7.02	-41.1	15.06	109.70	23.50	22.54	17.80	79.00	942.40
dez/15(II)	-1.38	7.2	18.24	122.40	23.10	22.08	16.78	76.00	943.10

Meses	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d-excess	Precipitação	Temperatura média	Média pressão de saturação de vapor	Média pressão de vapor	Umidade relativa	Pressão atmosférica
	(‰)								
jan/16	-10.47	-72.3	11.46	319.40	23.38	22.40	16.15	72.06	940.96
fev/16	-3.76	-15.9	14.18	148.80	24.19	23.35	15.85	67.89	942.80
mar/16	-5.02	-26.2	13.96	156.00	22.70	21.63	15.88	73.40	944.20
abr/16	-0.66	5.7	10.98	31.70	22.28	21.17	15.13	71.47	944.06
mai/16	-3.98	-17.0	14.84	151.50	18.04	16.94	13.65	80.58	946.68
jun/16	-4.01	-16.0	16.08	167.20	15.64	14.89	12.21	81.99	948.17
jul/16	nm	nm	nm	0.30	17.00	16.03	11.22	70.00	947.40
ago/16	-1.68	4.1	17.54	68.28	19.5	18.30	12.50	68.28	939.65
set/16	-2.13	-0.4	16.64	66.98	21.2	20.01	13.40	66.98	946.22
out/16	-1.26	5.9	15.98	70.27	23.3	22.31	15.68	70.27	943.25
nov/16	-6.5	-34.4	17.60	73.99	23.3	22.31	16.51	73.99	911.08
dez/16	-2.83	-7	15.64	72.94	25.1	24.46	17.84	72.94	942.25
jan/17	-8.59	-55.90	12.82	298.8	23.4	22.37	18.06	81	942.3
fev/17	-4.25	-25.30	8.70	86.3	24.1	23.20	17.39	75	941.9

9. ANEXO B – DADOS ISOTÓPICOS DIÁRIOS

Identificação		Isótopos (‰)			Identificação		Isótopos (‰)		
ID	Data	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	excesso-d	ID	Data	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	excesso-d
RC-11/02	12/02/2014	-0.60	-3.23	1.57	RC-08/02	09/02/2015	-6.60	-40.20	12.60
RC-13/02	14/02/2014	0.37	14.20	11.24	RC-09/02	10/02/2015	-10.00	-70.80	9.20
RC-16/02	17/02/2014	-7.03	-45.00	11.24	RC-10/02	11/02/2015	-8.15	-51.59	13.26
RC-17/02	18/02/2014	-4.72	-23.80	13.96	RC-17/02	18/02/2015	-5.29	-24.50	17.82
RC-22/02	23/02/2014	-3.78	-16.60	13.64	RC-18/02	19/02/2015	-2.57	-3.70	16.86
RC-23/02	24/02/2014	-1.85	1.40	16.20	RC-19/02	20/02/2015	-4.69	-26.40	11.12
RC-25/02	26/02/2014	-1.29	-0.62	9.70	RC-24/02	25/02/2015	-1.44	-6.70	4.82
RC-26/02	27/02/2014	-0.49	6.53	10.45	RC-25/02	26/02/2015	-6.17	-39.50	9.86
RC-27/02	28/02/2014	-5.34	-26.80	15.92	RC-27/02	28/02/2015	-2.57	-17.90	2.66
RC-11/03	12/03/2014	-3.40	-19.40	7.80	RC-06/03	06/03/2015	-2.09	-10.90	5.82
RC-12/03	13/03/2014	-1.72	-4.40	9.36	RC-10/03	11/03/2015	-6.55	-44.80	7.60
RC-18/03	19/03/2014	0.19	13.10	11.58	RC-11/03	12/03/2015	-8.62	-53.50	15.46
RC-20/03	21/03/2014	-1.69	-2.81	10.71	RC-16/03	17/03/2015	-8.52	-55.20	12.96
RC-21/03	22/03/2014	-10.31	-66.70	15.78	RC-18/03	19/03/2015	-5.25	-29.40	12.60
RC-29/03	30/03/2014	-5.35	-39.10	3.70	RC-21/03	22/03/2015	-9.35	-61.70	13.10
RC-01/04	02/04/2014	-8.78	-62.00	8.24	RC-22/03	23/03/2015	-10.52	-69.20	14.96
RC-15/04	16/04/2014	-8.86	-57.80	13.08	RC-29/03	30/03/2015	-7.49	-54.00	5.92
RC-21/04	22/04/2014	-8.15	-53.30	11.90	RC-30/03	31/03/2015	-14.80	-111.60	6.80
RC-23/05	24/05/2014	-5.06	-23.70	16.78	RC-14/04	14/04/2015	-1.82	-9.40	5.16
RC-31/05	01/06/2014	-1.80	-11.00	3.40	RC-25/04	26/04/2015	-2.52	-7.90	12.26
RC-09/07	10/07/2014	-2.77	-8.30	13.86	RC-04/05	05/05/2015	-4.90	-25.80	13.40
RC-24/07	25/07/2014	-1.36	0.90	11.78	RC-18/05	19/05/2015	-3.79	-20.70	9.62
RC-26/07	28/07/2014	-3.73	-18.00	11.84	RC-19/05	20/05/2015	-4.37	-24.40	10.56
RC-13/08	14/08/2014	-3.34	-12.90	13.82	RC-28/05	29/05/2015	-8.87	-57.30	13.66
RC-26/08	27/08/2014	-1.99	0.50	16.42	RC-15/06	16/06/2015	-2.23	8.70	26.54
RC-28/08	29/08/2014	-1.67	4.90	18.26	RC-30/06	01/07/2015	-4.09	-11.10	21.62
RC-01/09	02/09/2014	0.45	23.00	19.40	RC-01/07	02/07/2015	-2.96	-3.20	20.48
RC-02/09	03/09/2014	-1.77	4.00	18.16	RC-03/07	04/07/2015	-2.17	1.30	18.66
RC-19/09	20/09/2014	0.82	23.10	16.54	RC-04/07	05/07/2015	-2.92	-3.60	19.76
RC-24/09	25/09/2014	-0.79	9.40	15.72	RC-06/07	07/07/2015	-2.06	-1.50	14.98
RC-25/09	26/09/2014	-0.32	9.00	11.56	RC-07/07	08/07/2015	-4.13	-23.40	9.64
RC-26/09	27/09/2014	-1.83	1.90	16.54	RC-08/07	09/07/2015	-3.02	-14.90	9.26
RC-26/10	27/10/2014	-5.46	-31.20	12.48	RC-26/07	27/07/2015	-0.97	12.00	19.76
RC-02/11	03/11/2014	-3.38	-12.80	14.24	RC-24/08	25/08/2015	-0.75	8.10	14.10
RC-03/11	04/11/2014	-2.23	-3.70	14.14	RC-25/08	26/08/2015	-1.03	13.20	21.44
RC-04/11	05/11/2014	-5.04	-27.90	12.42	RC-27/08	28/08/2015	-0.98	15.30	23.14
RC-08/11	10/11/2014	-5.32	-26.80	15.76	RC-07/09	08/09/2015	1.00	20.80	12.80
RC-25/11	26/11/2014	-15.48	-109.50	14.34	RC-08/09	09/09/2015	0.35	23.80	21.00
RC-26/11	27/11/2014	-18.36	-136.00	10.88	RC-25/09	26/09/2015	0.72	25.30	19.54
RC-09/12	10/12/2014	-7.46	-54.40	5.28	RC-27/09	28/09/2015	0.50	24.90	20.90
RC-10/12	11/12/2014	-10.19	-67.50	14.02	RC-30/09	01/10/2015	0.34	18.50	15.78
RC-22/12	23/12/2014	-7.56	-48.10	12.38	RC-10/10	14/10/2015	-0.30	14.70	17.10
RC-05/01	06/01/2015	-1.68	-0.30	13.14	RC-21/10	22/10/2015	4.89	43.40	4.28
RC-11/01	12/01/2015	-1.34	12.20	22.92	RC-22/10	23/10/2015	0.71	22.90	17.22
RC-02/02	03/02/2015	-5.48	-35.70	8.14	RC-25/10	26/10/2015	0.01	10.10	10.02
RC-04/02	05/02/2015	-6.60	-39.50	13.30	RC-26/10	27/10/2015	-1.51	8.20	20.28
RC-05/02	06/02/2015	-4.74	-19.80	18.12	RC-02/11	03/11/2015	-4.20	-20.70	12.90
RC-07/02	08/02/2015	-4.85	-15.90	22.90	RC-03/11	04/11/2015	-5.30	-35.70	6.70

Identificação		Isótopos (‰)			Identificação		Isótopos (‰)		
ID	Data	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	excesso-d	ID	Data	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	excesso-d
RC-04/11	05/11/2015	-6.59	-37.50	15.22	RC-12/03	14/03/2016	-9.43	-66.10	9.34
RC-08/11	09/11/2015	-0.61	4.90	9.78	RC-15/03	16/03/2016	-4.39	-22.30	12.82
RC-14/11	17/11/2015	-1.33	5.00	15.64	RC-16/03	17/03/2016	-2.28	-5.40	12.84
RC-17/11	18/11/2015	-2.35	-1.70	17.10	RC-23/03	24/03/2016	-2.84	-4.60	18.12
RC-22/11	23/11/2015	-2.26	-5.10	12.98	RC-25/03	26/03/2016	-3.10	-7.30	17.50
RC-23/11	24/11/2015	-4.14	-13.70	19.42	RC-27/03	28/03/2016	-1.96	-3.50	12.18
RC-24/11	25/11/2015	-4.82	-19.80	18.76	RC-12/04	13/04/2016	0.04	13.10	12.78
RC-29/11	30/11/2015	-5.01	-19.80	20.28	RC-26/04	27/04/2016	-6.73	-46.80	7.04
RC-30/11	01/12/2015	-1.83	2.10	16.74	RC-09/05	10/05/2016	-0.57	3.40	7.96
RC-02/12	03/12/2015	-6.28	-36.90	13.34	RC-10/05	11/05/2016	-6.08	-47.20	1.44
RC-03/12	04/12/2015	-5.91	-34.10	13.18	RC-16/05	17/05/2016	-4.89	-19.50	19.62
RC-04/12	05/12/2015	-6.37	-35.50	15.46	RC-18/05	19/05/2016	-2.94	-7.70	15.82
RC-06/12	07/12/2015	-4.97	-19.00	20.76	RC-20/05	21/05/2016	-4.42	-20.40	14.96
RC-12/12	14/12/2015	-5.47	-31.20	12.56	RC-21/05	22/05/2016	-4.45	-26.50	9.10
RC-15/12	16/12/2015	-1.47	0.60	12.36	RC-22/05	23/05/2016	-2.52	-4.80	15.36
RC-19/12	20/12/2015	-0.21	14.90	16.58	RC-30/05	31/05/2016	-4.30	-20.70	13.70
RC-22/12	23/12/2015	0.43	15.10	11.66	RC-31/05	01/06/2016	-2.67	3.40	24.76
RC-26/25/12	26/12/2015	2.05	26.30	9.90	RC-01/06	02/06/2016	-4.66	-12.40	24.88
RC-27/28/12	28/12/2015	-0.91	10.70	17.98	RC-02/06	03/06/2016	-7.16	-36.60	20.68
RC-28/29/12	29/12/2015	-2.96	-3.80	19.88	RC-03/06	04/06/2016	-4.67	-14.70	22.66
RC-29/30/12	30/12/2015	-2.28	2.20	20.44	RC-04/06	05/06/2016	-3.60	-8.90	19.90
RC-1/2/01	02/01/2016	-4.80	-23.30	15.10	RC-05/06	06/06/2016	-2.08	5.60	22.24
RC-2/3/01	03/01/2016	-5.88	-30.20	16.84	RC-06/06	07/06/2016	-3.05	-4.50	19.90
RC-3/4/01	04/01/2016	-7.57	-45.80	14.76	RC-16/07	18/07/2016	-2.64	-7.70	13.42
RC-10/01	11/01/2016	-11.68	-84.50	8.94	RC-15/08	16/08/2016	-0.60	11.60	16.40
RC-11/01	12/01/2016	-10.41	-71.10	12.18	RC-21/08	22/08/2016	-0.71	14.10	19.78
RC-12/01	13/01/2016	-12.73	-91.80	10.04	RC-31/08	01/09/2016	-3.80	-5.90	24.50
RC-13/01	14/01/2016	-14.30	-102.30	12.10	RC-02/09	03/09/2016	-0.76	11.10	17.18
RC-14/01	15/01/2016	-13.86	-107.50	3.38	RC-05/09	06/09/2016	-3.35	-5.90	20.90
RC-15/01	18/01/2016	-11.96	-89.40	6.28	RC-06/09	07/09/2016	-3.68	-15.40	14.04
RC-19/01	20/01/2016	-4.84	-30.60	8.12	RC-16/09	17/09/2016	1.27	14.50	4.34
RC-24/01	25/01/2016	-5.32	-34.00	8.56	RC-03/10	04/10/2016	-1.50	8.20	20.20
RC-27/01	28/01/2016	-5.47	-29.10	14.66	RC-13/10	14/10/2016	-1.02	7.80	15.96
RC-28/01	29/01/2016	-9.63	-64.20	12.84	RC-20/10	21/10/2016	0.45	20.00	16.40
RC-29/01	30/01/2016	-10.16	-68.90	12.38	RC-24/10	25/10/2016	-2.23	-0.90	16.94
RC-15/02	16/02/2016	-3.51	-9.00	19.08	RC-25/10	26/10/2016	-2.02	1.90	18.06
RC-23/02	24/02/2016	-3.20	-9.90	15.70	RC-26/10	27/10/2016	-0.90	11.60	18.80
RC-24/02	25/02/2016	-4.38	-18.20	16.84	RC-27/10	28/10/2016	0.21	17.40	15.72
RC-26/02	27/02/2016	-3.18	-9.50	15.94	RC-03/11	04/11/2016	-3.31	-7.50	18.98
RC-27/02	28/02/2016	-2.22	-3.30	14.46	RC-06/11	07/11/2016	-4.02	-15.40	16.76
RC-28/02	29/02/2016	-9.47	-64.60	11.16	RC-09/11	10/11/2016	1.72	17.80	4.04
RC-29/02	01/03/2016	-6.00	-34.30	13.70	RC-17/11	18/11/2016	-3.15	-13.10	-6.94
RC-01/03	02/03/2016	-5.04	-29.60	10.72	RC-22/11	23/11/2016	-5.29	-27.10	0.42
RC-02/03	03/03/2016	-6.68	-36.70	16.74	RC-27/11	28/11/2016	-2.91	-9.80	-4.24
RC-03/03	04/03/2016	-4.50	-22.30	13.70	RC-28/11	29/11/2016	-2.60	-21.80	-1.00
RC-06/03	07/03/2016	-6.87	-42.90	12.06	RC-03/12	04/12/2016	-3.23	-15.30	10.54
RC-08/03	09/03/2016	-4.37	-22.80	12.16	RC-07/12	08/12/2016	-1.33	3.50	14.14
RC-10/03	11/03/2016	-6.42	-37.50	13.86	RC-08/12	09/12/2016	-0.70	13.50	19.10

Identificação		Isótopos (‰)			Identificação		Isótopos (‰)		
ID	Data	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	excesso-d	ID	Data	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	excesso-d
RC-09/12	10/12/2016	-4.26	-11.50	22.58	RC-17/01	18/01/2017	-7.51	-44.60	15.48
RC-11/12	12/12/2016	-4.95	-20.00	19.60	RC-18/01	19/01/2017	-9.02	-62.20	9.96
RC-12/12	13/12/2016	-5.39	-30.30	12.82	RC-19/01	20/01/2017	-14.82	-103.60	14.96
RC-13/12	14/12/2016	-4.59	-22.50	14.22	RC-20/01	21/01/2017	-15.34	-112.80	9.92
RC-18/12	19/12/2016	-3.40	-16.20	11.00	RC-21/01	22/01/2017	-11.63	-83.70	9.34
RC-19/12	20/12/2016	-2.04	-4.00	12.32	RC-22/01	23/01/2017	-5.56	-27.60	16.88
RC-20/12	21/12/2016	-0.43	7.00	10.44	RC-23/01	24/01/2017	-2.84	-12.00	10.72
RC-21/12	22/12/2016	-1.62	-0.60	12.36	RC-24/01	25/01/2017	-9.27	-62.70	11.46
RC-23/12	24/12/2016	-1.20	-20.10	-10.50	RC-25/01	26/01/2017	-12.13	-84.20	12.84
RC-25/12	26/12/2016	-1.80	-19.80	-5.40	RC-26/01	27/01/2017	-11.27	-73.10	17.06
RC-27/12	28/12/2016	0.82	-6.40	-12.96	RC-27/01	28/01/2017	-14.76	-104.60	13.48
RC-28/12	29/12/2016	0.63	-3.80	-8.84	RC-31/01	01/02/2017	-2.07	-5.80	10.76
RC-29/12	30/12/2016	0.30	8.50	6.10	RC-01/02	02/02/2017	-1.88	-4.40	10.64
RC-31/12	01/01/2017	0.55	8.60	4.20	RC-02/02	03/02/2017	-4.79	-22.70	15.62
RC-03/01	04/01/2017	1.17	18.00	8.64	RC-04/02	05/02/2017	-5.92	-39.50	7.86
RC-09/01	10/01/2017	-3.12	-9.40	15.56	RC-05/02	06/02/2017	-4.84	-30.00	8.72
RC-10/01	11/01/2017	-5.70	-33.20	12.40	RC-06/02	07/02/2017	-5.33	-30.80	11.84
RC-11/01	12/01/2017	-7.86	-53.90	8.98	RC-24/02	25/02/2017	-2.17	-1.20	16.16
RC-14/01	15/01/2017	-4.10	-24.60	8.20	RC-25/02	26/02/2017	5.05	-27.50	-67.90
RC-16/01	17/01/2017	-7.55	-45.50	14.90	RC-26/02	27/02/2017	-5.96	-32.80	14.88

10. ANEXO B - DADOS METEOROLÓGICOS DIÁRIOS

ID	Dados Meteorológicos CEAPLA						Dados Meteorológicos HYSPLIT										
	Data	Prec.	Temp.	Pressão atm	UR	Vel. Vento	Direção Vento	LCL	TPO	Altitude	Pressão atm	Temp. Pot.	Temp.	Prec. Tj.	Profund. de mist.	UR	Altura da superf.
Unidades	mm	°C	mmHg	%	m.s-1	10m	m	°C	m	hPa	°C	°C	mm	mm	%	m	W/m ²
12/02/2014	3.6	24.5	941.0	71.6	2.0	157.6	1081.4	19.1	134.8	983.6	26.2	24.6	10.6	834.1	71.8	157.5	329.4
14/02/2014	9.0	21.1	940.9	85.3	1.8	172.3	516.9	18.5	265.2	958.1	27.3	23.4	22.0	730.3	76.1	254.1	311.8
17/02/2014	3.6	21.1	942.6	84.7	1.6	171.3	543.1	18.4	277.4	921.9	29.1	21.8	29.2	459.0	74.8	572.0	308.0
18/02/2014	0.6	25.8	940.9	61.0	1.6	194.0	1601.3	17.8	2117.4	790.1	33.4	13.0	14.8	750.6	52.4	53.6	311.4
23/02/2014	5.0	20.9	943.0	85.1	1.8	200.3	518.4	18.3	2678.5	730.4	37.8	10.9	13.8	774.2	48.2	129.5	289.9
24/02/2014	7.6	22.4	941.9	81.8	1.8	149.2	644.4	19.2	166.0	979.2	26.6	24.6	34.0	700.1	77.7	149.7	306.0
26/02/2014	14.2	19.5	945.3	89.0	0.0	0.0	377.5	17.6	1996.4	787.8	35.4	14.9	9.9	669.5	58.7	191.7	284.5
27/02/2014	1.6	31.1	937.8	36.6	2.0	139.9	3328.2	14.5	2773.4	722.4	38.9	10.8	1.5	815.2	28.7	167.1	286.7
28/02/2014	12.0	24.8	1065.7	94.4	1.7	148.6	804.5	20.8	1041.7	877.6	30.2	18.9	22.9	804.8	72.5	228.8	292.9
12/03/2014	19.0	21.3	901.7	89.5	1.8	112.1	365.2	19.5	1158.3	866.7	29.7	17.3	21.1	754.3	77.2	211.5	281.5
13/03/2014	8.4	21.8	944.6	91.4	2.0	176.8	296.8	20.3	3374.4	673.8	42.7	8.6	6.1	821.9	17.1	132.0	297.2
19/03/2014	10.8	20.9	945.4	87.5	1.7	148.0	438.4	18.7	2990.6	692.8	39.4	7.6	10.2	633.9	51.3	326.8	289.4
21/03/2014	1.8	24.7	940.5	71.3	2.0	152.6	1209.8	18.6	2498.4	732.4	38.5	11.7	61.2	680.6	57.7	300.4	280.1
22/03/2014	16.2	20.3	943.0	91.2	2.2	127.2	301.0	18.8	285.2	951.9	27.6	23.3	85.1	326.5	86.8	241.0	185.8
30/03/2014	1.0	22.7	944.0	83.9	1.6	134.2	568.8	19.9	1453.5	841.9	30.4	15.4	33.4	666.7	84.0	193.0	240.8
02/04/2014	1.6	23.5	945.4	66.2	1.8	165.9	1313.6	16.9	650.6	914.4	27.9	20.0	27.4	566.1	82.6	276.9	261.9
16/04/2014	22.4	17.7	946.3	91.5	2.2	191.9	284.1	16.2	738.7	903.4	28.5	19.5	25.9	659.2	77.2	288.8	241.5
22/04/2014	22.4	18.1	946.2	91.9	1.6	212.2	273.8	16.8	1132.8	862.5	28.2	15.4	26.5	466.2	73.4	284.0	242.5
24/05/2014	12.2	17.7	945.7	93.0	1.6	114.4	231.6	16.6	428.0	946.6	16.4	11.7	68.7	504.5	79.1	160.8	77.8
01/06/2014	2.4	19.5	942.4	74.8	1.7	90.1	913.7	14.9	4080.6	610.6	44.3	1.4	0.7	615.8	11.4	280.9	184.5
10/07/2014	3.4	18.7	948.4	74.8	1.9	225.9	900.6	14.2	1761.7	808.6	28.5	10.4	16.4	717.4	68.7	245.2	185.5
25/07/2014	8.6	18.1	945.7	79.3	2.6	78.7	743.9	14.4	2787.0	685.6	35.6	2.8	36.2	435.0	36.6	578.8	131.5
28/07/2014	1.2	15.8	950.8	83.3	1.3	190.2	581.9	12.9	238.8	933.3	22.7	16.7	60.3	603.5	76.5	544.1	145.7
14/08/2014	1.0	13.2	950.8	81.9	2.5	173.0	602.5	10.2	1442.8	835.7	29.9	13.9	24.1	806.6	46.8	305.3	213.3
27/08/2014	0.4	28.3	940.8	39.5	1.6	161.6	3023.1	13.2	643.2	845.2	33.3	18.2	10.6	573.4	58.2	990.1	245.9
29/08/2014	2.0	12.9	948.8	82.6	2.4	220.3	577.0	10.0	4136.4	611.9	44.7	1.6	1.2	792.2	38.9	251.3	263.2
02/09/2014	10.4	17.1	946.0	86.2	2.0	152.1	464.9	14.7	4128.8	606.4	45.7	2.3	0.3	779.9	36.6	288.4	253.0
03/09/2014	16.8	17.9	945.1	85.0	2.7	138.6	513.6	15.4	983.3	871.0	33.6	21.5	15.5	736.9	52.9	343.0	232.1
20/09/2014	13.8	20.9	942.9	82.6	2.3	171.0	632.4	17.8	675.0	907.1	28.3	19.9	106.7	626.8	73.2	282.0	170.9
25/09/2014	8.4	18.2	945.6	86.2	3.3	93.9	479.6	15.8	945.1	886.7	32.1	21.1	38.2	837.6	59.9	286.0	275.0
26/09/2014	7.8	20.3	942.8	89.8	1.9	123.0	347.2	18.5	600.9	886.0	31.8	21.4	35.7	711.4	54.5	574.4	253.5
27/09/2014	25.2	19.3	943.6	89.0	2.4	141.4	377.6	17.5	591.8	911.3	32.7	24.5	32.5	620.2	62.7	333.6	243.3
27/10/2014	15.6	24.4	941.2	61.9	1.7	110.0	1574.1	16.6	1958.4	788.8	30.3	9.5	20.1	573.6	71.3	263.2	251.0
03/11/2014	30.6	22.6	941.4	77.5	2.2	151.8	904.5	18.0	2210.0	770.0	36.3	13.9	24.3	773.4	54.7	166.3	223.7
04/11/2014	19.8	22.8	938.4	74.5	1.9	154.2	1068.0	17.5	590.3	927.2	24.9	18.2	27.6	783.3	77.6	238.6	242.5
05/11/2014	4.2	22.5	939.9	82.0	2.5	94.9	644.5	19.3	3320.9	663.9	42.7	6.7	41.6	756.2	56.4	358.9	235.0
10/11/2014	12.4	19.2	943.5	91.1	2.4	174.4	299.7	17.7	541.3	936.0	20.9	15.1	101.1	766.8	72.0	175.5	227.8
26/11/2014	34.0	20.9	938.1	89.2	1.7	157.4	376.8	19.0	122.4	947.2	28.5	23.8	173.4	423.1	82.2	440.9	205.5
27/11/2014	15.6	22.7	938.3	83.3	2.3	146.8	625.0	19.6	359.2	936.8	29.3	23.6	157.1	441.4	79.4	298.4	246.7
10/12/2014	12.4	20.7	941.7	86.0	2.2	91.1	488.7	18.3	856.3	889.0	29.5	19.3	70.5	682.7	79.2	279.3	199.8
11/12/2014	16.8	21.9	941.7	83.7	1.9	99.8	576.6	19.1	2044.8	784.8	33.5	12.4	93.7	789.9	68.8	204.2	235.7
23/12/2014	37.8	21.7	1669.3	88.9	2.5	113.8	409.4	19.6	1457.0	827.9	33.9	17.5	159.8	396.0	82.5	292.2	186.8

ID	Dados Meteorológicos CEAPLA						Dados Meteorológicos HYSPLIT										
	Data	Prec.	Temp.	Pressão atm	UR	Vel. Vento	Direção Vento	LCL	TPO	Altitude	Pressão atm	Temp. Pot.	Temp.	Prec. Tj.	Profund. de mist.	UR	Altura da superf.
06/01/2015	10.6	21.5	945.6	79.5	1.5	167.1	767.0	17.6	1463.7	838.6	31.7	16.6	22.1	663.8	68.3	190.1	311.9
12/01/2015	28.0	23.8	943.1	73.9	1.7	167.0	1072.9	18.4	3836.8	639.6	45.7	6.9	2.2	745.3	15.7	130.2	351.1
03/02/2015	14.2	22.3	942.7	68.3	2.2	198.6	1241.0	16.1	892.1	880.1	31.7	20.3	79.6	483.3	75.9	359.5	290.8
05/02/2015	25.0	20.4	940.3	83.3	1.8	154.0	610.8	17.3	71.2	974.3	24.7	22.4	69.1	632.5	74.2	248.7	260.5
06/02/2015	13.4	19.8	936.0	79.9	2.3	147.4	711.9	16.3	206.0	941.5	29.7	24.4	126.4	400.5	74.2	413.9	272.8
08/02/2015	0.4	22.9	937.9	71.0	1.3	192.0	1258.4	16.6	1105.7	876.3	28.4	17.0	64.4	680.7	82.5	156.3	294.1
09/02/2015	3.8	25.9	943.6	63.4	1.6	117.8	1491.9	18.5	660.3	881.6	32.9	21.8	42.7	522.2	70.2	547.6	329.4
10/02/2015	12.8	26.1	942.1	65.5	0.0	0.0	1420.4	19.0	403.2	954.5	25.4	21.2	351.3	664.8	83.5	137.6	208.3
11/02/2015	70.2	21.5	943.1	89.2	0.0	0.0	374.6	19.7	198.6	952.0	27.4	23.0	131.4	403.6	86.1	338.6	170.3
18/02/2015	47.2	20.3	941.1	88.2	1.6	120.8	413.8	18.3	386.2	908.7	30.1	21.7	155.2	304.5	77.3	563.8	235.7
19/02/2015	9.6	20.5	940.9	89.5	0.0	0.0	359.6	18.8	772.2	879.1	31.7	20.2	127.5	393.2	79.4	502.3	247.0
20/02/2015	12.4	24.0	941.2	73.7	2.5	70.6	1070.1	18.7	769.9	909.5	27.5	19.1	39.4	849.2	82.9	202.6	263.1
25/02/2015	7.8	19.6	946.2	86.4	1.6	111.7	478.1	17.2	346.5	964.8	26.0	22.7	36.1	776.4	75.6	148.6	302.8
26/02/2015	52.6	20.0	946.3	89.9	4.6	172.8	351.5	18.2	422.2	941.2	26.7	21.2	11.6	768.1	77.4	268.6	299.7
28/02/2015	1.4	23.0	942.0	68.7	0.0	0.0	1258.0	16.7	1253.6	865.4	31.3	18.6	36.8	513.7	70.6	161.8	301.3
06/03/2015	5.0	22.3	941.5	82.1	2.0	145.5	658.6	19.0	6232.6	485.0	54.0	-13.5	5.2	717.1	37.6	460.1	276.2
11/03/2015	0.2	25.7	937.4	69.1	1.8	215.6	1193.9	19.8	272.4	952.9	28.5	24.1	114.5	400.4	77.5	245.3	266.1
12/03/2015	14.4	22.7	940.9	78.4	1.7	173.4	809.4	18.7	1652.1	808.0	34.2	15.9	22.7	422.9	78.2	295.5	283.5
17/03/2015	12.6	19.4	942.8	90.7	1.5	124.9	317.2	17.8	120.3	902.1	29.9	21.0	155.8	324.7	78.4	871.8	249.3
19/03/2015	4.6	20.5	944.3	85.7	1.2	151.0	497.5	18.0	287.9	930.7	29.6	23.2	55.5	572.5	73.7	468.2	261.5
22/03/2015	39.2	20.2	940.6	85.6	1.3	130.7	521.8	17.6	269.2	938.4	27.1	21.5	77.0	217.8	87.7	385.8	151.3
23/03/2015	29.0	20.6	941.5	84.4	1.3	125.1	556.1	17.8	1131.3	852.4	29.9	16.1	71.3	643.7	74.6	383.7	253.1
30/03/2015	7.4	23.3	942.7	83.3	1.6	193.8	605.6	20.2	649.3	888.9	30.5	20.3	87.4	274.5	84.5	497.0	220.6
31/03/2015	8.2	21.6	943.3	87.1	1.4	133.4	455.0	19.3	572.6	919.6	29.9	22.5	77.2	415.8	75.8	283.4	245.4
14/04/2015	21.6	21.5	943.6	80.3	1.7	167.3	801.8	17.5	896.2	875.1	26.7	14.6	10.3	759.1	61.8	454.8	211.3
26/04/2015	0.2	18.2	947.1	87.1	2.1	215.3	438.2	16.0	553.1	916.7	11.6	4.0	15.6	1167.0	68.9	194.7	89.7
05/05/2015	12.2	19.1	943.8	86.3	2.4	89.3	483.8	16.7	4705.1	568.7	48.0	-0.2	17.4	768.8	16.3	167.3	153.1
19/05/2015	0.8	18.9	949.8	79.2	0.9	170.6	747.6	15.2	2350.8	740.2	36.0	10.1	23.2	339.9	72.1	389.6	177.8
20/05/2015	6.6	19.6	947.9	82.5	1.3	187.8	623.2	16.5	2419.3	648.6	43.2	5.3	11.1	334.7	61.5	1465.9	194.8
29/05/2015	5.4	17.3	944.1	84.8	1.6	153.4	523.5	14.6	1619.8	639.0	44.5	4.1	63.4	372.7	61.9	2477.0	191.8
16/06/2015	1.6	14.6	945.7	83.8	2.1	181.6	545.3	11.9	1864.3	778.6	34.8	12.5	36.0	527.4	58.2	494.3	180.9
01/07/2015	0.8	16.1	945.9	80.6	2.0	76.2	663.0	12.8	862.3	894.5	19.5	10.0	28.2	1097.9	73.4	248.9	131.7
02/07/2015	2.4	16.0	948.5	87.2	1.5	134.3	427.4	13.8	337.4	936.2	27.4	21.6	3.3	478.0	59.1	395.9	200.1
04/07/2015	1.6	16.7	944.1	89.8	1.3	186.1	342.4	15.0	126.4	964.2	24.5	21.3	22.5	801.3	60.4	362.0	181.1
05/07/2015	7.8	17.7	945.8	82.5	1.5	183.0	634.9	14.5	467.9	924.8	27.4	20.5	65.2	508.6	68.8	353.8	144.5
07/07/2015	0.2	23.3	945.8	50.2	1.4	140.8	2178.9	12.4	2892.3	690.6	39.5	7.8	0.6	452.5	40.1	407.7	208.6
08/07/2015	12.4	17.1	946.9	89.5	1.1	105.0	354.9	15.3	3031.8	659.3	41.7	4.5	4.5	541.5	49.0	786.9	198.7
09/07/2015	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4615.1	594.4	41.6	-6.7	19.2	672.5	56.3	237.2	134.6
27/07/2015	0.4	14.6	945.8	92.7	1.3	203.0	238.6	13.4	4914.1	563.6	46.0	-6.5	0.7	695.8	31.3	371.3	162.6
25/08/2015	6.6	16.8	946.3	85.0	2.4	187.3	511.9	14.3	2688.4	715.1	39.5	10.6	4.3	549.1	44.1	333.8	242.0
26/08/2015	6.4	16.9	946.2	86.8	2.3	165.5	457.5	14.6	4960.0	559.9	47.4	-4.8	2.3	640.9	34.8	265.7	210.1
28/08/2015	12.4	15.6	948.6	87.4	2.2	137.3	420.6	13.5	6212.6	469.5	38.7	-24.3	10.0	884.9	34.5	102.6	150.7
08/09/2015	33.2	18.9	940.2	83.1	2.1	105.8	616.5	15.8	1159.4	861.7	33.4	20.1	12.5	857.9	52.9	316.0	258.2

ID	Dados Meteorológicos CEAPLA						Dados Meteorológicos HYSPLIT										
	Data	Prec.	Temp.	Pressão atm	UR	Vel. Vento	Direção Vento	LCL	TPO	Altitude	Pressão atm	Temp. Pot.	Temp.	Prec. Tj.	Profund. de mist.	UR	Altura da superf.
09/09/2015	55.2	17.7	938.8	89.3	3.1	119.4	362.4	15.9	2673.0	720.1	37.9	9.7	24.7	691.3	65.3	267.6	231.6
26/09/2015	24.6	20.7	944.6	83.0	2.0	124.7	671.6	17.4	152.1	941.4	33.7	28.3	3.3	841.6	32.7	484.1	264.7
28/09/2015	11.0	19.9	941.6	85.4	1.6	111.9	501.9	17.4	1343.6	850.7	31.5	17.5	18.8	857.8	75.5	195.1	240.6
01/10/2015	6.8	20.1	941.8	82.4	2.1	139.7	619.8	17.0	1383.1	837.9	34.1	18.7	7.6	723.3	66.0	277.8	255.8
14/10/2015	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	118.0	982.6	24.7	23.0	0.1	819.9	67.5	198.0	280.4
22/10/2015	2.0	21.2	943.4	79.1	2.5	91.9	741.4	17.5	448.6	923.9	33.8	26.5	2.4	847.0	49.7	373.5	281.4
23/10/2015	22.4	21.7	942.3	75.2	2.4	139.0	1018.7	16.6	1189.9	864.2	33.3	20.1	8.2	947.6	63.8	259.3	268.6
26/10/2015	3.2	17.7	946.4	86.2	2.4	187.7	469.4	15.4	799.1	911.4	25.6	17.6	5.8	839.1	82.4	149.2	222.2
27/10/2015	10.0	22.4	943.3	79.9	2.4	135.9	756.0	18.6	1641.7	799.5	36.5	16.7	45.5	714.7	69.1	461.9	285.0
03/11/2015	7.6	21.5	941.2	88.8	2.2	114.2	415.2	19.4	194.6	942.8	30.4	25.3	167.6	454.3	72.9	423.2	240.8
04/11/2015	12.4	21.8	943.5	90.1	1.6	91.8	344.3	20.0	616.8	905.3	31.9	23.1	152.6	437.8	73.6	363.8	230.6
05/11/2015	8.0	21.1	942.4	90.7	1.5	145.5	322.4	19.5	305.9	933.8	30.8	24.8	139.1	368.8	72.1	395.2	218.6
09/11/2015	1.4	22.6	943.7	77.2	2.0	196.0	876.4	28.2	883.0	886.9	32.5	21.6	9.5	785.2	63.9	330.4	282.4
17/11/2015	26.0	20.6	942.4	85.3	1.7	166.3	552.1	17.9	2392.8	740.7	41.6	13.8	49.2	745.2	43.2	478.8	302.7
18/11/2015	10.8	21.3	939.1	80.4	2.1	178.4	750.9	17.5	3582.6	651.3	43.7	6.4	8.8	819.6	32.1	222.2	276.0
23/11/2015	12.2	23.1	940.7	78.8	1.6	168.4	782.8	19.2	1080.4	873.3	26.6	15.0	47.2	690.4	63.7	167.1	286.8
24/11/2015	18.4	21.8	938.5	86.8	1.7	155.2	484.8	19.4	885.4	883.5	33.0	22.1	51.7	628.4	71.5	293.5	273.2
25/11/2015	15.4	19.3	939.4	92.6	1.6	104.7	249.4	18.1	107.1	950.6	30.4	26.0	132.3	462.8	72.2	402.1	262.1
30/11/2015	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2087.5	750.8	38.8	13.9	109.5	538.9	77.7	508.4	264.7
01/12/2015	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	154.8	914.9	32.1	24.3	136.2	430.0	73.4	715.2	273.3
03/12/2015	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1249.7	859.4	32.4	18.6	19.0	717.3	75.7	247.8	287.9
04/12/2015	12.8	22.6	941.6	86.4	2.0	201.0	513.9	20.0	1315.9	844.6	33.8	19.2	72.4	576.0	72.9	263.2	271.0
05/12/2015	22.8	21.9	939.2	81.4	1.5	185.6	684.8	18.5	1917.2	792.1	36.5	16.4	11.1	792.5	47.7	219.1	274.6
07/12/2015	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	657.3	918.9	32.2	24.7	72.4	678.6	66.0	185.1	257.9
14/12/2015	0.8	24.5	942.4	74.6	0.0	0.0	1062.1	19.1	700.3	892.8	33.0	22.9	77.8	487.8	69.5	426.8	279.5
16/12/2015	21.2	21.7	943.3	90.5	2.2	115.4	347.6	19.9	640.8	892.3	33.6	23.5	86.4	466.8	65.4	481.4	283.4
20/12/2015	55.2	21.2	944.4	86.3	0.0	0.0	527.7	18.6	1477.3	834.9	31.8	15.7	14.2	723.9	74.7	275.4	309.7
23/12/2015	2.6	22.6	941.2	84.1	1.9	97.8	565.4	19.8	428.6	948.5	27.0	22.0	38.9	849.3	72.7	214.1	300.8
26/12/2015	6.6	23.6	942.7	78.6	1.5	129.8	778.0	19.8	386.5	947.4	26.0	21.3	50.4	753.3	77.7	229.5	297.4
28/12/2015	12.8	20.9	940.4	94.7	1.6	86.7	182.3	20.0	707.8	898.1	32.4	22.9	49.0	567.2	71.0	359.4	257.6
29/12/2015	8.4	21.7	943.0	91.9	2.4	89.5	295.7	20.2	3113.7	684.5	40.2	7.8	14.1	781.8	66.1	259.9	263.2
30/12/2015	6.2	22.6	945.1	79.1	2.5	66.5	759.1	18.8	140.4	975.5	26.7	24.4	38.0	894.6	71.6	225.3	256.5
02/01/2016	1.2	23.3	941.9	87.8	1.6	145.8	425.8	21.1	381.3	944.3	29.8	24.6	83.9	632.0	75.7	243.0	267.9
03/01/2016	3.0	24.0	941.1	83.2	1.5	169.9	599.3	21.0	650.3	880.5	32.1	20.8	136.9	439.9	73.3	604.8	230.4
04/01/2016	3.6	23.0	940.7	85.3	1.7	218.1	516.1	20.4	57.1	990.5	14.0	13.2	91.7	703.5	80.4	68.7	245.5
11/01/2016	0.2	21.8	941.5	91.7	2.2	93.5	285.8	20.3	752.9	898.0	29.9	20.7	165.7	503.6	87.2	292.2	183.6
12/01/2016	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	385.0	932.4	29.0	22.8	318.9	328.3	85.2	330.2	131.3
13/01/2016	0.2	21.9	940.5	100.0	0.0	0.0	0.0	21.9	284.5	948.2	27.2	22.6	240.3	552.8	90.0	280.3	166.7
14/01/2016	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	322.2	930.6	28.9	22.6	162.2	434.0	88.8	403.6	137.5
15/01/2016	12.4	22.6	940.1	97.6	0.0	0.0	81.8	22.2	249.0	949.5	27.8	23.3	93.0	479.7	88.8	295.7	175.4
18/01/2016	34.2	23.3	938.5	94.4	1.9	164.9	193.0	22.3	1638.3	824.8	30.3	12.9	7.3	673.8	68.2	201.3	315.0
20/01/2016	9.8	21.8	940.3	75.9	2.5	200.4	873.4	17.4	1011.0	889.7	19.5	9.1	10.7	1078.2	64.7	96.7	299.7
25/01/2016	0.2	23.2	941.8	73.4	1.5	136.5	987.7	18.3	309.4	925.1	29.4	22.6	163.4	478.0	83.3	478.8	199.5

ID	Dados Meteorológicos CEAPLA						Dados Meteorológicos HYSPLIT										
	Data	Prec.	Temp.	Pressão atm	UR	Vel. Vento	Direção Vento	LCL	TPO	Altitude	Pressão atm	Temp. Pot.	Temp.	Prec. Tj.	Profund. de mist.	UR	Altura da superf.
28/01/2016	5.2	22.6	939.2	88.1	1.6	142.4	414.0	20.6	130.0	950.5	25.5	20.9	50.6	597.8	75.0	442.9	328.0
29/01/2016	5.0	22.7	942.7	85.7	1.5	169.8	500.9	20.2	298.2	943.3	28.6	22.5	157.1	346.9	86.9	416.5	165.0
30/01/2016	11.2	21.9	942.3	99.9	1.6	121.8	2.5	21.9	361.5	950.9	28.4	23.8	77.2	725.9	77.2	221.7	243.3
16/02/2016	25.2	21.5	939.8	94.6	2.2	133.1	184.1	20.6	226.4	918.4	30.9	23.4	128.6	367.4	72.3	629.6	323.9
24/02/2016	39.8	23.2	943.6	81.1	0.0	0.0	676.8	19.8	309.5	962.4	27.3	23.8	22.2	793.8	74.9	184.3	294.5
25/02/2016	24.8	20.7	945.9	96.4	0.0	0.0	120.5	20.1	295.2	937.9	28.5	22.8	51.8	677.7	76.3	397.6	309.9
27/02/2016	1.6	25.7	940.5	67.4	0.0	0.0	1274.8	19.4	3145.4	686.3	41.7	8.9	35.7	665.7	67.0	238.4	302.0
28/02/2016	20.2	21.8	940.7	93.7	0.0	0.0	214.4	20.7	1413.3	833.0	32.9	17.2	26.2	743.7	69.7	299.2	298.6
29/02/2016	2.6	24.9	942.1	75.5	0.0	0.0	909.3	20.3	1999.5	789.6	36.0	15.3	86.4	534.9	84.5	181.4	219.6
01/03/2016	5.6	20.7	943.9	93.3	1.6	184.1	227.5	19.5	52.1	998.8	24.2	24.0	72.0	527.5	82.7	60.1	242.6
02/03/2016	3.6	20.0	946.7	92.8	1.8	189.7	245.4	18.7	407.5	896.8	30.7	21.3	89.1	425.0	81.7	665.0	256.3
03/03/2016	23.0	21.1	945.6	91.8	1.3	165.0	281.8	19.7	250.6	954.6	28.2	24.0	21.3	718.7	70.8	287.3	304.8
04/03/2016	9.4	22.5	942.9	84.9	1.7	108.3	531.0	19.9	273.8	944.4	31.2	26.2	34.5	471.6	67.9	327.7	298.6
07/03/2016	20.4	22.9	941.8	82.5	1.4	115.8	620.8	19.8	316.7	949.6	28.2	23.6	113.9	457.2	80.2	244.4	241.4
09/03/2016	1.2	22.7	944.5	77.5	0.0	0.0	813.9	18.6	1024.4	890.4	27.5	17.4	14.8	948.3	75.8	149.1	275.1
11/03/2016	12.0	22.9	940.5	87.6	1.9	74.6	432.1	20.7	151.3	948.6	29.6	25.0	140.0	383.7	77.1	405.3	269.3
14/03/2016	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	393.9	954.4	22.4	18.4	30.3	749.1	81.0	127.0	232.9
16/03/2016	11.4	20.7	946.6	87.8	1.6	179.6	418.6	18.6	303.3	959.2	23.6	20.0	30.5	603.0	78.2	196.6	235.8
17/03/2016	7.2	22.3	948.1	84.5	1.6	206.4	543.7	19.5	417.3	961.3	22.8	19.3	21.7	852.8	81.8	101.5	236.5
24/03/2016	27.0	21.8	944.4	81.6	1.4	150.9	649.3	18.5	234.4	943.2	28.4	23.2	33.9	384.0	75.0	423.1	282.5
26/03/2016	6.0	21.9	943.5	84.8	1.3	122.0	533.3	19.3	2782.5	699.5	39.7	8.9	25.1	514.1	58.9	436.2	285.9
28/03/2016	1.2	26.0	944.1	75.0	1.5	136.2	936.2	21.3	539.9	919.5	31.1	23.6	106.2	356.1	77.7	327.9	264.5
13/04/2016	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2415.1	743.7	37.9	11.9	2.1	544.6	41.9	317.9	220.6
27/04/2016	3.6	19.6	937.5	79.6	2.3	174.1	715.1	16.0	3519.9	645.1	44.2	5.0	16.6	938.9	30.0	454.1	191.4
10/05/2016	1.8	25.9	945.3	85.0	1.5	181.4	538.0	23.2	4199.8	584.1	47.3	-0.9	1.6	473.1	31.3	677.9	222.4
11/05/2016	3.0	18.0	944.1	85.4	1.9	192.1	497.2	15.5	568.4	923.6	30.2	23.2	36.1	611.4	70.5	270.0	214.9
17/05/2016	4.2	20.4	945.0	80.9	2.5	86.8	671.7	17.1	3932.9	628.9	45.9	5.3	4.6	670.2	30.2	192.2	181.2
19/05/2016	0.6	17.2	944.3	94.0	1.3	174.6	199.0	16.2	3228.9	697.5	32.4	-0.3	9.6	847.6	44.2	163.5	130.5
21/05/2016	3.0	18.8	948.4	88.4	2.1	167.2	392.5	16.3	2549.6	717.9	39.6	10.2	49.4	414.5	66.1	523.9	226.6
22/05/2016	0.8	19.2	946.2	86.9	2.0	113.4	447.7	16.9	1190.6	839.9	32.6	17.5	23.4	484.6	74.7	471.1	209.0
23/05/2016	0.8	21.2	946.9	77.1	2.2	139.9	820.6	17.0	4639.5	584.9	41.5	-6.3	12.8	593.8	36.5	189.6	139.8
31/05/2016	6.0	15.4	945.9	91.8	1.7	110.0	271.0	14.0	441.7	943.1	22.6	17.5	18.5	362.5	76.8	221.4	168.9
01/06/2016	1.4	19.6	945.0	88.0	1.7	116.7	409.1	17.5	505.0	935.6	24.2	18.5	7.6	371.1	77.0	222.9	178.2
02/06/2016	34.8	19.5	943.7	84.1	1.4	115.1	547.5	16.8	419.0	935.1	26.3	20.5	15.7	336.9	76.7	304.3	183.0
03/06/2016	46.6	17.4	942.6	87.1	1.8	148.5	433.6	15.2	471.6	936.6	21.5	15.9	32.3	326.6	84.2	241.2	108.2
04/06/2016	18.0	18.9	943.2	94.1	1.7	73.3	197.2	18.0	358.2	949.6	22.0	17.4	11.3	414.2	73.8	235.6	136.1
05/06/2016	21.2	20.0	941.3	94.5	1.0	175.6	185.8	19.1	270.7	966.2	22.5	19.5	38.5	320.8	83.0	156.5	131.8
06/06/2016	14.6	20.6	941.5	91.6	1.2	117.5	285.4	19.2	837.1	893.5	31.8	22.0	17.5	389.1	74.3	261.9	222.8
07/06/2016	40.2	20.4	940.8	92.9	1.6	159.0	241.9	19.1	335.5	957.2	27.7	23.8	30.9	341.9	82.0	160.1	197.1
18/07/2016	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4196.7	601.8	31.2	-10.6	60.6	753.0	39.5	92.4	95.4
16/08/2016	8.2	21.3	944.4	69.8	2.0	155.3	1130.5	15.7	1203.7	861.5	30.5	17.3	6.8	551.8	40.6	249.6	210.5
22/08/2016	2.2	17.8	951.0	80.1	2.1	204.6	687.8	14.4	8703.7	309.1	43.0	-50.1	41.5	919.6	18.9	59.9	78.4
01/09/2016	18.0	16.4	948.6	94.5	0.6	167.5	181.1	15.4	3181.8	711.5	28.9	-4.1	85.1	570.1	56.8	183.7	152.6

ID	Dados Meteorológicos CEAPLA						Dados Meteorológicos HYSPLIT										
	Data	Prec.	Temp.	Pressão atm	UR	Vel. Vento	Direção Vento	LCL	TPO	Altitude	Pressão atm	Temp. Pot.	Temp.	Prec. Tj.	Profund. de mist.	UR	Altura da superf.
03/09/2016	4.6	18.3	948.4	75.9	0.6	199.0	854.0	14.0	1096.2	868.8	30.1	17.4	2.9	889.9	62.6	343.7	248.6
06/06/2016	1.6	18.7	947.1	81.8	0.6	165.7	631.0	15.5	196.2	974.1	23.8	21.3	8.5	980.5	66.3	232.1	224.3
07/09/2016	8.4	17.3	949.1	87.4	0.8	169.9	425.2	15.1	628.5	923.7	26.4	19.1	11.3	889.1	68.7	280.4	217.1
17/09/2016	1.4	16.9	946.8	66.6	1.7	238.7	1233.5	10.7	707.7	901.9	32.8	23.4	0.6	614.4	49.6	355.7	252.3
04/10/2016	1.8	17.3	944.1	79.4	1.0	215.5	713.4	13.8	753.1	901.7	27.9	18.5	11.1	612.3	53.8	318.1	267.1
14/10/2016	15.0	20.3	943.4	81.5	1.5	120.6	647.2	17.0	1284.6	860.3	31.4	18.5	32.3	794.9	53.1	146.6	233.8
21/10/2016	2.8	20.2	940.4	74.3	1.6	174.5	930.9	15.6	1456.6	809.8	35.8	17.5	46.0	464.2	65.5	502.0	284.2
25/10/2016	22.6	21.0	942.7	82.3	1.2	0.0	622.5	17.9	365.1	955.4	26.1	21.7	25.0	824.5	76.6	197.7	261.5
26/10/2016	17.2	21.2	943.4	89.9	0.8	184.1	254.2	19.9	594.1	922.7	27.2	20.2	33.5	776.5	78.5	246.1	263.0
27/10/2016	35.6	22.1	940.3	81.0	0.8	164.9	674.5	18.8	1339.0	832.9	35.2	18.8	56.0	559.4	65.5	410.8	262.5
28/10/2016	0.6	28.2	938.6	67.4	1.5	0.0	1295.3	21.7	5979.5	475.0	35.7	-25.5	38.2	680.2	46.2	186.8	227.5
04/11/2016	10.6	19.3	947.2	85.8	0.8	170.5	488.1	16.9	784.2	902.2	30.7	21.4	125.8	500.2	76.0	252.4	222.2
07/11/2016	33.2	18.9	945.6	68.8	0.8	171.3	1155.5	13.1	2114.6	763.7	35.4	10.4	42.3	742.9	82.2	518.9	247.7
10/11/2016	5.4	18.8	942.1	67.0	1.1	0.0	1232.5	12.6	260.0	926.8	30.3	23.7	99.2	562.2	67.2	519.3	267.2
18/11/2016	0.2	20.3	938.7	77.8	0.7	161.4	790.9	16.3	774.9	887.3	20.4	10.2	28.0	1040.7	70.7	317.1	283.4
23/11/2016	0.6	19.1	941.1	80.6	0.4	0.0	674.9	15.7	4341.3	586.8	38.0	-9.1	14.9	577.0	65.8	359.2	285.8
28/11/2016	4.8	22.2	942.9	75.9	0.7	121.2	877.2	17.9	784.3	866.5	32.8	20.3	128.1	340.8	78.8	575.9	222.8
29/11/2016	0.4	25.4	942.9	78.6	0.5	157.1	783.6	21.5	125.8	955.3	26.5	22.4	111.0	610.3	74.5	402.6	307.6
04/12/2016	17.2	25.3	941.2	72.5	0.9	168.3	1038.7	20.1	909.8	864.1	33.8	21.0	58.0	518.3	72.0	478.4	270.3
08/12/2016	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1545.3	820.9	33.9	16.4	37.8	617.5	61.7	308.3	321.5
09/12/2016	7.6	26.3	940.6	77.3	1.1	138.8	844.0	22.1	1235.2	851.4	34.1	20.2	33.6	604.0	72.7	260.9	276.0
10/12/2016	19.6	25.6	939.3	83.5	0.7	116.5	593.7	22.6	1072.5	874.0	32.6	21.0	47.4	563.7	74.5	200.1	244.5
12/12/2016	1.6	25.9	939.2	83.3	1.1	223.5	604.5	22.9	178.1	966.5	29.1	26.1	76.5	602.7	71.9	202.4	269.9
13/12/2016	4.0	26.0	938.5	84.5	0.8	181.5	557.3	23.2	143.5	959.6	27.8	24.2	117.3	503.4	75.3	281.1	267.9
14/12/2016	6.4	26.1	937.9	80.8	0.5	142.8	702.3	22.6	1270.4	852.7	33.5	19.3	84.1	565.1	75.4	230.7	276.6
19/12/2016	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	475.0	953.5	23.5	19.2	16.2	686.1	86.1	114.4	287.2
20/12/2016	9.2	24.6	943.1	77.3	0.9	148.5	834.6	20.4	622.4	935.6	24.6	18.5	8.0	770.1	80.0	150.5	279.2
21/12/2016	10.2	24.9	942.7	69.5	1.1	108.4	1169.2	19.1	507.0	946.1	24.0	19.0	6.1	800.7	81.8	147.2	277.3
22/12/2016	20.6	24.4	943.2	84.5	0.7	167.5	551.5	21.6	1753.0	814.9	31.1	13.7	10.4	799.3	60.8	146.7	307.2
24/12/2016	7.6	26.3	944.4	76.0	0.8	136.1	895.8	21.8	950.0	897.2	27.0	17.4	10.7	624.4	80.9	170.0	330.2
26/12/2016	24.0	26.8	940.6	67.3	1.0	149.1	1289.5	20.4	402.9	928.3	28.0	21.4	21.0	682.1	76.1	391.7	324.0
28/12/2016	2.6	27.5	942.9	65.8	2.6	162.9	1368.3	20.7	169.8	945.9	28.3	23.3	20.3	626.1	74.8	453.6	314.3
29/12/2016	8.9	26.9	944.3	70.8	1.0	146.2	1127.8	21.3	2055.2	774.8	38.1	14.9	25.5	565.6	63.4	346.3	308.3
30/12/2016	3.4	26.6	940.8	66.0	0.8	130.2	1348.0	19.9	313.0	945.3	27.8	22.6	14.7	721.0	73.7	330.9	332.7
01/01/2017	12.2	25.3	943.3	81.6	1.3	20.1	690.4	21.9	533.3	925.1	27.7	20.9	30.3	717.9	74.4	280.3	273.1
04/01/2017	5.4	26.1	938.4	87.3	2.5	237.1	453.1	23.8	271.0	946.9	28.4	23.4	9.1	721.8	70.4	352.0	303.0
10/01/2017	73.8	20.9	940.7	96.7	2.0	120.1	110.6	20.4	167.6	939.1	30.3	24.7	101.4	421.1	72.1	487.0	266.4
11/01/2017	13.2	21.0	940.2	96.7	1.2	137.0	112.4	20.4	804.4	875.4	33.6	22.0	102.4	470.6	69.0	467.2	310.6
12/01/2017	3.8	22.0	940.9	95.3	1.4	158.2	158.8	21.2	197.6	921.5	31.1	23.9	156.0	386.3	75.5	614.3	266.5
15/01/2017	9.0	20.9	940.0	96.0	2.6	101.8	120.6	20.3	937.8	845.8	34.4	19.8	64.9	445.2	71.5	626.8	281.9
17/01/2017	17.6	22.5	939.5	90.5	8.3	102.3	337.2	22.9	115.2	983.8	26.1	24.5	46.3	854.4	72.7	153.2	310.2
18/01/2017	26.2	21.4	939.8	93.9	1.5	148.7	209.7	20.3	249.4	954.4	28.1	23.9	157.6	368.9	80.5	250.4	235.0
19/01/2017	13.8	22.1	941.2	95.8	1.6	75.3	224.8	22.2	3195.0	676.6	41.7	7.8	78.0	493.2	61.6	283.6	278.5

ID	Dados Meteorológicos CEAPLA						Dados Meteorológicos HYSPLIT										
	Data	Prec.	Temp.	Pressão atm	UR	Vel. Vento	Direção Vento	LCL	TPO	Altitude	Pressão atm	Temp. Pot.	Temp.	Prec. Tj.	Profund. de mist.	UR	Altura da superf.
20/01/2017	51.8	20.5	944.9	95.0	1.3	158.4	172.5	19.6	660.0	902.2	31.1	22.1	69.0	395.4	75.8	346.3	263.3
21/01/2017	12.4	20.2	946.2	92.8	1.2	163.9	251.0	19.0	692.9	895.7	31.3	21.6	83.2	452.4	76.1	383.0	249.8
22/01/2017	26.2	20.3	944.1	97.0	1.2	152.2	100.0	19.8	3283.3	655.0	43.0	6.4	62.9	552.7	45.8	466.5	277.2
23/01/2017	6.6	20.3	943.3	93.5	1.5	143.2	222.6	19.2	273.6	957.5	27.2	23.1	22.1	830.2	71.9	253.1	312.3
24/01/2017	2.0	21.2	942.7	0.0	1.0	146.4	287.8	19.7	2442.2	731.2	37.8	11.1	43.1	622.1	65.9	352.3	295.1
25/01/2017	2.4	25.5	942.2	71.2	2.7	212.8	1407.3	18.5	1702.9	810.0	33.7	15.5	82.9	461.1	81.3	236.4	269.9
27/01/2017	23.6	21.3	944.1	92.5	1.2	100.0	256.5	20.0	379.3	927.9	29.3	22.7	87.4	346.8	77.9	390.1	231.2
28/01/2017	2.6	23.7	946.1	81.9	1.2	146.8	649.8	20.5	220.9	969.9	27.3	24.3	9.3	834.7	70.0	203.3	324.9
01/02/2017	3.6	20.5	944.4	91.6	1.7	176.0	297.1	19.0	1367.9	851.4	27.4	13.7	28.5	851.0	80.7	176.7	289.4
02/02/2017	4.6	23.7	942.0	69.8	1.2	214.8	1148.6	18.0	273.2	955.8	27.9	23.7	42.0	824.8	71.8	276.9	317.0
03/02/2017	17.4	20.6	940.4	96.5	1.6	109.1	119.3	20.0	771.8	901.9	29.5	20.4	29.7	691.0	75.9	273.1	295.4
05/02/2017	2.4	23.8	941.7	83.7	1.8	141.1	607.3	20.7	93.8	939.8	29.2	23.8	76.8	409.2	77.4	554.9	299.3
06/02/2017	2.0	25.4	939.5	88.7	1.7	198.6	432.6	23.2	409.7	915.0	29.2	21.4	72.2	490.3	79.9	483.9	303.5
07/02/2017	6.4	22.8	938.5	92.7	1.2	146.2	255.3	21.5	223.0	928.4	28.9	22.4	66.5	409.0	79.9	544.7	312.2
25/02/2017	1.2	20.3	942.3	0.0	1.6	112.8	0.0	0.0	581.4	929.1	27.1	20.5	23.9	741.9	77.7	221.2	313.2
26/02/2017	0.4	22.7	942.3	0.0	2.1	72.8	0.0	0.0	229.1	948.5	28.0	23.3	35.5	610.9	76.5	372.2	294.5
27/02/2017	0.2	23.1	943.9	68.0	1.7	52.5	1223.1	17.0	237.4	934.7	27.9	22.0	74.5	558.5	77.3	477.9	294.1