

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

**ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA ÁGUA ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) EM INTRA-EVENTOS:
DECIFRANDO A HISTÓRIA DA CHUVA NA PORÇÃO
CENTRAL DO ESTADO DE SÃO PAULO**

VINICIUS DOS SANTOS

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

RIO CLARO - SP - 2023

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

VINICIUS DOS SANTOS

ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA ÁGUA ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) EM INTRA- EVENTOS: DECIFRANDO A HISTÓRIA DA CHUVA NA PORÇÃO CENTRAL DO ESTADO DE SÃO PAULO

Tese de Doutorado 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 Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Didier Gastmans
Coorientadora: Ana María Durán-Quesada

Rio Claro - SP
2023

S237i Santos, Vinicius dos
Isótopos estáveis da água (^{18}O - ^2H) em intra-eventos :
decifrando a história da chuva na porção central do estado de
São Paulo / Vinicius dos Santos. -- Rio Claro, 2023
123 p. : il., tabs., fotos, mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Didier Gastmans
Coorientadora: Ana María Durán-Quesada

1. Chuva. 2. Isótopos estáveis. 3. Água. 4. Radar nas
geociências. 5. Geociências. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

VINICIUS DOS SANTOS

ISÓTOPOS ESTÁVEIS DA ÁGUA ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) EM INTRA- EVENTOS: DECIFRANDO A HISTÓRIA DA CHUVA NA PORÇÃO CENTRAL DO ESTADO DE SÃO PAULO

Tese de Doutorado 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
Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. DIDIER GASTMANS
CEA / UNESP / RIO CLARO (SP)

Profa. Dra. ANA MARÍA DURÁN-QUESADA
Universidad de Costa Rica / San José (Costa Rica)

Prof. Dr. RICARDO ALONSO SÁNCHEZ-MURILLO
University of Texas/ Arlington (EUA)

Prof. Dr. GILBERTO FERNANDO FISCH
UNITAU / São José dos Campos (SP)

Prof. Dr. RODRIGO LILLA MANZIONE
FCTE / UNESP / Ourinhos (SP)

Prof. Dr. LUIZ FELIPPE GOZZO
FC / UNESP / Bauru (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro/SP, 15 de dezembro de 2022.

Á família e amigos.

Á minha companheira Fran.

Á todas(os) que me ajudaram nesta vida.

Á todas(os) que lutaram pelo ensino público gratuito.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela bolsa de doutorado (Processo nº 2019/03467-3) e Bolsa de Estágio de Pesquisa no Exterior (BEPE) (Processo nº 2021/10538-4), e aos recursos do projeto coordenado pelo Didier Gastmans (Processo nº 2018/06666-4). Todos estes recursos foram imprescindíveis para realização deste trabalho. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Agradeço imensamente ao meu orientador, Didier, pela parceria desde os tempos de iniciação científica até o doutorado. Não só pela contribuição científica e de formação, mas por todas as conversas, risadas e troca de conhecimento envolvendo vida, música, futebol e variados assuntos. Agradeço a professora Ana María da Universidade da Costa Rica, pelo grande aprendizado durante o período de sanduiche, sem os quais as principais interpretações deste trabalho não teriam acontecido.

Agradeço meu Pai e Soso, por todo aporte financeiro, carinho, exemplo e confiança, sem os quais não teria tido a oportunidade de me manter na universidade e conhecer o mundo acadêmico para me tornar um doutor. A Mainha, que mesmo estando longe, diariamente envia bençãos e orações para me ajudar e proteger, minhas irmãs e sobrinha queridas, por sempre torcerem por mim.

Agradeço ao meu amor, companheira, confidente e amante, Fran, por toda dedicação, paciência, carinho e ajuda nos momentos de ansiedade e angústia que o doutorado promove. Por não desistir da gente, mesmo quando eu estava trabalhando na pesquisa em outro país.

Agradeço ao Marquinhos pela instalação do Radar e ajuda na construção da casinha de coleta da chuva, e aos amigos fundadores da diretoria do LARHIA por terem participado desta etapa da minha vida, pela ajuda, troca de conhecimentos, zoeiras e cafés ao longo do dia a dia de trabalho desta pesquisa. Também aos demais membros do grupo. Aos amigos da antiga Rep. Então pela convivência na república, e aos amigos da UNESP pelo apoio de sempre.

Agradecimentos a todas(os) as funcionárias(os) da UNESP, em especial ao Demilson do IPmet, Rosana e seção de pós-graduação do IGCE, Lu, Miriam e demais funcionários do CEA.

*“não existem fatos eternos: assim como
não existem verdades absolutas”.*
(NIETZSCHE, 2017, p.17).

RESUMO

Isótopos estáveis da molécula de água, hidrogênio ($^1\text{H}/^2\text{H}$) e oxigênio ($^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$), constituem excelentes traçadores da movimentação da água no ciclo hidrológico. Devido a necessidade de entender como o ciclo da água tem respondido às mudanças climáticas, este estudo buscou compreender a formação e evolução isotópica dos tipos de chuva, principalmente convectivas e estratiformes, que tem sido tema de interesse na comunidade de isotopia. Foram analisadas 312 amostras de isótopos em 18 intra-eventos (coletados a cada 5-10-30 minutos) entre setembro/2019 e fevereiro/2021. Com um Micro Radar de Chuva, imagens do satélite GOES-16 e uma estação meteorológica compacta, estes eventos foram classificados em chuvas convectivas, estratiformes, mistas e não-classificadas. Estes tipos de chuva foram formados pela interação entre umidade (proveniente do Oceano Atlântico, com 3 caminhos distintos até chegar no estado de São Paulo, o próprio Oceano Atlântico, Sul do Brasil e floresta Amazônica) e sistemas atmosféricos variados (Frentes frias, Zona de convergência do Atlântico Sul e Instabilidades termais). Os 3 caminhos da umidade geraram um vapor que caracteriza a história pretérita das chuvas (influência regional), perdendo isótopos pesados ao longo do caminho. Por diferentes mecanismos, este esgotamento foi ampliado ou modificado localmente durante a formação das chuvas. Assim, chuvas convectivas revelaram as diferenças diurnas da atividade convectiva, produzindo valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativos (menos negativos) durante o dia (noite), enquanto as chuvas estratiformes refletiram o ciclo de vida, de fases de desenvolvimento (com $\delta^{18}\text{O}$ enriquecidos), fase madura ($\delta^{18}\text{O}$ moderados) e de dissipação ($\delta^{18}\text{O}$ mais negativos). Em chuvas convectivas e estratiformes, estes valores mais empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ (-8 ~ -16‰) representam esgotamento máximo de isótopos pesados (destilação Rayleigh), amplificando os processos regionais, que foram modificados por processos evaporativos locais, durante a queda das gotas de chuva, produzindo $\delta^{18}\text{O}$ enriquecido (>-7 ~ 3‰) e menores valores de d -excess (<10‰). Tal interpretação foi confirmada com bons ($r > 0,50$) e significativos ($p < 0,05$) modelos de regressão lineares. Os resultados apresentados geraram dados observacionais finos que podem ser utilizados em modelos climáticos e preenchem uma lacuna na discussão dos controles climáticos sobre a composição isotópica no interior continental de áreas tropicais.

Palavras-chave: Isótopos estáveis da água, tipos de chuva, micro radar de chuva.

ABSTRACT

Stable isotopes of water, hydrogen ($^1\text{H}/^2\text{H}$) and oxygen ($^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$) are powerful tracers of water movement in the hydrological cycle. Due to the necessity to understand how the hydrological cycle has the answer to climate change, this study's purpose is to understand the isotopic rainfall formation and evolution in rainfall types, mainly convective and stratiform, that has been a topic of interest in isotopes community. The 312 isotope samples in 18 intra-events (collected in 5-10-30 minutes intervals) were analyzed between September/2019 to February/2021. The Micro Rain Radar, GOES-16 satellite imagery and compact weather station were used to classify the rainfall types into convective, stratiform, mixed and no-classified. These rainfall types were formed by the interaction between humidity (from the Atlantic Ocean, with 3 pathways arriving in the São Paulo state, the Atlantic Ocean, South of Brazil and the Amazon Forest) and varied atmospheric systems (e.g., Cold fronts, South America Convergence Zone, thermal instability). The 3 humidity pathways generated a vapor that characterized the past rainfall (regional influence) before the local formation, with depletion in heavy isotopes during these pathways. Due to distinct mechanisms, this depletion was amplified and modified during local rainfall formation. Thus, convective rainfall reveals the diurnal difference in convective activity, generating more negative (less negative) $\delta^{18}\text{O}$ values during day (night), while stratiform rainfall reflected the life cycle, of developing phases (with enriched $\delta^{18}\text{O}$ values), the mature phase ($\delta^{18}\text{O}$ moderate), and the dissipating phase (negative $\delta^{18}\text{O}$ values). In the convective and stratiform rainfall, the negative $\delta^{18}\text{O}$ values ($-8 \sim -16\text{‰}$) represented the heavy depletion in isotopes, amplified the regional processes, that they were modified by local evaporative processes, during the falling raindrops, resulting in enriched $\delta^{18}\text{O}$ values ($>-7 \sim 3\text{‰}$) and lower d -excess ($<10\text{‰}$). This interpretation was confirmed by good ($r > 0,50$) and significative ($p < 0,05$) linear regression models. Our findings generated an excellent observational dataset that could be used in climatic models and help to answer the gap of interpretations about the climatic control in the isotopic composition of rainfall in inland tropical areas.

Keywords: Stable isotopes of water, rainfall type, micro rain radar.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Representação da dinâmica e dos processos microfísicos e perfil vertical de um radar meteorológico. Formação dos hidrometeoros e ecos do radar em chuvas convectivas (A, C e E) e estratiformes (B, D e F).....	6
Figura 2. Sistemas atmosféricos sinóticos atuantes sobre o Brasil que geram chuva em Rio Claro (SP). (A) mapa de localização do ponto de coleta dos isótopos em Rio Claro, com a América do Sul no quadro superior esquerdo e o estado de São Paulo no quadro inferior esquerdo. (B) Inverno e (C) Verão.	12
Figura 3. Características gerais dos isótopos estáveis da água.....	16
Figura 4. Relação entre as escalas espaciais, temporais dos sistemas atmosféricos e as diferentes escalas de coleta da composição isotópica da chuva.....	19
Figura 5. Tendências isotópicas da chuva de intra-eventos. A(I) tendência em forma de V e ou W, geralmente ocorre em chuvas convectivas A(II); B(I) tendência decrescente, geralmente ocorre em chuvas estratiformes B(II); C tendências em forma de L, D crescente, E estacionária; F Relação entre a composição isotópica da chuva e temperatura (T - °C), umidade relativa do ar (UR - %) e taxa de chuva (TC - mm).	25
Figura 6. Fluxograma resumindo os aparelhos, modelos, plataformas, materiais e atividades desenvolvidas em cada uma das etapas de trabalho.....	29
Figura 7. Procedimentos e materiais de coleta dos intra-eventos de chuva. A estrutura de metal para coleta da chuva, B frasco de plástico que armazena a chuva, C seringa D filtragem da amostra E frasco de plástico com batoque e tampa F conjunto de amostras de um intra-evento etiquetadas.	30
Figura 8. Aparelhos meteorológicos instalados no CEA. À esquerda, Micro Radar de Chuva (MRC); à direita a estação meteorológica compacta (EMC); os dados do MRC são transmitidos e registrados no computador (parte inferior da figura).	33
Figura 9. Processamento de imagens do satélite GOES-16. Imagens de diferentes dimensões foram obtidas: A Américas, B estado de São Paulo, e C pixel sobre o ponto de coleta em Rio Claro para obtenção dos valores de temperatura de brilho (Tb). ..	35
Figura 10. Síntese da classificação dos tipos de chuva. Quadro A ilustra a queda dos hidrometeoros em chuvas estratiformes e ou mistas capturados pelo radar. Quadro B ilustra a queda dos hidrometeoros em chuvas convectivas, não classificadas e ou mistas.	39
Figura 11. Perfil vertical de refletividade corrigida (Zc) do MRC para os tipos de chuva.	

No eixo vertical alturas de medição do MRC e no eixo horizontal o tempo, com destaque para hora inicial e final do intra-evento coletado.	48
Figura 12. Perfil vertical com valores de velocidade de queda (w) do MRC para os tipos de chuva. Idem a figura 11.	48
Figura 13. Box-plots dos parâmetros do MRC de todos os intra-eventos coletados, separados pelos tipos de chuva. Quadrado em vermelho indica a média aritmética.	49
Figura 14. Diferenças entre alturas de medição do MRC para chuvas estratiformes e mistas.	50
Figura 15. Box-plots dos parâmetros meteorológicos da EMC. Quadrado em vermelho indica a média aritmética.	52
Figura 16. Resultados da relação ZxR. A Variação temporal da chuva total da EMC em comparação com os valores de chuva estimados pela Z do MRC; B Melhores valores da chuva estimada a partir das equações da tabela 1; C regressão linear ajustada entre chuva-EMC e chuva-Estimada; D Equações de melhores ajustes com base nos diferentes tipos de chuva, conforme detalhado na tabela 3.	53
Figura 17. Trajetórias do modelo HYSPLIT para todos os intra-eventos coletados.	54
Figura 18. Composição isotópica das chuvas não-classificadas (à esquerda) e mistas (à direita). A, B clássico gráfico entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ com as retas meteóricas locais e cores indicando os sistemas atmosféricos formados de chuva, C, D gráfico entre o d -excess e $\delta^{18}\text{O}$ com símbolos indicando a origem das trajetórias do HYSPLIT e E, F o mesmo gráfico anterior com cores indicando as estações do ano.	56
Figura 19. Imagens do satélite GOES-16 sobre o estado de São Paulo. Sistemas atmosféricos e origem do HYSPLIT mencionados na parte de baixo em cada figura. A, C e E de chuvas não-classificadas e B, D e F de chuvas mistas.	58
Figure 20. Seasonal color-coded box plots of $\delta^{18}\text{O}$ (a, b, c), d -excess (d, e, f) and rainfall rate (g, h, i) during day (circle) and night (triangle) time. Symbols are color-coded by moisture origin: Amazon (blue), Atlantic Ocean (brown), and Southwest (black).	60
Figure 21. Temporal plot during high-frequency sampling period (September/2019 - February/2021). (a) MERRA-2 outgoing longwave radiation of daytime versus at night-time (b) day versus night Aqua/AIRS latent heat flux and (c) daily rainfall of daytime versus at night-time.	61
Figure 22. Scatter plots of d -excess and $\delta^{18}\text{O}$ (day and night) combined with RH (a, b,	

c), LCL (d, e, f), BT (g, h, i) and atmospheric systems (j, k, l) data during summer, autumn and spring seasons.	62
Figure 23. Schematic diagram for daytime (orange) and night-time (blue) in convective rainfall during summer.	64
Figure 24. Seasonal regional aspects of convective rainfall. Regional moisture transport by ERA-5 vertical integral of eastward water vapor flux combined with HYSPLIT origin from Amazon (a) Atlantic Ocean (b) and Southwest Brazil (c) for convective events and MERRA-2 outgoing longwave radiation between 2019 and 2021 during summer (d), autumn (e) and spring (f). Rainfall intensity by HYSPLIT trajectories from Amazon (blue), Atlantic Ocean (brown) and Southwest Brazil (purple) (g).	67
Figure 25. General features in the isotope composition of stratiform rainfall. a) scatter among $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ with Local Meteoric Water Line (LMWL) plotted and mentioned and boxplots for b) $\delta^{18}\text{O}$ and seasons c) $\delta^{18}\text{O}$ with atmospheric systems d) $\delta^{18}\text{O}$ and HYSPLIT origin and e) <i>d</i> -excess values and HYSPLIT origin. Gray squares are arithmetic mean values and circle, diamond and squares are depleted, moderate and enriched $\delta^{18}\text{O}$ groups.	70
Figure 26. Scatter plots of <i>d</i> -excess and $\delta^{18}\text{O}$ related to a) AWS rain rates b) AWS relative humidity (RH) c) lifting condensation level (LCL) based on AWS RH and temperature	72
Figure 27. Fall velocity (<i>w</i>) of the Micro Rain Radar (MRR) vertical profile indicating the vertical structure of stratiform rainfall events Isotopic events separated into (a, b) enriched (c, d) moderate and (e, f) depleted.	73
Figure 28. Matrix correlation between isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and <i>d</i> -excess) and meteorological variables by Pearson.....	74
Figure 29. Trends temporal variations of brightness temperature (BT) and AWS rain rates during isotope events separated into (a, b) enriched group (c, d) moderate and (e, f) depleted.	75
Figure 30. Enriched isotopic group (mean $\delta^{18}\text{O}$ value of 0.1‰). Sequence of frames – GOES-16 satellite imagery from 3, 2, 1 hours before the occurrence of rainfall in Rio Claro station and after from start isotope collection, 1 hour and last image of rainfall.	76
Figure 31. Moderate isotopic group (mean $\delta^{18}\text{O}$ value of -5.6‰). Refer to Figure 30 for legend description.	76
Figure 32. Depleted isotopic group (mean $\delta^{18}\text{O}$ value of -11.1‰). Refer to Figure 30	

for legend description.	77
Figure 33. Cloud dynamic system observed with GOES-16 image related to the change in variations over brightness temperature (BT) and isotopic composition of stratiform rainfall.....	77
Figure 34. Ratio of water liquid over ice by ERA 5 reanalysis during developing, mature and dissipating phases of life cycle in stratiform rainfall.	79
Figura 35. Composição isotópica e retas meteóricas locais (RML) para chuvas convectivas em laranja (A) e estratiformes em azul (B), com box-plot de $\delta^{18}\text{O}$ (C), $\delta^2\text{H}$ (D) e d -excess (E).	82
Figura 36. Tendências $\delta^{18}\text{O}$ (A, C) e d -excess (B, D) e taxas de chuvas (TC) da estação meteorológica compacta (emc) na parte superior e do micro radar de chuva (mrc) na parte inferior para chuvas convectivas (cor laranja e símbolos quadrados) e estratiformes (cor azul e símbolos em círculos)	84
Figura 37. Melhores correlações entre a composição isotópica e as variáveis meteorológicas para o conjunto de dados das chuvas estratiformes e convectiva-estratiforme.	84
Figura 38. Comparação entre os valores observados e modelados de $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ (A, C, E) e d -excess (B, D, F) para as chuvas convectivas (laranja), estratiformes (azul) e conjunto de dados convectiva-estratiforme (cinza).	87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Síntese da coleta de amostras dos intra-eventos.....	31
Tabela 2. Resumo dos parâmetros meteorológicos do Reanalysis.....	37
Tabela 3. Equações de refletividade e precipitação utilizadas com base nos tipos de chuva.....	42
Table 4. Spearman correlations between isotopic composition and meteorological data.	63
Table 5. Meteorological data for summer (day and night), autumn and spring.....	65
Table 6. Statistics descriptive for meteorological variables separate into isotopic groups (according to figure 25).....	71
Tabela 7. Estatística descritiva dos tipos de chuva.	82
Tabela 8. Resultados dos modelos de regressão.	86

LISTA DE ABREVIATURAS

ABI – Advanced Baseline Imager
AS – América do Sul
ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS – Alta Subtropical do Pacífico Sul
AWS – Automatic Weather Stations
BB – Banda brilhante do radar
BT – Brightness temperature
CAL – Conteúdo de água líquida do radar
Cb – *Cumulonimbus*
CEA – Centro de Estudos Ambientais
CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
d – *d-excess*
DGA – Departamento de Geologia Aplicada
EMC – Estação meteorológica compacta
ENOS – El Niño-Oscilação Sul
FF – Frente fria
GEO – Group on Earth Observations
GMWL – Global meteoric water line
GNIP – Global Network of Isotopes in Precipitation
GOES-16 – Geostationary Operational Environmental Satellite
HF – High-frequency
HYSPLIT – Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory
IAEA – International Atomic Energy Agency
IGc-USP – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
INPE – Instituto de Pesquisas Espaciais
IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change
IR – Infravermelho
JBANAS – Jatos de Baixos Níveis da América do Sul
LCL – Lifting condensation level
LI – Linhas de instabilidade
LIA – Laboratório de Isótopos Ambientais
LMWL – Local meteoric water line
MRC – Micro radar de chuva

MRR – Micro rain radar

NBB – Não detecção da banda brilhante

Ns – *Nimbostratus*

OLR – Outgoing longwave radiation

r – Coeficiente de correlação

R² – Coeficiente de determinação

Radar – Radio Detection and Ranging

RH – Relative humidity

RML – Reta meteórica local

Sc – *Stratocumulus*

Tb – Temperatura de brilho do GOES-16

TCemc – Taxa de chuva da estação meteorológica compacta

TCmrc – Taxa de chuva do micro radar de chuva

Tpo – Temperatura do ponto de orvalho

UR – Umidade relativa do ar

VD – Velocidade dopler

VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water

w – Velocidade de queda do micro radar

w-alt – Velocidade de queda do micro radar medido em altura

Z – Refletividade do micro radar

Zc – Refletividade corrigida do micro radar

Γ_d - Taxa adiabática seca

Γ_w – Taxa adiabática úmida

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	OBJETIVOS.....	4
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
3.1	Formação de nuvens convectivas e estratiformes.....	5
3.2	Identificação de tipos de chuva com radares meteorológicos.....	7
3.3	Sistemas atmosféricos regionais e tipos de chuva na área de estudo.....	11
3.4	Isótopos estáveis na chuva.....	15
3.4.1	<i>Fracionamento isotópico e formação de chuva.....</i>	<i>17</i>
3.4.2	<i>Escalas espaciais e temporais na composição isotópica da chuva....</i>	<i>19</i>
3.4.3	<i>Tendências isotópicas dos Intra-eventos de chuva.....</i>	<i>23</i>
3.4.4	<i>Composição isotópica da chuva mensal e diária em Rio Claro.....</i>	<i>27</i>
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	29
4.1	Amostragem e análise isotópica.....	29
4.2	Aquisição de dados meteorológicos.....	32
4.2.1	<i>Micro Radar de Chuva e estação meteorológica compacta.....</i>	<i>32</i>
4.2.2	<i>Imagens do satélite GOES-16.....</i>	<i>34</i>
4.2.3	<i>Boletins técnicos do CPTEC-INPE.....</i>	<i>35</i>
4.2.4	<i>Modelo HYSPLIT.....</i>	<i>36</i>
4.2.5	<i>Reanalysis.....</i>	<i>36</i>
4.3	Classificação dos tipos de chuva.....	37
4.3.1	<i>Relação entre refletividade (Z) e Intensidade de Chuva (R).....</i>	<i>41</i>
4.4	Análise sinótica, formação e ciclo de vida das chuvas.....	42
4.5	Testes estatísticos.....	43
4.6	Estrutura de apresentação dos resultados.....	46
5	RESULTADOS.....	47
5.1	Estrutura vertical e dados de superfície dos tipos de chuva.....	47
5.1.2	<i>Comparando a taxa de chuva da EMC versus MRC.....</i>	<i>52</i>
5.2	Intra-eventos com resultados isotópicos.....	54
5.2.1	<i>Fontes de umidade e sistemas atmosféricos.....</i>	<i>54</i>

5.2.2	<i>Interpretação dos controles meteorológicos sobre a composição isotópica</i>	55
5.2.2.1	<u>Chuvas não classificadas e mistas</u>	55
5.2.2.1.1	Resultados.....	55
5.2.2.1.2	Discussão.....	57
5.2.2.2.	<u>Chuvas convectivas</u>	59
5.2.2.2.1	Results.....	59
5.2.2.2.2	Discussion.....	66
5.2.2.3.	<u>Chuvas estratiformes</u>	69
5.2.2.3.1	Results.....	69
5.2.2.3.2	Discussion.....	78
5.2.2.4	<u>Comparação entre chuvas convectivas e estratiformes</u>	81
5.2.2.4.1	Resultados.....	81
5.2.2.4.2	Discussão.....	88
6.	CONCLUSÃO	91
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

1 INTRODUÇÃO

A interferência antrópica nos processos e ciclos naturais, associados a dinâmica climática do local ao global, têm sido tema preocupante de agendas governamentais e de interesse em diversas áreas da ciência, como hidrologia, meteorologia, ecologia, dentre outras, no cerne de respostas e soluções diante das consequências das mudanças climáticas.

No Brasil, novas projeções reportadas pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) no relatório-2021, projetaram aumento na frequência de eventos extremos e mudanças no padrão dos regimes de chuva, aumento em um ou mais aspectos entre seca, aridez e queimadas, afetando setores da agricultura, silvicultura, saúde e ecossistemas (IPCC, 2021; MARENGO, 2021).

Neste contexto, há grande exigência e necessidade de técnicas e ferramentas mais robustas que possibilitem uma melhor compreensão dos elementos e processos naturais do sistema superfície-atmosfera, com objetivo de alcançar uma visão cada vez mais efetiva e aplicável para uma gestão integrada do meio ambiente e dos recursos hídricos.

Monitoramentos de longo prazo, permitem uma melhor avaliação da sucessão dos tipos de tempo, possibilitando uma distinção entre fenômenos que são similares/repetitivos e extremos/anômalos. No caso dos isótopos estáveis, o estabelecimento da *Global Network of Isotopes in Precipitation* (GNIP) (http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html) a partir de 1960, vem contribuindo para realização de estudos sobre a composição isotópica da chuva ao redor de todo globo terrestre (CRAIG, 1961; DANSGAARD, 1964; ROZANSKI; ARAGUÁS-ARAGUÁS; GONFIANTINI, 1993), principalmente em regiões de altas latitudes, onde as interpretações sobre os controles climáticos foram muito bem definidas, como à forte correlação com a temperatura (efeito de temperatura) (DANSGAARD, 1964).

Para regiões tropicais, os controles climáticos ainda não são muito bem explicados. Um dos principais controles mencionados na literatura, é o efeito de quantidade, em que ocorre uma correlação inversa entre a composição isotópica e a quantidade de chuva (DANSGAARD, 1964). Ademais, a maioria dos estudos em áreas tropicais foram realizados em pontos de coleta de influência marinha, o que torna a área de estudo deste trabalho (um local de influência continental), relevante para avaliação da composição isotópica da chuva, possibilitando expandir as interpretações realizadas anteriormente nas áreas tropicais marinhas.

Dentre estas interpretações, que definem os controles climáticos sobre a variabilidade isotópica da chuva, a formação de diferentes tipos de chuva, baseado na microfísica de formação distinta entre chuvas convectivas versus estratiformes (AGGARWAL et al., 2016), tem sido amplamente utilizada, principalmente em áreas marítimas tropicais e subtropicais (MUNKSGAARD et al., 2019, 2020; SUN; SHANAHAN; PARTIN, 2019).

Além da microfísica dos tipos de chuva, o início do processo de formação das chuvas também tem se destacado como fator importante, relacionado a atividade convectiva (dinâmica de ventos, temperatura e vapor modulando o processo de condensação) e a profundidade da convecção (que representa o grau de extensão vertical da nuvem, assim, quanto mais alto o topo dela, mais ‘profunda’ é a convecção e rigorosa a dinâmica de formação dos hidrometeoros) (RISI; BONY; VIMEUX, 2008; RISI et al., 2010a; KURITA, 2013; LEKSHMY et al., 2014; LACOUR et al., 2018).

A importância da distinção dos tipos de chuva, convectiva-estratiforme, está relacionada à acurácia da previsão de precipitação e na avaliação dos efeitos da convecção tropical na circulação atmosférica global (HOUZE, 1997). Para isso estudos de campo com resoluções espaço-temporais adequados aos processos dinâmicos e microfísicos da nuvem, devem e estão sendo realizados para subsidiar os modelos de previsão numérica e simulação climática.

Deste modo, a evolução das técnicas de determinação do conteúdo isotópico e desenvolvimento de melhores coletores (GRÖNING et al., 2012), favorecem a investigação de diferentes escalas de coleta e monitoramento (CELLE-JEANTON; TRAVI; BLAVOUX, 2001), mensal, semanal, diária e intra-eventos ou alta frequência (em minutos) permitindo explorar os processos de formação de chuva em diferentes óticas (e escalas espaço-temporais dos sistemas atmosféricos), que se complementam, possibilitando uma convergência de interpretações sobre a variabilidade isotópica e a dinâmica do tempo.

Kurita *et al.*, (2009) demonstrou que a assinatura isotópica diária detalha as interpretações da coleta mensal, preenchendo lacunas relacionadas aos efeitos de evaporação abaixo da base da nuvem. No entanto, no que se refere ao efeito de quantidade, a coleta mensal potencializa a correlação com a quantidade de chuva, devido a somatória de eventos ao longo do mês de coleta. O mesmo não ocorre nos dados diários, que representa a assinatura de um ou poucos eventos de chuva (KURITA et al., 2009).

Em escalas de coleta mais curtas, a intensidade de chuva também não tem sido bem correlacionada com a composição isotópica, embora tal relação ainda deva ser explorada (MULLER et al., 2015), uma vez que fatores concorrentes (ciclo de vida de um sistema de chuva, tipo de massa de ar, história da chuva e tipo de tempestade) sobre a composição isotópica dificultam a avaliação. Estes mesmos autores, encontraram uma relação com a variabilidade da intensidade de chuva, em que elevadas taxas em superfície tinham como resposta empobrecimento na composição isotópica, associado a uma menor influência de processos evaporativos, devido ao maior tamanho das gotas de chuva (MULLER et al., 2015).

Desde 2013, com monitoramento mensal e diário (2014) da composição isotópica da chuva em Rio Claro (SP), foi demonstrado que os processos de escala regional controlam a variabilidade isotópica, de maneira distinta ao longo das estações do ano, devido a atuação de diferentes sistemas atmosféricos, Frentes Frias (FF) e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e condições de umidade disponível (DOS SANTOS et al., 2019; GASTMANS et al., 2017; SANTOS et al., 2019a, 2019b).

Com a evolução da composição isotópica da chuva em intra-eventos e informações do Micro Radar de Chuva (MRC), será possível confirmar esta relação demonstrada nas escalas maiores, e principalmente avaliar como estes sistemas atmosféricos interagem com as condições de umidade distintas (estação seca com menor umidade disponível, e chuvosa com maior umidade), para a formação de diferentes tipos de chuva. Além da interpretação de processos locais, como evaporação e troca isotópica à medida que a gota de chuva cai abaixo da base da nuvem, unificando as diferentes interpretações (mensal, diária e de intra-eventos) sobre a variabilidade da composição isotópica da chuva em Rio Claro (SP).

Nesse sentido, o presente estudo compõe uma avaliação poderosa, que contribui de maneira integradora na interpretação dos tipos de chuva para a hidrologia isotópica tropical, bem como no subsídio de dados observacionais e quantitativos que podem ser utilizados para modelagem de sistemas convectivos localizados, promovendo arcabouço para discussão sobre os controles climáticos em áreas tropicais, e no entendimento da dinâmica de chuvas sobre a região central do estado de São Paulo, que tem começado a sofrer com a diminuição das chuvas, gerando problemas de crise hídrica (EMPINOTTI; BUDDS; AVERSA, 2019; GETIRANA; LIBONATI; CATALDI, 2021).

2 OBJETIVOS

A pesquisa de doutorado ora proposta tem como questões científicas norteadoras:

- Como a passagem e evolução de diferentes sistemas atmosféricos e diferentes tipos de chuva (estratiforme e convectiva) influenciam na assinatura isotópica durante a coleta intra-evento?
- Os processos atmosféricos de escala local, associados a formação de diferentes tipos de chuva, evaporação e trocas isotópicas durante a queda das gotas de chuva são os principais controles climáticos sobre a composição isotópica da chuva dos intra-eventos?
- Como processos locais e regionais interagem na variabilidade isotópica dos intra-eventos?

Deste modo, as questões ajudaram a determinar os objetivos desta pesquisa:

- Avaliar amostras isotópicas sequenciais (intra-eventos) da chuva em eventos individuais.
- Identificar durante a passagem de eventos de chuva o desenvolvimento de sistemas estratiformes e convectivos, caracterizando-os e gerando informações para uma classificação de tipos de chuva.
- Comparar chuvas convectivas e estratiformes buscando confirmar com modelos de regressão linear os processos meteorológicos responsáveis pela variabilidade isotópica observada.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Formação de nuvens convectivas e estratiformes

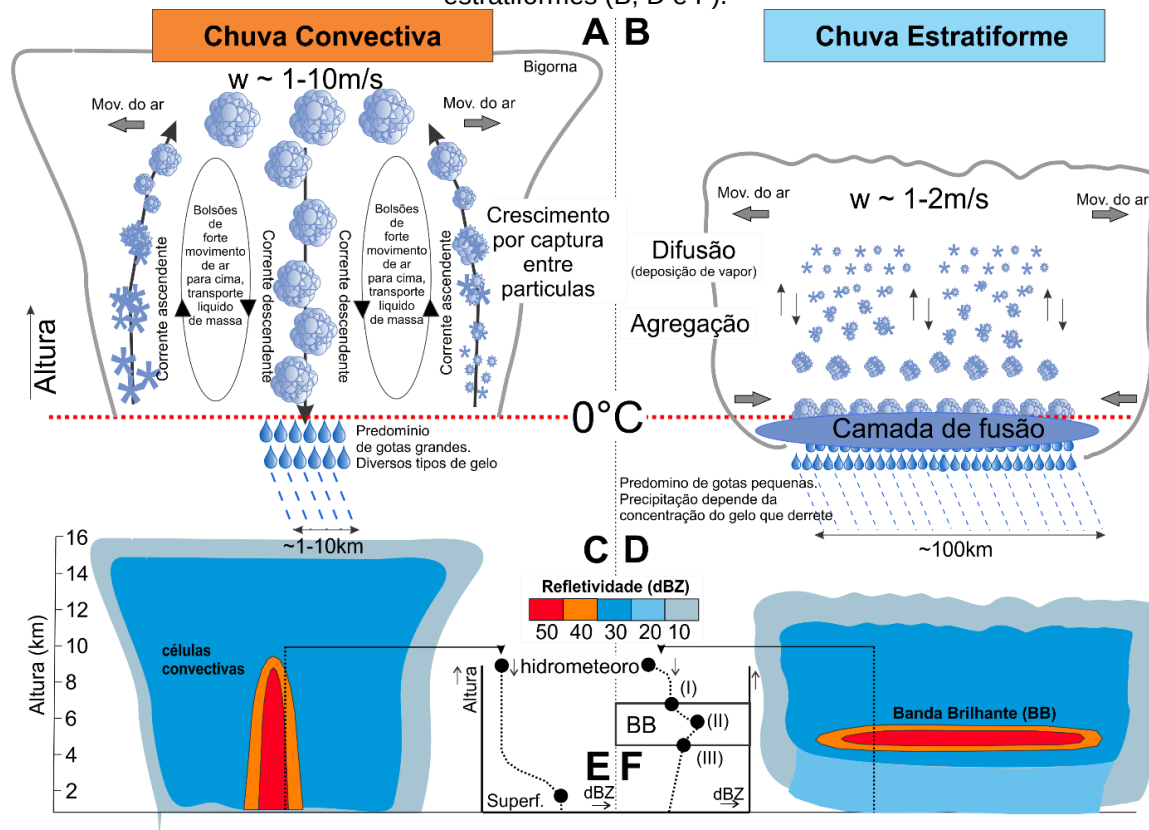
Os movimentos verticais, térmicos, orográficos e ao longo de limites frontais, são responsáveis por provocar a saturação do ar, ao elevá-los a níveis onde ocorre a condensação e formação de gotículas de nuvens ou cristais de gelo. Sua extensão horizontal varia de dezena de metros a centenas de quilômetros, diminuindo com o aumento da magnitude da velocidade vertical, que pode variar de alguns centímetros por segundo a metros por segundo (STEINER; SMITH, 1998).

Desta forma, extensão e magnitude dos movimentos verticais fornecem não apenas umidade para a nuvem, mas desempenham papel importante no caráter e quantidade de precipitação que uma chuva pode produzir, aumentando o tempo que as partículas de precipitação podem residir dentro da nuvem, e com tempo crescer em tamanho (STEINER; SMITH, 1998).

O principal movimento vertical na interface superfície-atmosfera para formação de nuvens e chuva é a convecção, cujo conceito é dinâmico, em que ocorre uma perturbação rápida, eficiente e vigorosa da atmosfera, necessária para neutralizar uma distribuição vertical instável e energia estática úmida (HOUZE, 1997). A ocorrência de convecção está relacionada ao aquecimento da superfície terrestre que aquece o ar que está em contato com ela (aquecimento diferencial da atmosfera), gerando correntes ascendentes (atividade convectiva radiativa); e quando envolve forças mecânicas, em que o ar é obrigado a ascender devido a barreiras orográficas, ascensão frontal, turbulência de corrente de fricção na superfície e ou ascensão por convergência de ventos (como ocorre nas famosas zonas de convergências intertropical e do atlântico sul) (BARRY; CHORLEY, 2010).

A maioria das nuvens nos trópicos são cumulus, que com grande umidade disponível e vento tornam-se *Cumulonimbus* (Cb), geradas pela convecção (HOUZE, 1997). O padrão de evolução deste tipo de precipitação gera convecção nova e antiga. Nas regiões novas as partículas de precipitação aumentam sua massa pela coleta de água nas nuvens (Figura 1A), e as partículas caem em precipitação vigorosa (HOUZE, 1997). No caso de convecção antiga, os movimentos verticais do ar são geralmente mais fracos e as partículas de precipitação flutuam para baixo, com o aumento da difusão de vapor, resultando em precipitações estratiformes (Figura 1B) (HOUZE, 1997). Nesse sentido, a principal diferença entre precipitações convectivas e estratiformes é a escala de velocidade vertical (Figura 1).

Figura 1. Representação da dinâmica e dos processos microfísicos e perfil vertical de um radar meteorológico. Formação dos hidrometeoros e ecos do radar em chuvas convectivas (A, C e E) e estratiformes (B, D e F).



w é a velocidade vertical média do movimento do ar dentro da nuvem. Em E e F, o diagrama representa a variação nos valores de refletividade (Z) do radar durante a chuva. Figura adaptada com base em informações e figuras de Houze (1993), Aggarwal et al., (2016) e do projeto chuva (<https://revistapesquisa.fapesp.br/um-oceano-nos-ares/>).

Chuvas convectivas são formadas por convecção atmosférica que produz velocidades verticais nos núcleos das correntes ascendentes (bolsões de forte movimento de ar) de vários metros por segundo para mais (Figura 1A). Estas correntes de ar ascendentes e fortes, promovem o crescimento de partículas de gelo maiores, promovendo o desenvolvimento vertical da nuvem. Com o crescimento vertical deste tipo de nuvem, as partículas de água dentro das nuvens crescem em tamanho, até o ponto em que as correntes ascendentes não conseguem mais sustentar o seu peso. Neste momento, estas partículas precipitam, formando as correntes descendentes e as gotas de chuva. Demais partículas de gelo continuam crescendo (Figura 1A), e se espalhando lateralmente por uma área mais abrangente, pelo fluxo de ar divergente e flutuante, que se expande (HOUZE, 1997).

O crescimento das partículas de gelo nas correntes ascendentes ocorre até a tropopausa, onde há uma inversão de temperatura, que oferece resistência ao

crescimento da nuvem, favorecendo a formação de nuvens cirrus no topo da nuvem, que se espalham horizontalmente, sendo denominado de bigorna (Figura 1A), devido ao seu formato (HOUZE, 1997; STEINKE, 2012). Esta dinâmica, resulta em altas taxas de chuvas, em torno de ~10-20mm/h e pequena dimensão horizontal (~1-10km), com ecos de radar não homogêneos horizontalmente (Figura 1C) (MORALES, 2019).

Chuvas estratiformes são formadas por um conjunto particular de processos microfísicos que levam ao crescimento dos hidrometeoros sob um movimento ascendente relativamente suave no ar, originando uma chuva bastante homogênea na horizontal, com uma estrutura em camadas (Figura 1B) (HOUZE, 1993, 1997). As partículas de gelo crescem por deposição de vapor e agregação em camadas de nuvens *Nimbostratus* (Ns) nos níveis superiores, derretendo na camada de fusão (que também marca a isoterma de 0°C) e caindo na superfície como gotas de chuva (Figura 1B) (HOUZE, 1997), resultando em baixas taxas de chuva (<10mm/h) e ampla dimensão horizontal (~100km), com ecos de radar horizontalmente homogêneo (Figura 1B) (MORALES, 2019).

Células convectivas precipitantes inicialmente organizadas podem enfraquecer e evoluir para uma estrutura estratiforme. Este processo caracteriza a combinação entre uma Cb e Ns, promovendo a formação de chuvas estratiformes em convecção antiga. Como as partículas de gelo foram formadas na Cb, elas não precisam serem nucleadas e crescerem até o tamanho precipitável no contexto estratiforme. A Ns enfraquecida de uma Cb, possui partículas de gelo que se movem para baixo através do ar suavemente ascendente, que sobe rápido para fornecer umidade para o crescimento do gelo, mas devagar no movimento descendente em direção ao derretimento na camada de fusão (HOUZE, 1993).

3.2 Identificação de tipos de chuva com radares meteorológicos

O Radar (*Radio Detection and Ranging*) surgiu em meados da década de 1940, como instrumento de detecção usado no contexto da Segunda Guerra Mundial. Desde a década de 50 até 70, sua aplicação teve grande utilização, permitindo o detalhamento descritivo de sistemas atmosféricos, evoluindo para investigação de fenômenos de meso-escala (entre a escala local e sinótica) até a determinação de valores estimados de chuva (FRAGOSO, 1996).

Atualmente, sua importância é vital para a previsão de curto e médio prazo, episódios de chuva intensa, alertas sobre tempestades ajudando na prevenção de

cheias e inundações, microfísica de nuvens e determinação de diferentes tipos de chuva, além da aplicação em técnicas estatísticas com as imagens do radar para interpolação espacial de dados de chuva, principalmente onde não há registro pluviométrico (FRAGOSO, 1996; PELLEGRINA, 2015).

Radar é um sensor ativo que envia e recebe pulsos de ondas eletromagnéticas para atmosfera. Baseado em um único comprimento de onda (rádio), diferentes comprimentos de ondas e frequência foram desenvolvidos, resultando em diferentes modelos de aplicação distintas, gerando informações complexas de dimensões horizontal e vertical da nuvem e da chuva. A energia é dirigida por uma antena (pulso), que na atmosfera encontra as partículas de chuva, provocando retroespalhamento. Parte da fração destes pulsos de energia retornam ao radar, sendo denominada de “eco do radar”, que forma as informações utilizadas para compor uma imagem do mesmo e propriedades da chuva. A orientação da antena e o tempo decorrido entre a emissão da energia e sua detecção pelo receptor do radar, torna possível a identificação da localização da chuva (HOUZE, 1993; FRAGOSO, 1996; PELLEGRINA, 2015).

O tipo de radar descrito anteriormente, é denominado de Doppler, porém, outro bastante utilizado é o polarimétrico, em que as informações são geradas sobre a polarização do sinal. Esses radares geralmente operam em comprimentos de onda entre 1-30cm, com 3cm, 5cm e 10cm sendo os mais comumente utilizados. O comprimento de onda de 10cm (radar em banda S) é o mais curto, em que a atenuação da chuva é eliminada, porém é necessária uma grande antena (8m de diâmetro), o que torna seu equipamento volumoso e caro. Radares de 5cm (banda C) e 3cm (banda X), são instalados em navios e aviões, devido às limitações de espaço, bem como radares de comprimento de ondas de 2cm (banda K), instalados em satélites e comercializados como Micro Radares, como o utilizado neste trabalho (HOUZE, 1993), aplicados principalmente em investigações de física de nuvens.

O fator de refletividade do radar, que representa o eco do sinal recebido, está relacionado ao número e diâmetro da partícula, no caso da chuva, sua gota. Deste modo, qualquer mudança no tamanho da gota de chuva, provoca mudanças na refletividade do radar pela sexta potência, calculado pela principal equação de um radar meteorológico (HOUZE, 1993; MEHTA et al., 2020):

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (1)$$

Em que $N(D)dD$ representa o número de partículas de diâmetro D a $D + dD$ por unidade de volume de ar. A partir desta equação, em cálculos que envolvem a velocidade da gota de chuva, foi possível derivar outros parâmetros meteorológicos, como taxa de chuva, densidade do conteúdo de água líquida e velocidade de queda das gotas, por exemplo.

Um dos primeiros trabalhos de identificação de chuvas por radar, foi realizado por Marshall e Palmer (1948) que determinaram a primeira equação de transformação da refletividade (Z) do radar em intensidade de precipitação (R), denominada de relação ZR , largamente utilizada em diversos estudos que buscam relacionar as medições do radar com registros pluviométricos: $Z = \alpha R^{\beta}$. Os ajustes em equações ZR , foram temas de diversos estudos, resultando em valores de coeficientes α e β diferentes para regiões e tipos de chuva (detalhado em capítulos seguintes e apresentado nos resultados).

Além disso, os radares meteorológicos são os instrumentos mais efetivos e importantes para obter informações de um sistema de nuvens em diferentes escalas temporal e espacial, especialmente na escala que detecta a precipitação que cai das nuvens (HOUZE, 1993). Sua utilização em redes de monitoramento e em navios, permitiu a evolução mais detalhada dos diferentes tipos de chuva.

Acreditava-se que as chuvas geradas nos trópicos eram em sua grande maioria convectivas, não havendo a formação de nuvens estratiformes, uma vez que estas ocorreriam quase que exclusivamente com frentes nos ciclones de latitude média. Entretanto, principalmente com a utilização de radares meteorológicos em estudos que investigam os tipos de chuva, a chuva estratiforme também passou a ser percebida em outras configurações atmosféricas, desde que haja uma subida de ar saturado fraca o suficiente para permitir que as partículas de gelo caiam (HOUZE, 1997).

Os ecos de chuvas estratiformes contrastam nitidamente com os ecos de chuva convectiva, que aparece como “células” (Figura 1C), que são localizadas horizontalmente ou em núcleos de alta refletividade. Na seção transversal, uma célula é uma coluna alta e fina de alta refletividade (Figura 1C). Desta forma, os meteorologistas de radar desenvolveram uma tradição de falar de ecos de radar como

convectivos e estratiformes, de acordo com a formação de padrões de núcleos intensos orientados verticalmente ou em camadas horizontais (Figura 1D) (HOUZE, 1997).

Desse modo, a precipitação estratiforme é bastante homogênea na horizontal, formando uma estrutura em camadas nas seções transversais da refletividade do radar (HOUZE, 1997), havendo destaque geralmente, para a camada de fusão, onde observa-se alta refletividade, denominada de “banda brilhante (BB)” (HOUZE, 1997; MULLER et al., 2015; ENDRIES et al., 2018). A aparência em camadas ocorre devido à refletividade do gelo ser extremamente alta, porque algumas das partículas derretidas são agregados de cristais de gelo muito grandes e a refletividade é proporcional à sexta potência da dimensão de partículas, e o índice de refração dos flocos de neve derretidos é cinco vezes maior que o gelo não derretido. Além disso, quando as partículas de gelo derretem, as velocidades de queda das partículas aumentam em um fator de cerca de 5.

Esses fatores combinados, resultam em uma visualização estritamente nítida da faixa brilhante em uma camada rasa, logo abaixo do nível da isoterma de 0°C (HOUZE, 1997; MULLER et al., 2015 ; ENDRIES et al., 2018). Assim, durante a queda dos hidrometeoros a camada acima da BB é caracterizada pelo crescimento de partículas de gelo (Figura 1F-I)). Como os movimentos do ar são mais lentos, os sinais de refletividade do radar (Z) não aumentam rapidamente, diferentemente do que ocorre na BB, onde aumento da Z, e seu valor máximo dá a identidade a BB (Figura 1F-II). Abaixo da BB, ocorre uma queda acentuada (Figura 1F-III) nos valores de Z devido a diminuição do tamanho das partículas que agora derretidas caem como gotas de chuva em direção a superfície (HOUZE, 1993).

Para chuvas convectivas não há um padrão claro na estrutura dos ecos do radar, com valores mais elevados de Z em direção a superfície (Figura 1E), variando de acordo com a intensidade de chuva (HOUZE, 1997).

A banda brilhante é um indicador inequívoco da presença de chuva estratiforme, entretanto, sua ausência não implica na não existência de chuva estratiforme. A banda brilhante é uma propriedade do radar, logo não é a única forma de determinar a magnitude da camada de fusão. Nesse sentido, é necessário cuidado, pois a presença de uma banda brilhante horizontalmente não homogênea, dividida em vários fragmentos pode indicar a formação de uma precipitação estratiforme oriunda de uma nuvem Cb, onde a convecção anteriormente intensa enfraqueceu (HOUZE,

1997).

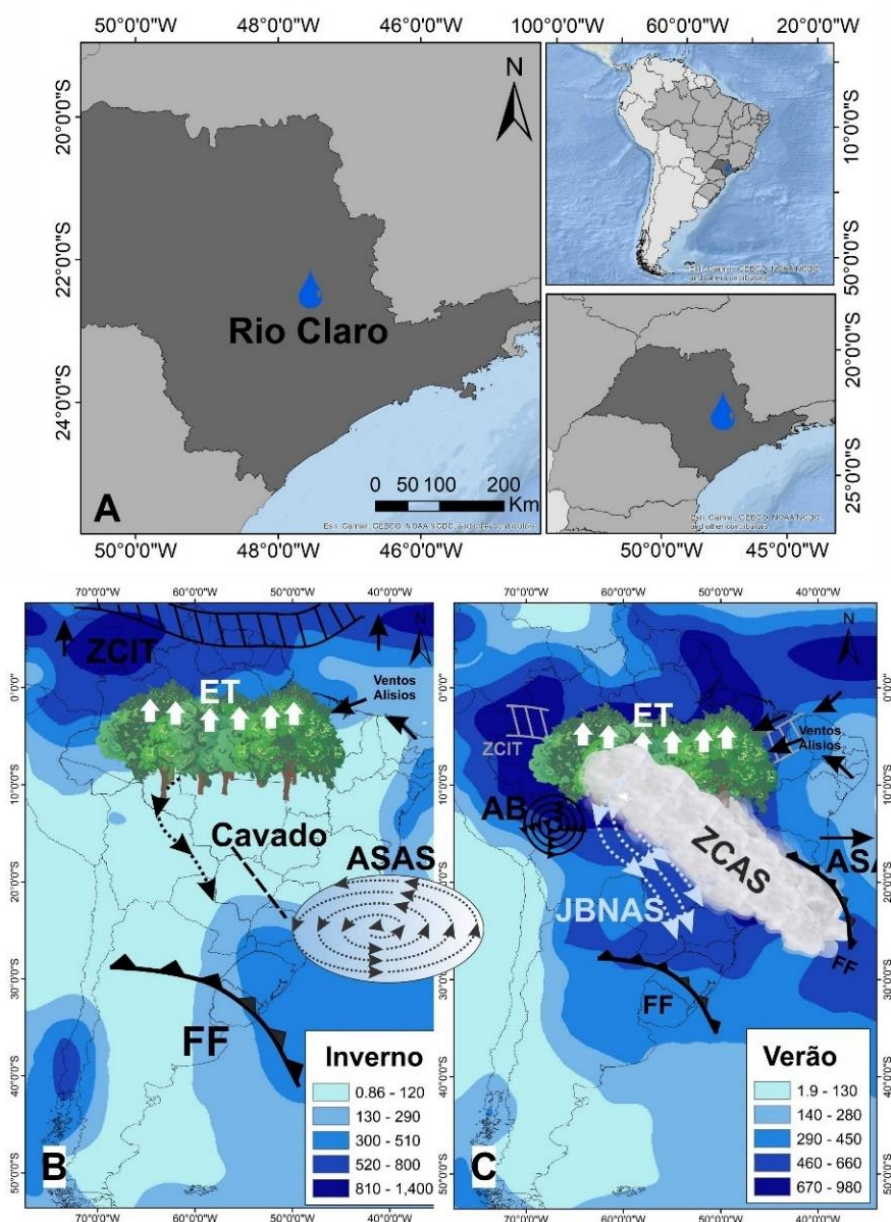
3.3 Sistemas atmosféricos regionais e tipos de chuva na área de estudo

Os principais sistemas atmosféricos regionais que atuam sobre o centro-sudeste do Brasil, onde localiza-se Rio Claro (SP) (Figura 2A), são os sistemas frontais ao longo de todo ano (CAVALCANTI; KOUSKY, 2000; LIMA et al., 2010; ANDRADE; CAVALCANTI, 2018; PAMPUCH; AMBRIZZI, 2016) responsáveis por 53% da chuva extrema no sudeste do Brasil, e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (KODAMA, 1992) durante o verão com 47% da chuva extrema (LIMA et al., 2010; ANDRADE; CAVALCANTI, 2018; REBOITA et al., 2010).

Os sistemas frontais no hemisfério Sul geram 46% da chuva continental (CATTO et al., 2012), e representam a zona do encontro de duas massas de ar distintas. Na América do Sul (AS), a zona frontal é caracterizada pelo encontro de massas de ar tropicais (quentes) e extratropicais (frias), devido às características atmosféricas associadas à sua posição geográfica, entre a Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que favorecem a intensificação de gradientes de temperatura, e criam um ambiente favorável para ocorrência dos sistemas frontais (PAMPUCH; AMBRIZZI, 2016; SATYMURTY; MATTOS, 1989).

O limite de cada massa de ar distinta é denominado de frente, e na AS, as Frentes Frias (FF) são as massas de ar mais atuantes para geração de chuva no verão (GARREAUD, 2000), e mudança de temperatura durante o inverno (Figura 2B) (FORTUNE; KOUSKY, 1983). A origem das FF está associada às massas polares do continente antártico, que ao chegarem na AS, se dividem em dois ramos, a oeste e leste da Cordilheira dos Andes. O ramo leste, subdivide-se em dois fragmentos, seguindo a cordilheira pelo interior da AS e outro pelo litoral bordeando a costa brasileira (Figura 2). As FFs ocorrem em maior número sobre latitudes maiores da AS e no sul do Brasil, apresentando um deslocamento típico de sudoeste para nordeste (CAVALCANTI; KOUSKY, 2000; CAVALCANTI et al., 2009), podendo chegar a latitudes menores, próximas ao equador durante o inverno, caracterizando a friagem. Sobre o estado de São Paulo suas incursões atingem o litoral, gerando instabilidade atmosférica sobre Rio Claro (SP), antes, durante e depois de suas passagens (Figura 2B,C).

Figura 2. Sistemas atmosféricos sinóticos atuantes sobre o Brasil que geram chuva em Rio Claro (SP). (A) mapa de localização do ponto de coleta dos isótopos em Rio Claro, com a América do Sul no quadro superior esquerdo e o estado de São Paulo no quadro inferior esquerdo. (B) Inverno e (C) Verão.



No inverno, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Evapotranspiração (ET) amazônica gera umidade para o centro sul do Brasil de maneira diminuta, interagindo com Cavado, Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Frente Fria (FF). No verão, Alta da Bolívia (AB), Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) transportando umidade reevaporada da Amazônia para o centro sul do Brasil, incursões de FF sobre o sudeste e formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Perturbações atmosféricas provocadas antes da frente, podem favorecer a formação de linhas de instabilidade (LI) e cavados pré-frontais. As LI são um conjunto de nuvens cumulonimbus (Cb) de diversos tamanhos, que se organizam em forma de

linha na dianteira de um sistema frontal (REBOITA et al., 2010, 2012). Sua formação mais ativa pode ser relacionada a linhas de células convectivas profundas, que surgem no setor quente, a cerca de 200-300km das frentes frias (REBOITA et al., 2010, 2012). Cavados são áreas alongadas de baixa pressão, associado a mudanças no tempo, podendo gerar instabilidade atmosférica e formação de nebulosidade e chuva (Figura 2). Toda FF possui um cavado (uma zona de baixa pressão), o que diferencia este de uma FF é a presença de uma massa polar na mesma.

O movimento vertical das massas de ar na zona frontal caracteriza a intensidade das FF, na interface entre o setor quente-frio (zona frontal). Em zona frontal de frentes mais ativas, nuvens do tipo Cbs podem ser geradas, resultando em chuvas fortes e rápidas, enquanto FF menos intensas podem gerar nuvens do tipo Stratocumulus (Sc) e chuva mais leve (BARRY; CHORLEY, 2010).

Durante o inverno, a ASAS localizada mais próxima do continente brasileiro pode atuar como uma barreira para o deslocamento das FF, inibindo a formação de chuva (Figura 2), que ocorre quando as FF conseguem sobrepor a ASAS (REBOITA et al., 2010). Durante o verão, as FF organizam a atividade convectiva, geram instabilidade, nuvens com grande desenvolvimento vertical e a chuva na forma de faixas de escala sinótica (FEDORAVA, 1999; GARREAUD, 2000; LIMA et al., 2010). Além disso, o estabelecimento de FF estacionaria sobre o sul-sudeste do Brasil, interage com a convecção tropical e favorece a formação da ZCAS (Figura 2C) (NIETO-FERREIRA; RICKENBACH; WRIGHT, 2011).

A ZCAS é uma faixa de convecção profunda que se estende da AS tropical em direção ao sudeste da costa brasileira e no Oceano Atlântico Sul subtropical (ZILLI; CARVALHO; LINTNER, 2019), responsável por altos índices pluviométricos. Um dos componentes de sua formação são os Jatos de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), responsáveis pelo transporte de ar quente e úmido a leste do Andes, com ventos fortes em níveis baixos em direção aos polos (Figura 2) (MARENGO et al., 2004) e a difluência em altos níveis favorecida pela Alta da Bolívia (AB) (GOZZO et al., 2021; SILVA; REBOITA; ESCOBAR, 2019). Deste modo, a ZCAS é caracterizada por uma zona de convergência com espessas camadas úmidas internas, zonas baroclínicas, um grande gradiente em umidade de baixos níveis e pela geração constante de instabilidade convectiva (KODAMA, 1992). Em outras palavras, a interação entre o escoamento do JBNAS convergindo com a circulação da ASAS, e também dos alísios de nordeste e de uma FF, resulta na formação de uma banda de

nebulosidade e chuva (Figura 2C) (LENTERS; COOK, 1995; REBOITA et al., 2010).

Um dos principais componentes para as FF e a ZCAS serem responsáveis por grande parte da chuva sobre o Brasil, ocorre porque estes sistemas contribuem para organizarem a atividade convectiva e favorecerem a formação de Sistemas Convectivos (MACHADO; ROSSOW, 1993; ROMATSCHKE; HOUZE, 2013; SIQUEIRA; ROSSOW; MACHADO, 2004; SIQUEIRA, MACHADO, 2004), que são constituídos por nuvens de forte desenvolvimento vertical, topos altos, como as Cbs e Cumulus congestus, maior espessura óptica e associada a convecção profunda em escala local, caracterizando as chuvas convectivas, em oposição a nuvens com topos mais baixos, espessura óptica reduzida, associada a nuvens estratiformes (MACHADO; ROSSOW, 1993). Um estudo anterior classificou as chuvas sobre a AS, calculando uma média entre chuvas convectivas e estratiformes, de 45% e 46%, respectivamente (ROMATSCHKE; HOUZE, 2013).

Esta atividade convectiva em áreas tropicais está diretamente relacionada ao aquecimento diurno da superfície, gerando sistemas convectivos curtos que podem ocorrer por dias consecutivos. Estes eventos marcados pelo ciclo diurno da convecção são caracterizados por algumas diferenças notáveis: (i) na intensidade de chuva, eventos curtos intensos versus longos menos intensos (ii) extensão vertical dos núcleos convectivos, subdividido em rasos e profundos. Quanto mais profundo, maior a altura do topo da nuvem, menor a temperatura e aumento da tendência de um evento de forte intensidade, com formação de granizo (iii) ciclo de vida de Sistemas Convectivos (ROMATSCHKE; HOUZE, 2010, 2013; SCHUMACHER; HOUZE; KRACUNAS, 2004; SCHUMACHER; HOUZE, 2003). Ciclo de vida dos sistemas convectivos, são compostos por diferentes fases, incluindo a fase de crescimento, divisões, fusões, fase madura e de decadência (WILLIAMS; HOUZE, 1987).

Interagindo com esta dinâmica de formação dos tipos de chuva e sistemas atmosféricos regionais, o sudeste do Brasil, incluindo Rio Claro (SP), possui duas importantes fontes de vapor atmosférico, o Oceano Atlântico e a Amazônia. Devido a presença da ASAS sobre o Oceano Atlântico Sul, como componente da circulação global na célula de Hadley, seu movimento em sentido anti-horário favorece o fluxo de umidade do Oceano para o continente, principalmente no verão, em que está mais afastada do continente (Figura 2). Já o vapor amazônico, é trazido pelos JBNAS, que é formado a partir dos ventos alísios que passa sobre a Amazônia, podendo adquirir umidade devido a evapotranspiração da floresta, sofrendo mudança de direção devido

ao bloqueio topográfico, seguindo paralelamente aos Andes em direção ao Sul e Sudeste do Brasil e norte da Argentina (Figura 2). O transporte de umidade apresenta um ciclo anual, em que no verão, a maior parte da umidade vai para o centro-sul é amazônica, enquanto no inverno, ainda que possa haver atuação do JBNAS, a maior parte de umidade é oriunda do Oceano Atlântico (Figura 2) (CAVALCANTI et al., 2009; MARENGO et al., 2004). A presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Figura 2), formada pela convergência dos ventos alísios de sudeste e nordeste nos dois hemisférios, atua no hemisfério sul durante o verão e contribui para o fortalecimento do transporte de umidade e formação de massas de ar (quente e úmida) para o centro-sul do Brasil, o que perde força no inverno, em que a ZCIT se desloca para o hemisfério norte, o que também contribui para diminuição do transporte de umidade nesse período do ano (CAVALCANTI et al., 2009; TAVARES; SILVA, 2008).

Esta dinâmica atmosférica dos tipos de tempo, tem gerado um clima em Rio Claro (com base na classificação de Köppen) descrito como subtropical (Cwa) (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007) e mais recentemente como uma zona de transição climática com o clima quente com chuva de verão (Aw) (DUBREUIL et al., 2017). Baseado nos dados meteorológicos da estação do CEAPLA (<https://igce.rc.unesp.br/#!/estacao>) entre 1994-2020, dois períodos distintos bem definidos caracterizam o clima de Rio Claro: (i) chuvoso (outubro-março) e quente (sendo fevereiro e dezembro os meses mais quentes, média $>24^{\circ}\text{C}$), correspondendo a 78% do volume anual de chuva (média de 1447,5mm) (ii) seco ou menos chuvoso (abril-setembro), de temperaturas mais brandas (junho-julho, média $<19^{\circ}\text{C}$) e menor frequência e volume de chuva.

3.4 Isótopos estáveis na chuva

Os isótopos estáveis são átomos que ocupam a mesma posição na tabela periódica dos elementos, tendo um número diferente de nêutrons e, portanto, de massa. Considerando a molécula de água, denominada de isotopólogos, os isótopos mais utilizados nas ciências atmosféricas e hidrológicas são o ^{18}O (pesado) para o oxigênio (sendo o ^{16}O mais abundante (leve) e o ^2H (deutério ou D) para o hidrogênio (^1H sendo o isótopo mais abundante) (Figura 3) (CLARK; FRITZ, 1997; MOOK, 2000).

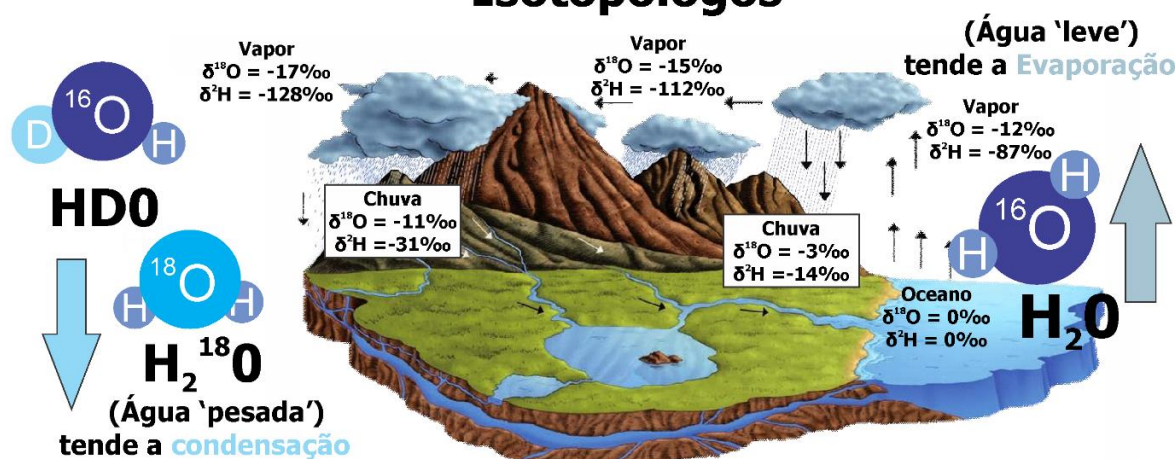
Por representar uma razão entre o isótopo menos/mais abundantes, as medidas das quantidades dos isótopos não são absolutas, com sua notação sendo

baseada na comparação destas razões com um padrão. Assim, utiliza-se a notação δ , expressa em partes por mil (‰) e o padrão (referência) de comparação é o *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW) (Figura 3) (MOOK, 2000), que representa a composição isotópica média das águas dos oceanos. Desta forma, valores positivos (negativos) de amostras locais são maiores (menores) que o VSMOW (CLARK; FRITZ, 1997).

Figura 3. Características gerais dos isótopos estáveis da água.

	Oxigênio			Hidrogênio	
Isótopos estáveis	^{16}O	^{17}O	^{18}O	^1H	^2H ou D
Abundância natural (%)	99,769	0,036	0,204	99,985	0,015
Razão Isotópica	$\frac{^{17}\text{O}}{^{16}\text{O}} / \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$			$\frac{\text{D}}{^1\text{H}}$	
	0,00037 0,00205			0,01557	
Relativo ao (‰VSMOW)	$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{referência}}} - 1 \right] \times 1000\text{‰}$			$\delta^2\text{H} = \left[\frac{\left(\frac{\text{D}}{^1\text{H}} \right)_{\text{amostra}}}{\left(\frac{\text{D}}{^1\text{H}} \right)_{\text{referência}}} - 1 \right] \times 1000\text{‰}$	

Isotopólogos



'Fracionamento' causa grande variabilidade temporal e espacial

De cima para baixo: os isótopos estáveis da água e suas respectivas abundancias naturais; razão isotópica estabelecida, e equação de determinação de uma amostra local relativa ao padrão de referência; em isotopólogos, a história da chuva desde sua fonte principal até seu percurso no continente, com valores isotópicos derivados dos diversos fracionamentos, bem como indicação das moléculas preferenciais na evaporação e condensação. Águas pesadas são denominadas de enriquecidas (em isótopos pesados), enquanto águas leves de empobrecidas (em isótopos pesados).

Fonte dos dados isotópicos, Mook (2000). Ilustração adaptada de Yoshimura (2015) e retirada de Gastmans et al. (2021).

3.4.1 Fracionamento isotópico e formação de chuva

Desde a década de 1940, trabalhos teóricos e aplicados vêm sendo realizados resultando em uma compreensão dos processos que controlam a evolução isotópica das águas atmosféricas nos diferentes níveis do ciclo da água (JASECHKO, 2019; ROZANSKI; ARAGUÁS-ARAGUÁS; GONFIANTINI, 1993). É certo que o processo físico-químico denominado de fracionamento isotópico, definido como o particionamento (divisão) de isótopos contidos na mudança de fase da água (CLARK; FRITZ, 1997; DANSGAARD, 1964; MOOK, 2000; UREY, 1947), é responsável por fornecer assinaturas isotópicas únicas que variam no tempo e no espaço, possibilitando o rastreamento dos isotopólogos (Figura 3) (CLARK; FRITZ, 1997; MOOK, 2000).

Existem dois processos de fracionamento associados diretamente a precipitação: (i) o fracionamento de equilíbrio, relacionado a trocas preferenciais que distintas substâncias tem para dado isótopo (ocorre durante o processo de condensação dentro das nuvens, formação de gotículas de gelo e chuva) (JASECHKO, 2019; JOUZEL; MERLIVAT, 1984; MULLER et al., 2015; YOSHIMURA, 2015) e (ii) o fracionamento cinético ou de não-equilíbrio, relacionado a diferentes taxas de reação entre as moléculas (ocorre na evaporação, troca isotópica com vapor circundante e re-evaporação de gotas na chuva) (CRAIG; GORDON, 1965; MULLER et al., 2015).

A história da molécula de água envolve, desde a evaporação nos oceanos até a formação de chuva nos continentes, uma série de fracionamentos que foram investigados e parametrizados pela hidrologia isotópica (CRAIG; GORDON, 1965; HORITA; ROZANSKI; COHEN, 2008; JOUZEL; MERLIVAT, 1984). Nesse sentido, a composição isotópica da água atmosférica é originada pela evaporação da água na superfície dos oceanos (são as principais fontes de vapor no globo) por meio de uma combinação de fracionamentos em condições de equilíbrio e/ou cinéticos (CRAIG; GORDON, 1965), que tendem a evaporar águas mais leves (H_2O) (Figura 3) (YOSHIMURA, 2015). A temperatura da superfície do oceano, umidade relativa e os ventos governam a composição isotópica deste vapor na interface oceano-atmosfera, resultando em um vapor que se torna mais esgotado (empobrecido) que a água que lhe deu origem (oceano) (SODEMANN, 2006).

À medida que a parcela de ar deste vapor aumenta e recebe os processos

atmosféricos de condensação adiabática e radiativa, ocorre a formação de nuvens de água, em um processo de equilíbrio, descrito pelo modelo de destilação Rayleigh (quanto mais afastado da fonte de água, mais empobrecido estão as águas meteóricas) (CLARK; FRITZ, 1997; DANSGAARD, 1964; MOOK, 2000; ROZANSKI; ARAGUÁS-ARAGUÁS; GONFIANTINI, 1993). Com a continuação da condensação, os isótopos pesados formam a fase condensada que eventualmente cai como precipitação com moléculas de água pesada (H_2^{18}O e HDO), esgotando o vapor de água restante e água da nuvem (Figura 3) (MOOK, 2000; SODEMANN, 2006).

Esta precipitação líquida cai (etapa denominada de processos de pós-condensação) e está sujeita ainda a dois processos de fracionamento: (i) composição da água da chuva se equilibra com a umidade circundante e torna-se enriquecida. Este equilíbrio depende do tamanho da gota e da umidade relativa, que em níveis mais baixos é menos esgotada do que a precipitação na base da nuvem, assim a composição isotópica da chuva na superfície se assemelha muito a da umidade da superfície (CELLE-JEATON et al., 2004); Quanto maior a gota de chuva, maior sua velocidade de queda e menor a troca com vapor circundante, resultando em empobrecimento de $\delta^{18}\text{O}$ (XI, 2014); (ii) evaporação das gotas que caem em uma camada de baixa umidade enriquece a chuva restante, tornando a precipitação na superfície mais enriquecida (GEDZELMAN; LAWRENCE, 1990; GRAF et al., 2019; LEE; FUNG, 2008; MIYAKE; MATSUBAYA; NISHIHARA, 1968; SRIVASTAVA; RAMESH; RAO, 2012). Este processo foi observado principalmente em áreas desertas (CELLE-JEATON et al., 2004; DANSGAARD, 1964; STEWART, 1975), embora também seja considerado em áreas continentais, principalmente em chuvas leves em uma atmosfera relativamente seca (ROZANSKI; ARAGUÁS-ARAGUÁS; GONFIANTINI, 1993).

O vapor d'água remanescente, e já esgotado, pode ser realimentado no processo de condensação, tornando ainda maior o empobrecimento das massas de ar e conseqüentemente a precipitação formada. Conforme essa massa de ar vai progredindo e se distanciando em relação a sua fonte de origem (destilação Rayleigh) em direção ao continente, maior o empobrecimento do vapor atmosférico e da chuva subsequente (Figura 3). Assim, a assinatura isotópica da chuva, representa a história do fracionamento isotópico desde sua fonte, transporte, formação com os diferentes sistemas atmosféricos, processos dentro das nuvens e durante a queda de gotas até a superfície (SODEMANN, 2006). No entanto, o que torna a história das moléculas de

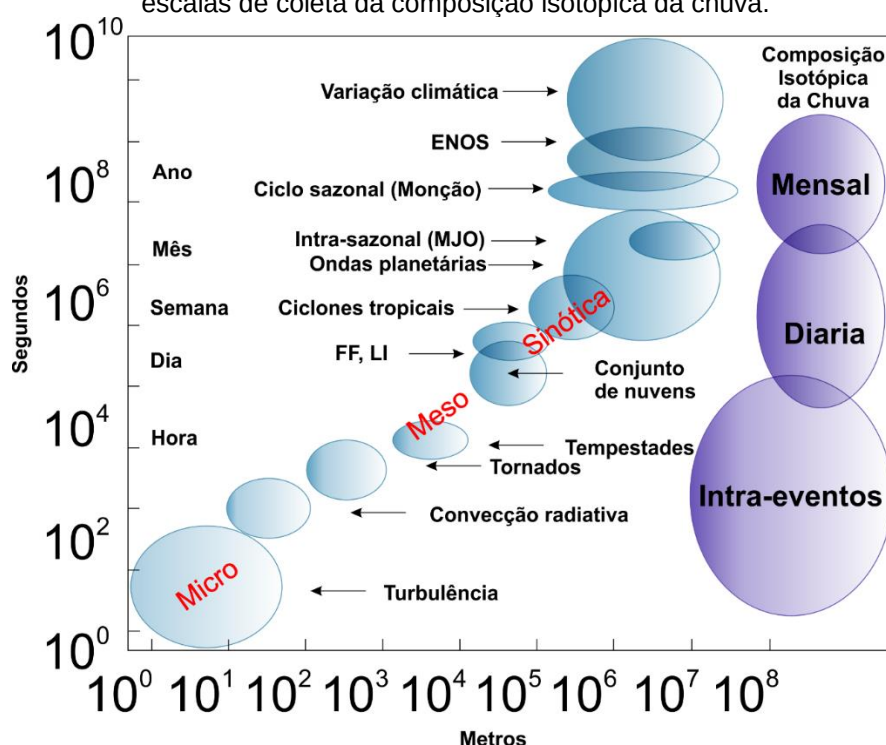
água visível é a maneira como se conecta a composição isotópica da chuva com os fatores e elementos climáticos, e toda a dinâmica dos sistemas atmosféricos. Assim, a escala de coleta torna-se fator importantíssimo para correlação com os dados meteorológicos na mesma escala de tempo.

3.4.2 Escalas espaciais e temporais na composição isotópica da chuva

A dinâmica entre as mudanças de fase e os processos de fracionamento caracterizam a variação espacial e temporal da variabilidade isotópica em diferentes áreas do globo, uma vez que distâncias com a fonte de umidade, latitude, clima, altitude, uso e cobertura do solo e os sistemas atmosféricos atuantes são inteiramente distintos.

Nesse sentido, os isotopólogos relacionados a dinâmica climática do local ao global, fornecem um amplo espectro de variações temporais, que variam de minutos a centenas ou milhares de anos, e espaciais que variam desde a escala micro (10 metros), em turbulências atmosféricas, a sinóticas (10^8 metros) envolvendo grandes conjuntos de nuvens (Figura 4).

Figura 4. Relação entre as escalas espaciais, temporais dos sistemas atmosféricos e as diferentes escalas de coleta da composição isotópica da chuva.



Traduzido e adaptado de COMET © em <http://meted.ucar.edu/> da University Corporation for Atmospheric Research (UCAR).

Deste modo, a base dos conceitos e interpretações sobre a variabilidade isotópica da chuva foi desenvolvida na escala mensal, com os primeiros estudos isotópicos determinando a reta meteórica global (Global Meteoric Water Line – GWML), que representa os efeitos provocados pelo fracionamento na precipitação isotópica (CRAIG, 1961).

A equação da GMWL: $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$, representa uma relação global entre $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ e processos meteorológicos ao redor do globo, servindo de referência e comparação as retas meteóricas locais (RML) em qualquer área de estudo (DANSGAARD, 1964). Sua inclinação se explica por fatores de fracionamento em diferentes temperaturas, assim declives em RML podem indicar processos predominantemente de equilíbrio em uma determinada faixa de temperatura e ou composição isotópica. Inclinações locais diferentes de 8, podem indicar que a chuva foi afetada por processos de não equilíbrio (PUTMAN et al., 2019).

O parâmetro que retrata este processo é o excesso de deutério (*d*-excess em inglês), definido como: $d = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$, representado pelo valor de 10 na GWML (DANSGAARD, 1964). O *d*-excess é relacionado principalmente ao papel do vapor na formação de chuva, em que valores $>10\text{‰}$ indicam a origem e o transporte de vapor que sofreu trocas isotópicas ao longo do seu percurso (MERLIVAT; JOUZEL, 1979), enquanto valores $<10\text{‰}$ estão associados a processos locais, principalmente os de evaporação (DANSGAARD, 1964; RISI et al., 2010a).

A aplicação destas definições, possibilitou um espectro de interpretações sobre a variabilidade isotópica, caracterizada basicamente por efeitos que tem como elemento importante a dependência da temperatura: *efeito de latitude*, em que os valores isotópicos mais enriquecidos são localizados na zona equatorial (quente), tornando-se empobrecidos em direção aos polos (frio); *efeito de altitude*, ocorre devido a diminuição da temperatura com aumento da altitude, resultando em empobrecimento da composição isotópica; *efeito de continentalidade*, associado ao transporte de vapor e chuva do oceano para o continente, em que assinaturas isotópicas em áreas litorâneas são mais enriquecidas, tornando-se empobrecidas conforme vão avançando sobre o continente, explicado pelo processo de destilação Rayleigh (DANSGAARD, 1964; ROZANSKI et al., 1993; CLARK; FRITZ, 1997).

O *efeito de temperatura* também é observado em variações sazonais no hemisfério norte e em latitudes maiores, onde a diferença de temperatura entre o verão e inverno é extrema, resultando em diferenças nítidas na composição isotópica.

Além da sazonalidade na temperatura, diferenças nos regimes de chuva ao longo do ano também caracterizam o *efeito de quantidade* em áreas tropicais, associado ao empobrecimento (enriquecimento) em grandes (pequenas) quantidades de chuva devido a sucessivos processos de condensação (ROZANSKI et al., 1993; CLARK; FRITZ, 1997).

O efeito de quantidade na zona tropical não é totalmente explicável ainda, com correlações negativas entre a composição isotópica e a quantidade de chuva em escala mensal. Em escala diária esta correlação diminui (KURITA et al., 2009), principalmente em estações distantes do litoral. Esta dificuldade de explicar este efeito foi relacionada a ocorrência de chuvas convectivas, muito comum em regiões tropicais. Quanto mais forte a natureza convectiva de um determinado evento de chuva, maior a quantidade dela e mais esgotada será a composição isotópica (DANSGAARD, 1964). Este mesmo autor, cita outros fatores, como empobrecimento da precipitação, devido a menor re-evaporação e trocas difusivas mais eficientes durante a queda da chuva.

Com a revolução tecnológica, as técnicas de determinação do conteúdo isotópico como a Espectroscopia de Absorção Laser (*Laser Absorption Spectroscopy*), aumentaram a capacidade de determinação do número de amostras (WASSENAAR; COPLEN; AGGARWAL, 2014), assim como as tecnologias para monitoramento e previsão do tempo e do clima, com evolução de sistemas de armazenamento de dados, melhores resoluções espaciais e temporais de satélites meteorológicos, sensores, micro radares, entre outros.

Nesse sentido, estudos que utilizaram amostras mensais do GNIP, diárias e de intra-eventos, acompanhados de dados meteorológicos mais sofisticados possibilitaram uma investigação mais detalhada de sistemas atmosféricos, desde eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) em escala global, a escala temporal de semanas a horas, como ciclones, conjuntos de nuvens, tempestades e até chuvas localizadas (Figura 3.4.2), e principalmente a influência de sistemas convectivos no efeito de quantidade.

De modo geral, avaliações de quantificação e modelagem dos processos físicos que envolvem a convecção tem sido realizadas em estudos com a composição isotópica da chuva e do vapor de água (o que implicam em interpretações para a chuva), propondo que a profundidade da convecção organizada controla o efeito de quantidade (LACOUR et al., 2018; LEKSHMY, et al., 2014; TORRI; MA; KUANG,

2017), do mesmo modo que a atividade convectiva (BONY; RISI; VIMEUX, 2008; RISI et al., 2008) e a microfísica de chuvas convectivas versus estratiformes em escala mensal (AGGARWAL et al., 2016; LEKSHMY; MIDHUN; RAMESH, 2018), além da relação destes tipos de chuvas com sistemas atmosféricos específicos em intra-eventos (HAN et al., 2020; RISI et al., 2010a; SRIVASTAVA; RAMESH; RAO, 2012).

O mecanismo primário proposto para explicar o efeito da quantidade de precipitação é a reevaporação da chuva seguida da reciclagem do vapor em sistemas convectivos (LACOUR et al., 2018), confirmando a importância da reevaporação como proposto por Dansgaard, (1964). Processos reevaporativos ocorrem em sistemas convectivos formados em diferentes condições de umidade, governando o empobrecimento/enriquecimento isotópico. Em ambientes secos, a reevaporação da chuva é maior, enriquecendo a água circundante e a composição isotópica da precipitação, enquanto em ambientes úmidos, a reevaporação diminui, esgotando o vapor circundante e conseqüentemente a precipitação. Em ambientes saturados, as trocas difusivas de vapor da chuva inibem a reevaporação, promovendo empobrecimento ainda maior no vapor de água e conseqüentemente na precipitação (RISI et al., 2008; LACOUR et al., 2018).

Em sistemas convectivos organizados, este o processo de reevaporação das gotas de chuva formam primeiro vapor empobrecido, resultando em trocas difusivas com o vapor de regiões vizinhas. Posteriormente, o vapor esgotado alimenta o sistema convectivo organizado e promove a formação de nova precipitação com valores de $\delta^{18}\text{O}$ ainda mais empobrecidos (RISI et al., 2008a).

Este vapor reevaporado de subsidência em meso-escala (fluxos de ar descendentes que compõe grandes sistemas convectivos de meso-escala) pode compor a umidade de baixo nível, alimentando sistemas convectivos sucessivos (RISI et al., 2008a, 2008b; VIMEUX et al., 2011), resultando em empobrecimento nas chuvas resultantes (MOERMAN et al., 2013), refletindo a intensidade cumulativa da atividade convectiva dos dias anteriores. Este mecanismo seria a principal causa da correlação negativa entre precipitação diária de $\delta^{18}\text{O}$ e quantidade diária de precipitação segundo Moerman et al., (2013), indicando que a convecção ocorre em uma ampla gama de condições e escalas de tempo e espaço (RISI et al., 2010a).

A microfísica de nuvens, considera que o processo de formação distinto dos hidrometeoros entre chuvas convectivas e estratiformes, devido as diferenças na velocidade vertical, é o motor principal no efeito de quantidade tropical em estações

de influência marinha. Chuvas convectivas são enriquecidas porque a condensação e formação do gelo em correntes ascendentes fortes estão associados a umidade da camada limite na convecção profunda, resultando na rápida formação do gelo e fusão deste em gotas de chuvas grandes (média >2mm de diâmetro), enquanto em chuvas estratiformes, a formação dos hidrometeoros ocorre acima do nível de congelamento (por difusão de vapor), e a homogeneização isotópica na camada de fusão gera gotas menores (~1mm de diâmetro) em quedas mais lentas, favorecendo as trocas isotópicas abaixo do nível de fusão, empobrecendo a composição isotópica (AGGARWAL et al., 2016).

Com os intra-eventos, estas interpretações tornam-se mais detalhadas, uma vez que é possível investigar a evolução destes processos ao longo de sua ocorrência, o que tem promovido a avaliação de tempestades extremas (JIE et al., 2015), ciclones (COPLEN et al., 2015), furacões (GEDZELMAN et al., 2003; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2019) e tufões (HAN et al., 2020; XU et al., 2019), onde fração de chuvas convectivas e estratiformes ocorrem no mesmo contexto hidro-meteorológico.

3.4.3 Tendências isotópicas dos Intra-eventos de chuva

Tendências isotópicas diferentes (Figura 5) foram identificadas em todos os restritos estudos de eventos individuais da composição isotópica da chuva ao redor do globo. Foi observada significativa variação nos valores, revelando uma ligação entre assinatura isotópica e diversos componentes, que envolvem o caminho, a estrutura e a evolução da tempestade, o sistema atmosférico que lhe deu origem, mudanças na massa de ar, altitude na qual a chuva é produzida (nível de condensação), tipo de chuva, intensidade de precipitação, e processos locais e microfísicos que ocorrem dentro e abaixo das nuvens, como trocas difusivas entre vapor de baixo nível e gotas de chuva, e principalmente a evaporação das gotas de chuva (ROZANSKI et al., 1993; MULLER et al., 1993).

Tendência em forma de “V” e “W” (Figura 5A(I)): observa-se enriquecimento no início do evento até empobrecimento máximo e novo enriquecimento no final do evento. A forma em W refere-se ao equivalente de 2 formas em V. Deste modo, no início, a chuva é produzida por nuvens de baixa altitude e está sujeita a evaporação durante sua queda, tendo maior conteúdo de isótopos pesados. O empobrecimento da chuva pode refletir um típico processo de destilação Rayleigh pelo aumento da

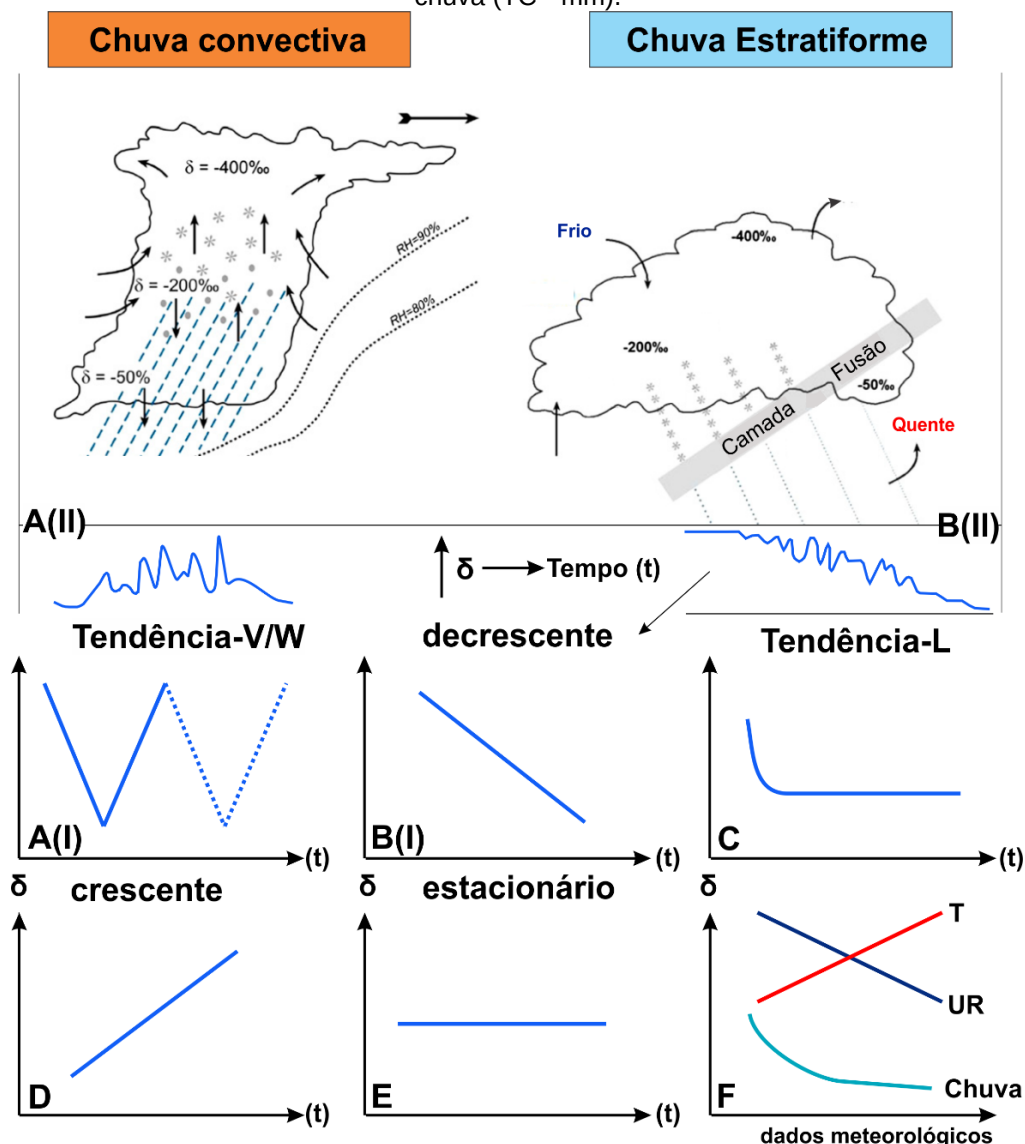
altitude de formação da chuva, seja pela subida de ar quente e úmido em um sistema frontal ou elevação convectiva por entrada de novo ar em chuvas convectivas, favorecendo a diminuição da temperatura. O esgotamento máximo ocorre em intensidade máxima de chuva e coincide com resfriamento máximo na passagem de frente frias ou quando célula de convecção atinge altura máxima em chuvas convectivas (CELLE-JEATON et al., 2004). Também pode caracterizar as fortes excursões de valores esgotados nas correntes descendentes dos sistemas convectivos organizados, cuja precipitação é intensa (SODEMANN, 2006). No final do evento, a composição isotópica da chuva volta a ficar enriquecida devido: i) formação de chuva residual em baixas altitudes e diminuição da intensidade da chuva, na fase de dissipação de uma frente fria ou célula convectiva; ii) troca entre gotas de chuva caindo e o vapor do ar próximo a superfície; iii) entradas de novas massas de ar com menor chuva efetiva (CELLE-JEATON et al., 2004). A forma em W é uma extensão da forma em V, sendo explicada de maneira semelhante, e relacionada principalmente como tendência isotópica de chuvas convectivas (Figura 5A(II)) (SODEMANN, 2006).

Tendência decrescente “\” (Figuras 5B(I) e “L” (5C): Início de chuva enriquecida e empobrecimento constante e ou com valores contínuos ao longo do evento. Para esta tendência a explicação foi relacionada ao impacto decrescente das trocas isotópicas e ao aumento local nas alturas de nuvens ocorridas dentro de um sistema dinâmico (COPLEN et al., 2008, 2015; GEDZELMAN; LAWRENCE, 1990) em sistemas frontais ou ainda em chuvas estratiformes (Figura 5B(II)) (BARRAS; SIMMONDS, 2009), cuja diminuição constante do conteúdo de isótopos pesados, conforme o modelo Rayleigh de condensação de vapor atmosférico. No pico da tempestade, no momento de intensidades máximas, pode caracterizar movimentos convectivos que resultam na mistura do ar próximo a superfície com o de maior altitude (que é parcialmente empobrecido), ocasionando maior empobrecimento da composição isotópica da chuva (RINDSBERGER et al., 1990). Além disso, quando esta tendência atinge um valor estacionário, referida como tendência em forma de L (ADDAR et al., 1991), foi associada a chuvas convectivas, devido as condições estacionárias que tendem a permanecer constantes (CELLE-JEATON et al., 2004) ou a chuvas intensas, onde isótopos pesados se tornam carentes gradualmente (ADAR et al., 1991).

Tendência crescente “/” (Figura 5D): Início de chuva empobrecida e enriquecimento constante. Relacionada a rápida condensação na formação de chuva

intensa (com grandes gotas), resultando no enriquecimento da composição isotópica, associada a partes de nuvens profundas em chuvas convectivas (GEDZELMAN; LAWRENCE, 1990; MULLER et al., 2015).

Figura 5. Tendências isotópicas da chuva de intra-eventos. A(I) tendência em forma de V e ou W, geralmente ocorre em chuvas convectivas A(II); B(I) tendência decrescente, geralmente ocorre em chuvas estratiformes B(II); C tendências em forma de L, D crescente, E estacionária; F Relação entre a composição isotópica da chuva e temperatura (T - °C), umidade relativa do ar (UR - %) e taxa de chuva (TC - mm).



Maiores valores de UR e chuva inibem a evaporação, enquanto maiores valores de T e UR a favorecem. Figura adaptada das figuras de MULLER et al., (2015).

Tendência com valores constantes (Figura 5E): Não há grandes variações isotópicas ao longo do evento. Isto ocorre devido a uma altura de formação da chuva sem mudanças, o que pode ocorrer na interface de um sistema frontal, entre a frente quente e fria, onde o ar quente não subiu o suficiente para mudar a altura da

condensação (MIYAKE; MATSUBAYA; NISHIHARA, 1968).

Escassos trabalhos sobre intra-eventos abordaram as variações do *d*-excess, uma vez que até mesmo em escalas maiores sua interpretação é mais complexa. Com os intra-eventos, a influência dos processos evaporativos sobre o *d*-excess torna-se mais visível. Nesse sentido, a evaporação provoca sua diminuição, enquanto mistura de massas de ar ou reciclagem da umidade evaporada pela formação de um condensado secundário o aumentam (BARRAS; SIMMONDS, 2009; HAN et al., 2020).

De certo modo, estas informações se conectam quando analisada a evolução da composição isotópica da chuva nos intra-eventos e correlaciona-se com os parâmetros meteorológicos de superfície. Chuvas estratiformes (convectivas), possuem gotas menores (maiores) que favorecem (inibem) os processos evaporativos durante sua queda, ocorrendo em intervalos de taxas de chuva diminutas (elevadas), resultando em enriquecimento (empobrecimento) de $\delta^{18}\text{O}$ e diminuição (aumento) nos valores de *d*-excess (Figura 5F). Por isso, em condições convectivas, valores de *d*-excess tem relação positiva com a quantidade de chuva (e maior intensidade) e nas chuvas estratiformes esta relação diminui (BARRAS; SIMMONDS, 2009; LEKSHMY; MIDHUN; RAMESH, 2018; MULLER et al., 2015).

Além disso, em condições de maior (menor) temperatura e menor (maior) umidade relativa os processos evaporativos são favorecidos (inibidos), enriquecendo (empobrecendo) o $\delta^{18}\text{O}$ e diminuindo (aumentando) o *d*-excess (Figura 5F). Os parâmetros meteorológicos de superfície são apenas indicadores dos processos evaporativos e de condensação, não refletindo de maneira direta a física destes processos, que ocorrem de fato em altitudes superiores (MULLER et al., 2015).

Diferenças na formação da chuva no verão e inverno também foram consideradas como componente na variação do conteúdo isotópico em intra-eventos. No verão, chuvas formadas por condensação de vapor oriunda de subidas convectivas de massas de ar úmidas tiveram uma maior diminuição em $\delta^{18}\text{O}$, comparada a chuvas frontais no inverno, derivadas de condensação progressiva do vapor em massas de ar empurradas por frentes frias, resultando em um empobrecimento maior do vapor (CELLE-JEATON et al., 2004).

Como descrito, as tendências isotópicas dos intra-eventos podem ser bastante heterogêneas e variáveis, com interpretações pouco conhecidas e muitas vezes especulativas, o que dificulta a diferenciação e a determinação de um fator

predominante.

Apesar disso, estes estudos indicam que a composição isotópica da chuva dos intra-eventos, depende fortemente da história meteorológica do ar em que a chuva é produzida (fatores regionais) e pela qual ela cai (fatores locais) (ROZANSKI et al., 1993), exigindo uma análise de regressão multivariada, porque diferentes processos podem dominar a assinatura isotópica em diferentes escalas espaço-temporais. Assim, uma avaliação de intra-eventos, fornece informações para particionar controles e construir uma compreensão da variabilidade isotópica, respondendo a mudanças graduais e abruptas nos parâmetros microfísicos, locais, meteorológicos e sinóticos que influenciam na formação de chuva (CELLE-JEATON et al., 2004; MULLER et al., 2015).

3.4.4 Composição isotópica da chuva mensal e diária em Rio Claro

A composição isotópica da chuva em Rio Claro (SP), vem sendo analisada com a coleta mensal (2013 – estação GNIP código: 8374701) e diária (2014). Os resultados deste monitoramento até 2018, foram publicados em artigos (GASTMANS et al., 2017; DOS SANTOS et al., 2019, 2022; SANTOS et al., 2019a, 2019b) que demonstraram os processos de escala regional controlam a variabilidade da composição isotópica da chuva, que é pronunciada de maneira distinta ao longo das estações do ano, devido a atuação de diferentes sistemas atmosféricos que geram a chuva e a umidade disponível, caracterizando um efeito sazonal.

Durante a estação chuvosa, a umidade proveniente da Amazônia interage com os gradientes de pressão formados por aumento na temperatura, favorecendo a formação da ZCAS, resultando em valores isotópicos mais empobrecidos ($\delta^{18}\text{O} = < -6\text{‰}$), enquanto no inverno, a umidade proveniente da Amazônia diminui, estando mais associada à do Oceano Atlântico, ocorrendo chuva quando as FF são fortes o suficiente para vencer a circulação da ASAS, resultando em composição isotópica mais enriquecida ($\delta^{18}\text{O} = > -1\text{‰}$).

A influência de umidade proveniente da Amazônia e do Oceano, indica que o vapor que gera chuva em Rio Claro foi afetado por processos de recirculação, tanto em escala mensal ($\delta^2\text{H} = 8,34 \cdot \delta^{18}\text{O} + 15,71$), quanto na diária ($\delta^2\text{H} = 8,05 \cdot \delta^{18}\text{O} + 13,08$).

Esta influência dos fatores regionais também foi observada em uma

comparação entre a composição isotópica da chuva de diferentes eventos de El Niño-Oscilação Sul (ENOS), 1997-1998 (ENOS 1) e 2014-2016 (ENOS 2), com dados isotópicos diários de Rio Claro e da região centro-leste do estado de São Paulo, nas cidades de Bragança Paulista, Campinas, Piracicaba e Santa Maria da Serra. O mesmo efeito sazonal foi identificado, e principalmente a influência das diferentes condições de umidade disponível, que foi maior na estação seca do ENOS 1, gerando empobrecimento na composição isotópica da precipitação ($\delta^{18}\text{O} = <-4,60\text{‰}$) em comparação a estação seca do ENOS 2, cuja umidade disponível foi menor e consequentemente, a precipitação mais enriquecida ($\delta^{18}\text{O} = <-2,80\text{‰}$).

Por fim, também foi comparada a composição isotópica mensal e diária de Rio Claro com as estações GNIP de Belo Horizonte, Brasília e Rio de Janeiro. Neste trabalho, foi confirmado o efeito sazonal, de continentalidade e de quantidade na composição isotópica mensal da chuva de todas as localidades, estendendo a interpretação realizada em Rio Claro e demonstrando a importância dos processos de recirculação de vapor e dos sistemas atmosféricos (FF e ZCAS) que também foram observados na composição isotópica diária, no entanto, os principais controles climáticos sobre a variabilidade dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e *d*-excess foi explicado pela forte atividade convectiva e diferenças de umidade disponível, caracterizando o papel da formação da chuva, como fator relevante para o entendimento da variabilidade isotópica (DOS SANTOS et al., 2022).

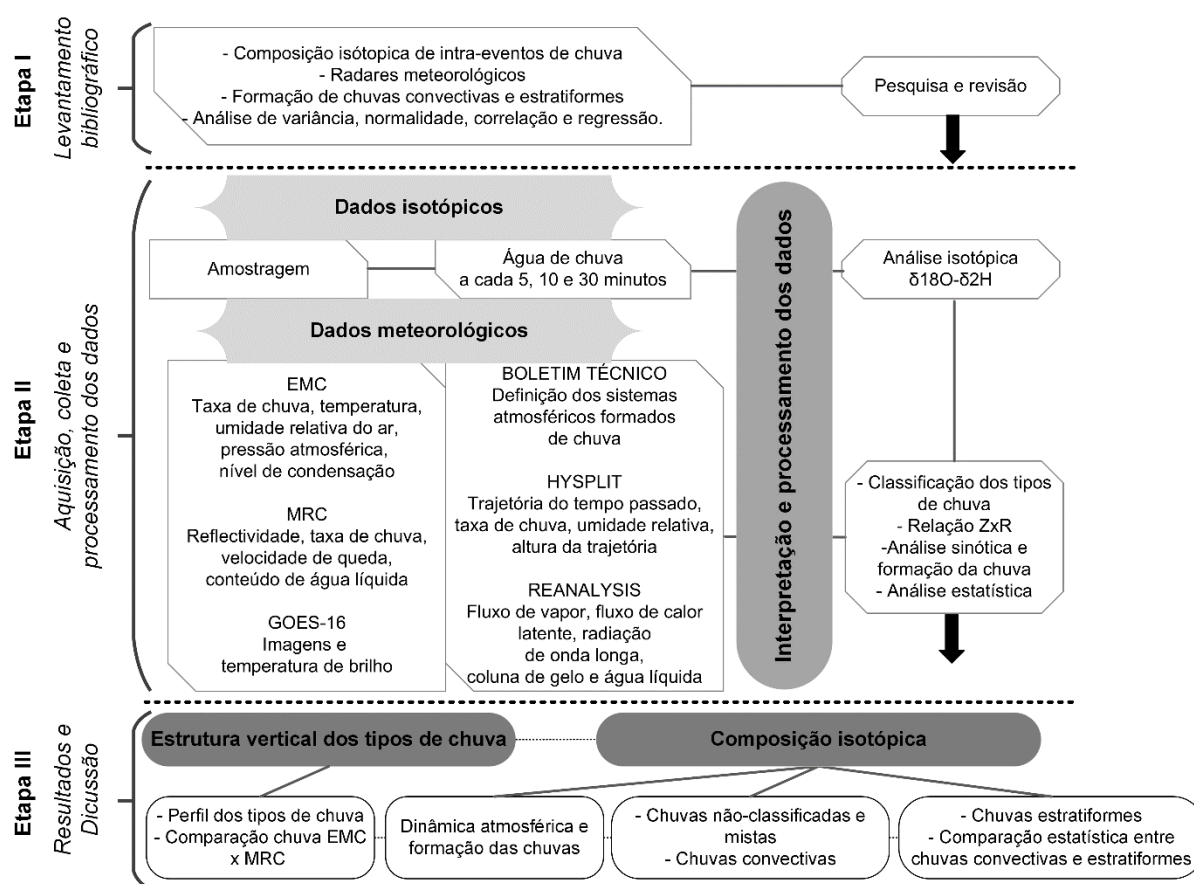
Além disso, por meio de testes estatísticos Gastmans *et al.* (2017) e Santos *et al.* (2019), confirmaram a influência de parâmetros regionais sobre a variabilidade isotópica. No entanto, apesar da regressão ser significativa, ela explica apenas parte da variabilidade, principalmente quando se trata de valores em torno de $\delta^{18}\text{O} = -4\text{‰}$ e -5‰ , o que não ocorre para valores mais extremos. Desta forma, as diferenças observadas indicam que apenas os parâmetros climáticos regionais não são suficientes para a previsão da composição isotópica da chuva, havendo a necessidade de entendimento dos processos que ocorrem em escala local.

Neste sentido, a análise intra-evento da composição isotópica da chuva passou a ser uma alternativa, permitindo identificar a passagem e evolução destes diferentes sistemas atmosféricos, identificando os tipos de chuva e possibilitando o entendimento dos processos locais de formação da chuva que podem governar as composições isotópicas mais enriquecidas-empobrecidas.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para responder as perguntas científicas propostas e atingir os objetivos, foi realizado neste trabalho as etapas de (i) levantamento bibliográfico (ii) aquisição, coleta e processamento dos dados (iii) resultados e discussões, resumidas na figura 6 e detalhadas a seguir.

Figura 6. Fluxograma resumindo os aparelhos, modelos, plataformas, materiais e atividades desenvolvidas em cada uma das etapas de trabalho.



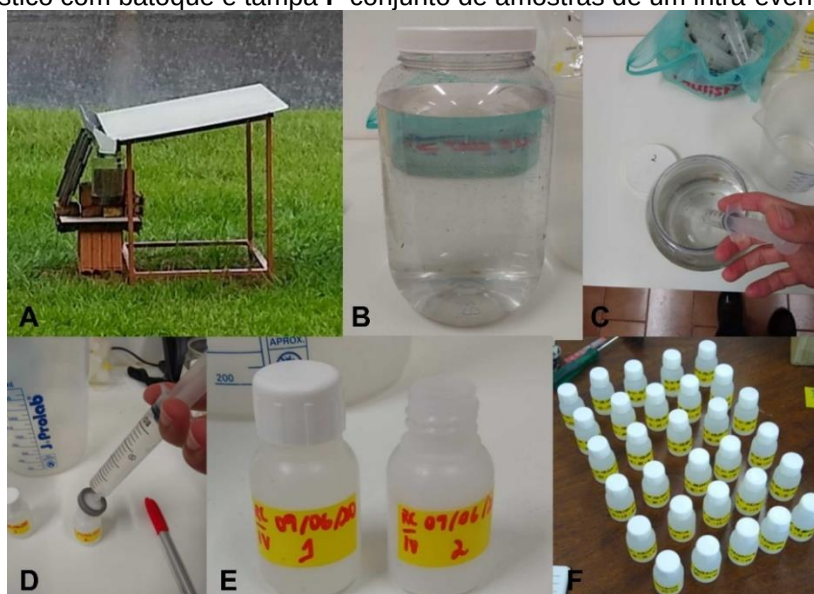
4.1 Amostragem e análise isotópica

Os procedimentos de coleta e amostragem, para a determinação do conteúdo isotópico da água de chuva, foram àqueles recomendados pela IAEA (<http://www.iaea.org/water>), de maneira a garantir a obtenção de dados confiáveis. Nesse sentido, cuidados especiais foram tomados para evitar evaporação da amostra, que resulta em fracionamento isotópico, podendo alterar a composição isotópica.

Foram coletadas amostras intra-evento da chuva nas dependências do Centro de Estudos Ambientais (CEA), no campus da UNESP de Rio Claro. A coleta de amostras intra-eventos foi feita por meio de uma estrutura de metal construída com

um telhado e uma calha conectada por um funil (Figura 7A), onde um frasco de plástico, armazena a água (Figura 7B). As amostras foram coletadas de maneira sequencial, a depender da intensidade de chuva, a cada 5 minutos para chuva de maiores intensidades, 10min, 20min e até 30min para chuvas de fraca intensidade, como realizado em diferentes estudos de intra-eventos (CELLE-JEANTON et al., 2004; MULLER et al., 2015).

Figura 7. Procedimentos e materiais de coleta dos intra-eventos de chuva. **A** estrutura de metal para coleta da chuva, **B** frasco de plástico que armazena a chuva, **C** seringa **D** filtragem da amostra **E** frasco de plástico com batoque e tampa **F** conjunto de amostras de um intra-evento etiquetadas.



Todas as amostras foram filtradas em filtros de seringa de acetato de celulose #0,45mm (Figura 7C,D), acondicionadas em frascos de plástico de 25mL, com tampa e batoque e armazenadas sob refrigeração antes de serem enviadas ao laboratório (Figura 7E,F).

O conjunto de amostras de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, foi enviado aos laboratórios de Hidrogeoquímica do Departamento de Geologia Aplicada (DGA) IGCE-UNESP, espectrômetro Los Gatos Research INC, Laboratório de Isótopos Ambientais (LIA) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP) e Escola de Química da Universidade Nacional da Costa Rica (Heredia, Costa Rica), ambos com equipamento PICARRO. Nestes laboratórios o conteúdo isotópico foi determinado por meio do método de Espectrometria de Absorção à Laser (*Cavity Ring Laser Spectroscopy*).

As coletas intra-evento registram o evento de chuva completo (início ao fim),

para isso, foi realizado um acompanhamento constante via o radar meteorológico do IPMet em Bauru (<https://www.ipmetradar.com.br/index.php>), essencial para conseguir coletar a chuva desde o seu início em Rio Claro.

Entre setembro/2019 e abril/2021 foram coletadas 469 amostras de chuva em 32 intra-eventos (Tabela 1), sendo 18 com resultados isotópicos. Os demais eventos não foram analisados por questões financeiras.

Tabela 1. Síntese da coleta de amostras dos intra-eventos.

Quantidade	Data/ID	Status	Duração	Intervalo de coleta	n° amostras
1	250919IV	Resultados obtidos	01:16	5min	16
2	081019IV	Resultados obtidos	03:15	5min/15min	30
3	051119IV	Resultados obtidos	01:21	Variado 1min-10min*	21
4	081119IV	Armazenado	01:59	5min	21
5	061219IV	Resultados obtidos	02:20	5min	29
6	101219IV	Resultados obtidos	02:50	5min/10min	28
7	020120IV	Armazenado	03:13	5min	39
8	050120IV	Resultados obtidos	02:02	5min	16
9	070120IV	Armazenado	00:56	5min	10
10	070120IV	Armazenado	01:20	20min	4
11	080120IV	Armazenado	01:04	5min/10min	6
12	230120IV	Armazenado	02:22	10min	14
13	300120IV	Resultados obtidos	00:20	5min	4
14	300120IV	Resultados obtidos	00:30	5min	6
15	010220IV	Resultados obtidos	01:45	5min/10min	13
16	030220IV	Armazenado	03:10	5min/20min/30min*	10
17	100220IV	Resultados obtidos	05:25	Variado*	7
18	100220IV	Resultados obtidos	02:57	Variado*	18
19	180220IV	Armazenado	00:50	10min	5
20	140520IV	Armazenado	03:07	5min	15
21	230520IV	Resultados obtidos	02:10	5min	26
22	090620IV	Resultados obtidos	01:33	4min/5min/10min*	12
23	27/0620IV	Resultados obtidos	02:30	10min	15
24	210820IV	Resultados obtidos	04:22	30min	13
25	291020IV	Resultados obtidos	01:50	5min/20min*	10
26	181120IV	Resultados obtidos	02:58	5min/20min/30min*	29
27	170221IV	Armazenado	00:30	5min	6
28	240221IV	Resultados obtidos	03:18	5min/10min	19
29	040321IV	Armazenado	00:34	5min	6
30	050321IV	Armazenado	01:00	10min	6
31	050321IV	Armazenado	00:40	10min	4
32	060421IV	Armazenado	02:40	10min	11
Número total de amostras coletadas					469
Número total de amostras com resultados isotópicos					312

*O intervalo de coleta depende da intensidade da chuva e se a chuva é contínua.

Este trabalho não teve como objetivo coletar todos os eventos de chuva que ocorreram em Rio Claro durante o período de amostragem, mas o de capturar “fotografias” dos processos atmosféricos e isotópicos de maneira aleatória, uma vez que as coletas foram realizadas manualmente. Parte da coleta dos intra-eventos foi interrompida devido as restrições de saúde a pandemia da covid-19, apesar disto os resultados foram considerados satisfatórios para realização do trabalho.

4.2 Aquisição de dados meteorológicos

4.2.1 Micro Radar de Chuva e estação meteorológica compacta

O MRC foi instalado nas dependências do Centro de Estudos Ambientais (CEA) (Figura 8) e possui intervalo de resolução $>10\text{m}$, frequência de 24,23 GHz k-band com medições dos espectros Doppler. O desvio de frequência Doppler entre o sinal transmitido e o recebido é uma medida de velocidade de queda das gotas de chuva. O MRC faz medições em múltiplas alturas (*range bin* em inglês ou altura de resolução), divididas em no máximo 31 alturas “degraus”. A altura de resolução escolhida no primeiro momento foi de medições a cada 100m, atingindo uma altura máxima de 3100m. Posteriormente foi mudado para 150m, chegando a uma altura máxima de 4650m, posteriormente para 300m, atingindo 9300m, e 350m até 10.850m. Com testes realizados, a melhor altura de resolução é a cada 200m, chegando a 6200m. Estas mudanças foram feitas com o objetivo de identificar as chuvas de desenvolvimento vertical.

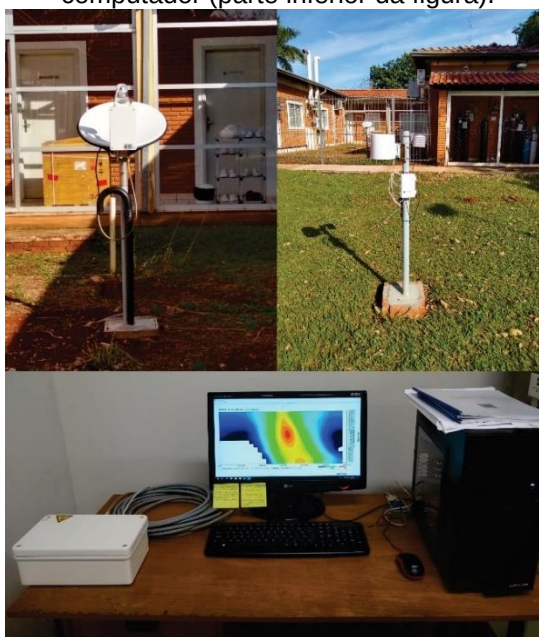
Parâmetros como refletividade ($Z - \text{dBZ}$), refletividade corrigida ($Z_c - \text{dBZ}$), velocidade de queda das gotas de chuva ($w - \text{m.s}^{-1}$), taxa de chuva ($\text{RC}_{\text{mrc}} - \text{mm.min}^{-1}$) e conteúdo de água líquida ($\text{CAL} - \text{g m}^{-3}$) são medidos a cada altura, resultando em um perfil vertical da atmosfera. Ao longo do corpo do trabalho, estes dados foram utilizados em duas condições: i) valores de medição do MRC próximo a superfície (para comparação direta com dados da estação meteorológica) e ii) valores de todas as alturas medidas pelo MRC (para verificar a estrutura vertical da chuva).

Os dados registrados pelo MRC são armazenados no computador em basicamente duas pastas de saídas: *Processed Data* (o equivalente a medições instantâneas) e o *Average Data* (representa uma média de múltiplas medições). Estes dados exigem grande capacidade de armazenamento, havendo a necessidade de um

processamento, que possibilita além de diminuir o espaço de armazenamento no computador, uma melhor maneira de gerar figuras e gráficos. Neste sentido, o processamento destes dados e elaboração das figuras apresentadas neste relatório, foram feitos através da linguagem Python, com criação de scripts, no software Spyder.

Uma estação meteorológica compacta (EMC) instalada próxima ao radar (Figura 8) fornece dados de taxa de chuva ($TC_{emc} - mm.min^{-1}$), temperatura ($^{\circ}C$), umidade relativa do ar (UR - %) e pressão atmosférica (kPa), registrando dados a cada 1 minuto e foi utilizada para análise dos intra-eventos e comparação dos valores de precipitação estimados de Z.

Figura 8. Aparelhos meteorológicos instalados no CEA. À esquerda, Micro Radar de Chuva (MRC); à direita a estação meteorológica compacta (EMC); os dados do MRC são transmitidos e registrados no computador (parte inferior da figura).



Com dados de temperatura e UR foi calculado a temperatura do ponto de orvalho (T_{po}) e o *Lifting Condensation Level* (LCL), parâmetro que determina a camada ou nível do ar com condições meteorológicas propícias para ocorrer a condensação do vapor d'água e consequentemente precipitação (SODERBERG et al., 2013). Seu cálculo foi feito com base nos valores de temperatura média da hora T_{ar} ($^{\circ}C$), temperatura do ponto de orvalho T_{po} ou T_d ($^{\circ}C$), *lapse rate* adiabática úmida ($\Gamma_w = 0,01^{\circ}C/m$) e taxa adiabática seca, conforme Soderberg et al., (2013): ($\Gamma_d = 0,005^{\circ}C/m$): $LCL = (T_{ar} - T_{po}) / (\Gamma_w - \Gamma_d)$. Sua utilização pode ajudar no entendimento da formação das chuvas não-classificadas, principalmente.

4.2.2 Imagens do satélite GOES-16

O satélite da série *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-R) (<https://www.goes-r.gov/>) lançado no ano de 2016, com a missão do *Advanced Baseline Imager* (ABI) de medir a energia solar radiante e reflexiva projetado para observar o hemisfério ocidental e fornecer imagens de área variável e informações radiométricas da superfície da Terra, atmosfera e cobertura de nuvens. Possui resolução espacial e espectral moderada, e a alta resolução temporal, com um radiômetro de 16 bandas de última geração, com espectros cobrindo porções do visível, infravermelho próximo e infravermelho (IR), com de resolução espacial de 0.5km, 1km e 2km, respectivamente (SCHMIT et al., 2017). As informações do ABI têm sido usadas para produzir uma ampla variedade de produtos de dados climáticos e ambientais e para monitorar as mudanças rápidas do tempo.

Os modos de operação do ABI disponíveis são o *Full Disk*, com cobertura hemisférica, resolução temporal de 5-15 minutos e resolução espacial de 0,5 a 2km; *Mesoscale*, com cobertura em uma caixa de 1000x1000km e resolução temporal de 30 segundos e resolução espacial de 0,5 a 2km; *CONUS*, abrange a área dos EUA Continental e EUA Pacífico, resolução espacial de 0.5 a 2km; *Flex Modes*: os modos flexíveis fornecem uma varredura completa do disco a cada 10 minutos (modo 6) ou a cada 15 minutos (modo 3), um CONUS a cada cinco minutos e dois domínios de mesoescala a cada 60 segundos (ou uma sub-região a cada 30 segundos).

Dentre inúmeros sites para aquisição e aprendizado das informações do GOES-16, existe o GEONETCast, que é uma rede global de sistemas de disseminação baseados em satélite sustentados e econômicos, que entrega dados e produtos para atividades (<https://geonetcast.wordpress.com/gnc-a-product-catalog/>) da comunidade *Group on Earth Observations* (GEO). Nas Américas, GEONETCast-Americas, estendeu o acesso aos recursos do GEOSS a mais de uma dúzia de redes nacionais, incluindo Brasil, Costa Rica, El Salvador e México. Os scripts montados para determinação das temperaturas de brilho (Tb) analisadas com as imagens do GOES, foram obtidos no blog desta comunidade.

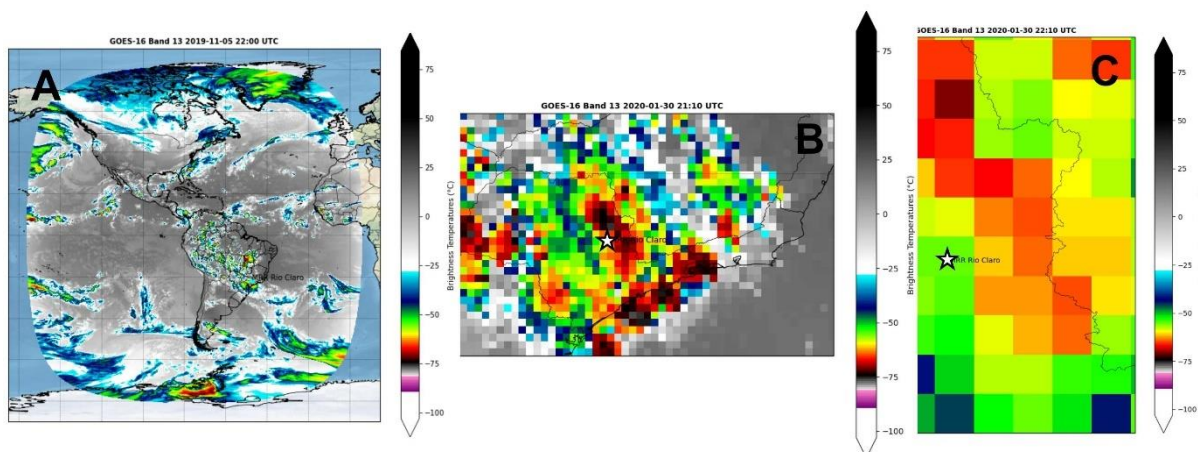
Estas imagens foram adquiridas através do site GOES-16/17 *on Amazon Download* Page: https://home.chpc.utah.edu/~u0553130/Brian_Blaylock/cgi-bin/goes16_download.cgi, a cada 10 minutos antes e durante o tempo de coleta dos intra-eventos. O domínio foi *Full Disk*, produto *ABI L2 Cloud and Moisture Imagery* e

o canal utilizado foi o de 10,35 μm (banda 13). Este canal possui a janela atmosférica que fornece informações ricas sobre a temperatura da nuvem superior. Uma temperatura baixa nesta banda indica uma nuvem alta com maior probabilidade de produzir precipitação e evoluir para um evento convectivo, uma vez que a temperatura neste canal tem relação inversa com a altura (LIU et al., 2019).

Após o download, as imagens foram geradas em linguagem Python (Figura 9A), sendo ampliadas para uma visualização da organização do sistema de nuvem (Figura 9B), e posteriormente ampliada sobre Rio Claro, para obtenção do valor da Tb no pixel correspondente (Figura 9C).

As imagens ampliadas foram utilizadas na classificação dos tipos de chuva (detalhada a seguir), e em situações específicas referente a análise sinótica e ciclo de vida dos intra-eventos.

Figura 9. Processamento de imagens do satélite GOES-16. Imagens de diferentes dimensões foram obtidas: **A** Américas, **B** estado de São Paulo, e **C** pixel sobre o ponto de coleta em Rio Claro para obtenção dos valores de temperatura de brilho (Tb).



4.2.3 Boletins técnicos do CPTEC-INPE

Foi utilizado para previsão e análises complementares para identificação dos sistemas atmosféricos geradores de chuva as carta sinóticas da Marinha do Brasil, disponível em: (<https://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/cartas/cartas.htm>) e o Boletim Técnico do Centro de Previsão de Tempo Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), disponível em (<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>).

4.2.4 Modelo HYSPLIT

Foram adquiridos dados meteorológicos da atmosfera do modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) (STEIN et al., 2015), sistema matemático que calcula trajetórias e faz simulações de dispersão e deposição de partículas na atmosfera. Os dados foram obtidos online (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php). O modelo utiliza e fornece, dados meteorológicos e de deslocamento espacial de partículas na atmosfera, calculados a partir do modelo numérico implementado. Os parâmetros meteorológicos do banco de dados GDAS (global data assimilation system: 2006-present) utilizados foram: taxa de chuva (mm.h^{-1}), altura da trajetória (metros) e umidade relativa da trajetória (%). As trajetórias foram determinadas no modo *Backward* (refere-se a trajetórias do tempo passado) calculadas 240 horas anteriores ao horário aproximado do início do intra-evento de chuva em Rio Claro, conforme tempo de residência típico do vapor de água na atmosfera (GIMENO et al., 2010) e altura inicial da trajetória de 1.500m (850 hPa), onde se encontra a maior parte do volume de vapor atmosférico e os jatos de baixos níveis no verão (MARENGO et al., 2004).

4.2.5 Reanalysis

Mapas e dados do Reanalysis utilizados são apresentados na tabela 2 e foram acessados online em: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/search?type=dataset> para o ERA-5 (HERSBACH et al., 2020), <https://goldsmr4.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/MERRA2/M2T1NXFLX.5.12.4/> para o Global Modelling and Assimilation Office/Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (GMAO/MERRA-2) (GELARO et al., 2017) e https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/AIRS3STD_7.0/summary para o Aqua/AIRS L3 Standard Physical Retrieval (AIRS-only), Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC).

Valores positivos de fluxo de vapor para leste indicam que o fluxo de vapor ocorre de oeste para leste, enquanto valores negativos da leste para oeste. A radiação de onda longa (*Outgoing longwave radiation* – OLR) é o fluxo radiativo térmico emitido pela superfície terrestre, amplamente utilizado como indicador de atividade

convectiva, uma vez que valores abaixo de 240 W/m^2 indicam convecção profunda organizada (formação de chuva), enquanto valores superiores a 240 W/m^2 a não ocorrência de convecção organizada (GADGIL, 2003). O fluxo de calor latente também é um indicador que atividade convectiva, assim quanto maior seu valor, maior a probabilidade de ocorrência de convecção (SCHUMACHER; HOUZE; KRAUCUNAS, 2004).

Tabela 2. Resumo dos parâmetros meteorológicos do Reanalysis.

Parâmetros meteorológicos	Unidade	Plataforma/produto	Resolução	
			Temporal	Espacial
Fluxo de vapor p/ leste	$\text{kg.m}^{-1}\text{s}^{-1}$	ERA-5/C3S-ECMWF	Horário	$0.1 \times 0.1^\circ$
Coluna total de gelo	kg.m^{-2}			
Coluna total de água líquida	kg.m^{-2}			
Fluxo de calor latente	W.m^{-2}	GMAO/MERRA-2	Horário	$0.5 \times 0.625^\circ$
Radiação de onda longa	W.m^{-2}	GES DISC/Aqua-AIRS L3	Diário	1°

4.3 Classificação dos tipos de chuva

Os ricos conceitos apresentados na revisão bibliográfica sobre identificação dos diferentes tipos de chuva foram usados para visualização e entendimento dos perfis gerados pelo MRC, e ajudaram na interpretação da evolução da assinatura isotópica durante os intra-eventos de chuva.

Neste trabalho, foi utilizado uma classificação simples com base na detecção da Banda Brilhante (BB) e da Não detecção da Banda Brilhante (NBB) para separar chuvas estratiformes e convectivas, respectivamente. A utilização da detecção da BB em radares meteorológicos é uma das abordagens mais populares para separação dos tipos de chuva (HOUZE, 1997; MASSMANN et al., 2017; MEHTA et al., 2020; RAO et al., 2008; SCHUMACHER; HOUZE, 2003; STEINER; HOUZE; YUTER, 1995; WHITE et al., 2002).

A classificação dos tipos de chuva foi adaptada de metodologias de estudos anteriores de White et al., (2002), Rao et al., (2008) e Mehta et al. (2020), estes últimos que também utilizaram um MRC (MRR-2) da mesma marca utilizada neste trabalho.

A detecção da banda brilhante consistiu no cálculo de diferenças entre alturas dos valores de velocidade de queda (w), velocidade Doppler (VD), taxa de chuva e refletividade do radar. Deste modo, na altura que representaria o centro da camada de fusão, valores de w , VD , TC_{mrc} e Z devem ser maiores que w , VD , TC_{mrc} e Z em 2 alturas vizinhas (Quadro A, Figura 5.3). Os valores limites de w , VD , TC_{mrc} e Z de

diferença entre alturas vizinhas foram $1,5 \text{ m.s}^{-1}$, $1,5 \text{ m.s}^{-1}$, 2 mm.min^{-1} e 4dBZ , respectivamente (RAO et al., 2008; WHITE et al., 2002).

Como chuvas sem a camada de fusão podem ser de vários tipos, foi decidido utilizar imagens de satélites para confirmar a ocorrência de chuvas convectivas. Foi utilizado o método de agrupamento (cluster) dos pixels da imagem do GOES-16, conforme Ribeiro et al., 2019. Os clusters foram definidos como uma área contínua de pelo menos 40 pixels com T_b inferior a 235K (-38°C) (MACHADO et al., 2014; RIBEIRO et al., 2019). Além disso, foi possível estimar através da avaliação temporal da T_b taxas de resfriamento do topo da nuvem, que ocorrem quando há diminuição de T_b de 4K em 15 minutos, indicando uma possível corrente de atualização convectiva. Taxas de resfriamento de 8K em 15 minutos estão relacionadas a uma corrente de atualização vigorosa (RIBEIRO et al., 2019).

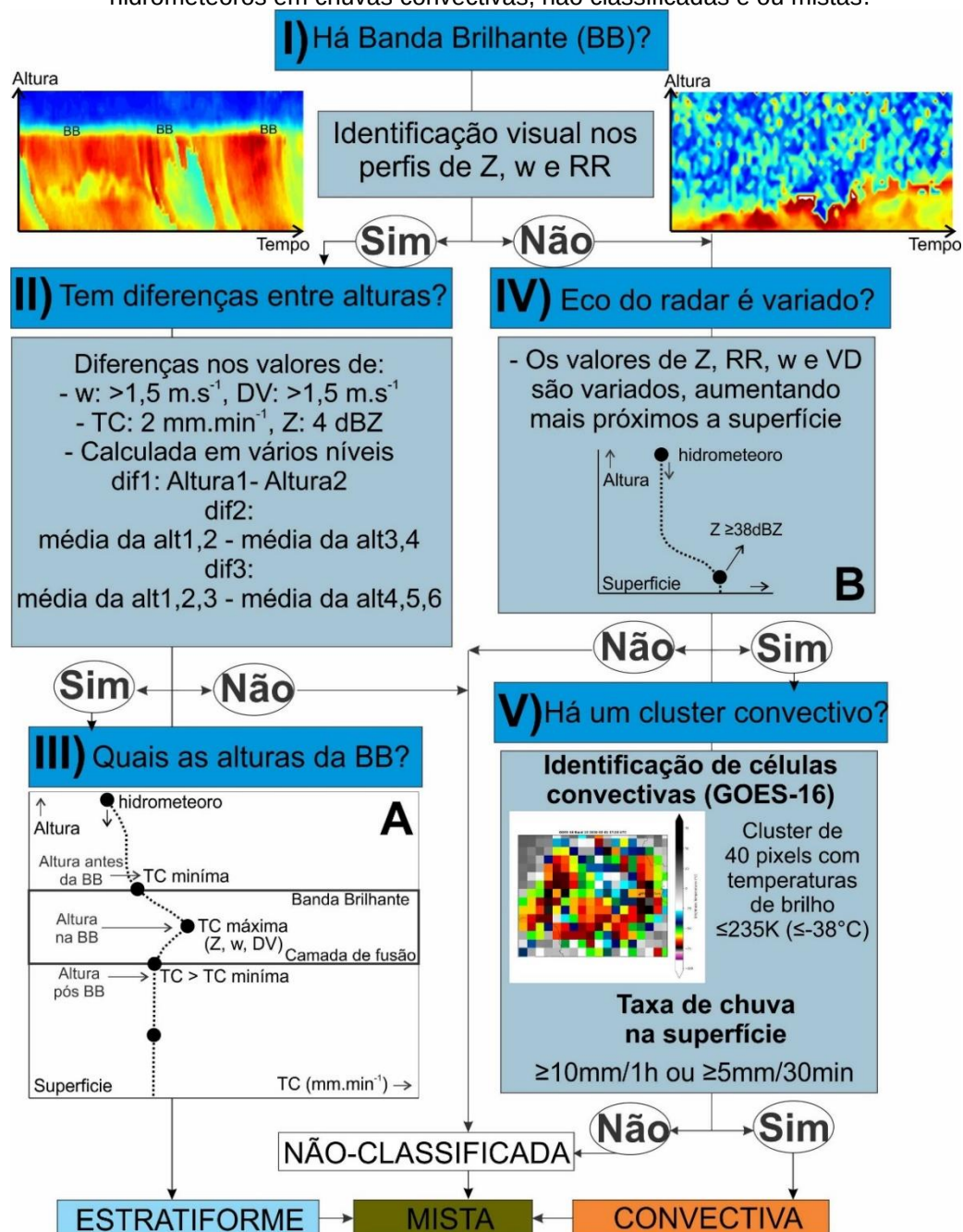
Para classificar os tipos de chuva as etapas foram descritas a seguir e ilustradas na Figura 10:

I) Há Banda Brilhante (BB)? De maneira visual, foi observado os perfis de Z , w e TC_{mrc} , para identificação da presença da BB; Se a BB foi detectada, o procedimento segue para a etapa II, quando não houve detecção da BB, o procedimento de classificação segue para etapa IV.

II) Tem diferenças entre alturas? Nesta etapa foi calculada a diferença entre os 31 ranges de altura (metros) medidos pelo MRC para os valores de w , VD , Z e TC . Esta diferença foi calculada em 3 níveis distintos - dif1: diferença entre duas alturas do radar (ex. $200\text{m} - 400\text{m} = 200\text{m}$), dif2: foi calculado a média de duas alturas e feito a diferença entre as médias subsequentes ($\text{med}_{200\text{m}400\text{m}} - \text{med}_{600\text{m}800\text{m}} = 400\text{m}$) e dif3: média de três alturas e diferença entre as médias subsequentes ($\text{med}_{200\text{m}400\text{m}600\text{m}} - \text{med}_{800\text{m}1000\text{m}1200\text{m}} = 600\text{m}$) – estas diferenças foram calculadas em três níveis devido aos diferentes ranges de alturas escolhidos durante a pesquisa, e principalmente para delimitar a BB, que pode variar durante a evolução do intra-evento e no período do ano. Deste modo, alturas que registraram valores de diferença maiores que $>1,5\text{m/s}$ para w e VD , 4dBZ para Z , e 4mm.min^{-1} para TC de maneira contínua durante os intervalos de coleta isotópica, caracterizam uma BB bem definida. BBs com diferenças não muito bem definidas, que variam de altura ou que não registrem diferenças ao longo do intra-evento foram consideradas como BBF (banda brilhante fracas). Além disso, também há a possibilidade da presença de BB no início ou fim de um intra-evento. Sua não detecção, pode indicar uma possível

célula convectiva ou apenas uma diminuição brusca da intensidade de chuva.

Figura 10. Síntese da classificação dos tipos de chuva. Quadro A ilustra a queda dos hidrometeoros em chuvas estratiformes e ou mistas capturados pelo radar. Quadro B ilustra a queda dos hidrometeoros em chuvas convectivas, não classificadas e ou mistas.



III) Quais as alturas da BB? Com o range da BB delimitado, foi determinado o maior valor de Z, DV, w e ou TC da camada de fusão, estes valores máximos deram identidade a BB. Neste trabalho, utilizamos os valores de TC como Mehta et al. (2020), sendo considerado a altura de referência da BB aquela que registrou um valor máximo de TC, como ilustrado no quadro A da Figura 10. Além disso, outro elemento que ajuda

a determinar as alturas da BB, são os valores de TC característicos: TC mínimo no topo da BB, TC máximo no centro dela e um valor de TC superior à TC mínimo na base da BB, porém este valor é inferior à TC máxima, resultando em 3 alturas (antes, da BB, sobre a BB e pós a BB) que caracterizam a espessura da BB (Figura 10A).

IV) Eco do radar é variado? A mesma determinação das diferenças entre alturas de w e VD foi verificada com intuito de registrar valores mais homogêneos ao longo do perfil vertical da atmosfera. Além disso, valores de Z, RR, w e DV mais elevados próximos a superfície (quadro B na Figura 10) caracterizam forte intensidade de chuva. Valores de $Z \geq 38\text{dBZ}$ na primeira e segunda altura de medição do MRC também foram utilizados na classificação, indicando a presença de chuvas convectivas ou de altas intensidades (RAO et al., 2008);

V) Há um cluster convectivo? Para determinação de chuvas convectivas de maior precisão, e confirmação de forte intensidade de chuva, indicado pelo MRC, foram utilizadas informações do GOES-16 e da TC da EMC. Foi identificado valores de $T_b \leq 235\text{K}$ ($\leq -38^\circ\text{C}$) formando um cluster contínuo de 40 pixels sobre Rio Claro (RIBEIRO et al., 2019) e volume de chuva esperado de $\geq 10\text{mm}$ em 1 hora e ou $\geq 5\text{mm}$ em 30 minutos (HAN et al., 2021) para a chuva ser classificada como convectiva.

O cálculo das diferenças entre alturas e perfil vertical dos parâmetros do MRC, foram realizados para todos os intra-eventos coletados a cada intervalo de coleta. Deste modo, os intra-eventos de chuva foram classificados como chuva convectiva, estratiforme, mista e não classificadas devido:

Chuvas estratiformes puras: Aquelas com a presença de BB, com diferenças entre alturas de $>1,5\text{m/s}$ nos valores de w e DV, gradiente de TC na mesma altura destas diferenças, com valor de TC máximo demarcando o centro da BB.

Chuvas convectivas puras: Aquelas que não foram identificadas a presença de uma BB; no perfil do radar os valores de Z, RR, w e VD foram variados, aumentando quando estavam próximos a superfície; nas duas primeiras alturas de medição do MRC os valores de Z foram maiores que $\geq 38\text{dBZ}$; o volume de chuva em 1h/30min foi de $\geq 10\text{mm}/\geq 5\text{mm}$ e houve um cluster homogêneo (40 pixels) na imagem do GOES-16 com temperaturas menores que $\leq -38^\circ\text{C}$ sobre Rio Claro.

Chuvas não classificadas: São aquelas que não tiveram uma BB bem definida e diferenças de w e DV entre as alturas do MRC ao longo do intra-evento, e não houve a presença dos cluster convectivo sobre Rio Claro.

Chuvas mistas: Aquelas nas quais as características estratiformes (nomeadas

como parte-estratiforme) e convectivas (parte-convectiva) descritas anteriormente, ocorreram ou não (parte-não-classificada) durante o mesmo intra-evento. Chuvas mistas podem ser caracterizadas como uma zona de transição e ou intermediária entre uma zona convectiva e outra estratiforme (HOUZE, 1997; RAO et al., 2008), ou ainda, como um registro de uma célula convectiva (formação de cumulonimbus) associada a ascensão do ar na zona frontal, e após a progressão desta zona, com a chuva tornando-se estratiforme (BARRY; CHORLEY, 2010).

4.3.1 Relação entre refletividade (Z) e Intensidade de Chuva (R)

A partir da classificação dos tipos de chuva estabelecida, foi realizado a relação entre Z e intensidade de chuva (R), proposto pela primeira vez por Marshall & Palmer (1948), sendo amplamente utilizada em diversos estudos que buscam relacionar as medições do radar com registros pluviométricos:

$$Z = \alpha R^{\beta} \quad (2)$$

Onde Z é a refletividade em mm^6/m^3 , R é a taxa de precipitação em mm/h , e os coeficientes α e β foram determinados empiricamente (MARSHALL; PALMER, 1948). Desde então, α e β vêm sendo modificados e reaplicados em diversos outros estudos de precipitação (JONES, 1956; JOSS; WALDVOGEL, 1967, 1970, 1991; MARSHALL; PALMER, 1948; NZEUKOU; SAUVAGEOT, 2004; SHORT; KOZU; NAKAMURA, 1990; SMITH; DENNIS, 1975; STEINER; HOUZE; YUTER, 1995; TENÓRIO; KWON; LEE, 2010), pois variam em relação a posição geográfica no globo (altura da troposfera, orografia, latitude, dentre outros) e a estrutura das nuvens (tipo de nuvem e consequentemente a concentração de gotas por unidade de volume) (SAUVAGEOT, 1992).

Algumas das principais referências destes estudos (Tabela 3) foram utilizadas nesta pesquisa. Assim, os valores de R (Chuva-Est) foram obtidos a partir dos valores de Z do MRC (valor de menor altura de medição do radar. próximo à superfície) e comparados com o registro pluviométrico da EMC em superfície.

Tabela 3. Equações de refletividade e precipitação utilizadas com base nos tipos de chuva.

Tipo de chuva	$Z=\alpha R^\beta$	α	β
Convectiva (Cv)	Jones (1956)	486	1,37
	Joss & Waldvogel (1967)	400	1,3
	Joss & Waldvogel (1991)	500	1,5
	Nzeukou (2004)	162	1,48
	Short (1990)	170	1,47
	Smith (1975)	155	1,88
	Steiner (1995)	82	1,47
	Tenório (2010)	65,46	1,69
Estratiforme (St)	Joss & Waldvogel (1970)	300	1,5
	Joss & Waldvogel (1991)	250	1,5
	Nzeukou (2004)	371	1,24
	Steiner (1995)	143	1,5
	Tenório (2010)	167,8	1,26
Processos Frontais (PF)	Joss & Waldvogel (1967)	100	1,4
Chuvisco fraco (Ch fraco)	Joss & Waldvogel (1991)	140	1,5
Precipitações médias (Prec Med)	Joss & Waldvogel (1967)	230	1,4
Todos os tipos	Marshall & Palmer (1948)	200	1,6

4.4 Análise sinótica, formação e ciclo de vida das chuvas

A gama de instrumentos, ferramentas e parâmetros meteorológicos apresentados foram utilizados neste trabalho para entender a formação e dinâmica das chuvas antes e durante a coleta dos intra-eventos.

Análise sinótica (regional) da atmosfera foi realizada para determinação das condições atmosféricas sobre o Brasil que influenciaram na formação de chuva sobre o estado de São Paulo e em Rio Claro. Reunindo mapas com os dados do Reanalysis, as trajetórias do HYSPLIT e a definição dos sistemas atmosféricos formadores de chuva pelos boletins do CPTEC/INPE foi possível identificar como o vapor atmosférico chegou até o estado de São Paulo, transformando-se em chuva sobre nosso ponto de coleta, possibilitando associação e interpretação dos processos regionais que influenciam na variabilidade na composição isotópica das chuvas.

Do mesmo modo, para identificação das condições atmosféricas e processos localizados, dados do Reanalysis (coluna de água líquida e gelo) foram obtidos no pixel sobre Rio Claro. Além disso, os dados da EMC e MRC foram usados para classificar o tipo de chuva, analisar a estrutura vertical da chuva, permitindo a associação com a composição isotópica no entendimento dos processos que ocorrem durante a queda de gotas da chuva, relação com quantidade e intensidade de chuva e o seu ciclo de vida.

Imagens e dados do GOES-16 foram utilizados para classificação dos tipos de

chuva, identificação dos sistemas de chuva antes da chegada em Rio Claro, bem como o ciclo de vida de uma chuva sobre o estado de São Paulo até sua passagem sobre Rio Claro. O uso de imagens de satélites para identificação do ciclo de vida da chuva foi largamente utilizado em estudos anteriores (BRAGA; VILA, 2014; BYERS; BRAHAM, 1949; MACHADO et al., 1998; MAPES, 1993; WILLIAMS; HOUZE, 1987). Byers and Braham (1949) separaram tempestades de chuva em três fases: desenvolvimento, madura e dissipação, assim como novos estudos que também seguiram esta metodologia (KUMAR et al., 2020; ZHANG; FU, 2018).

Baseado nestas aplicações, foram identificadas as fases de chuvas estratiformes com a obtenção dos valores de Tb do GOES-16 em intervalos de 10 minutos sobre o ponto de coleta em Rio Claro: i) fase de desenvolvimento, valores de Tb diminuem com o tempo II) fase madura, valores de Tb permanecem constantes durante o evento e III) fase de dissipação, valores de Tb aumentam gradualmente. Este monitoramento de sistema de nuvens foi realizado também 3 horas antes do início do evento coletado em Rio Claro, como será apresentado no capítulo de interpretação das chuvas estratiformes.

4.5 Testes estatísticos

Os parâmetros isotópicos, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ e *d*-excess foram utilizados como variáveis dependentes, enquanto os parâmetros meteorológicos do EMC, MRC e GOES-16 as variáveis independentes, em diferentes testes estatísticos, descritos a seguir.

O teste de normalidade de Shapiro-Wilk (SHAPIRO; WILK, 1965) foi utilizado para verificação da distribuição normal das variáveis utilizadas. Esta identificação foi feita utilizando o *p*-valor, considerando um intervalo de confiança de 95%. Deste modo, se o *p*-valor for menor que 0,05 indica uma distribuição não normal (não-paramétrica), se for superior a 0,05 a distribuição é considerada normal (paramétrica). Existem testes de correlações específicos para cada tipo de distribuição. Os utilizados neste trabalho foram os testes de correlação de Pearson (distribuição normal) e ou de Spearman (distribuição não normal).

O teste de Kruskal-Wallis, é uma análise de variância de um único critério de classificação, e foi utilizado para comparar conjuntos diferentes de amostras de uma mesma população, buscando identificar se existem diferenças estatísticas entre os conjuntos de dados ou se ocorreram apenas variações casuais esperadas entre

amostras aleatórias da mesma população (KRUSKAL; WALLIS, 1952). Deste modo, valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ e d -excess de chuvas convectivas foram comparados aos valores isotópicos respectivos das chuvas estratiformes.

Estes testes estatísticos e os gráficos confeccionados foram realizados no software 'Rstudio' (R CORE TEAM, 2022). Os pacotes utilizados foram: R statistical package (pacotes que já vem incluídos ao instalar o Rstudio, pacote "corrplot" (TAIYUN; VILIAM, 2017) e o pacote para gráficos "ggplot2" (WICKHAM, 2016).

Regressão linear múltipla foi aplicada com intuito de buscar explicar a variabilidade da composição isotópica da chuva com o conjunto de variáveis meteorológicas locais, confirmando as interpretações dos controles meteorológicos sobre a composição isotópica, com a criação de um modelo de regressão capaz de prever a variabilidade da composição isotópica dos tipos de chuva.

Assim como na correlação, que permite identificar a relação entre a variável dependente e a independente, a análise de regressão possibilita prever valores com base na variável independente, identificando o grau de dependência entre as variáveis, e pela regressão múltipla explorar relações multivariadas (MOREIRA et al., 2020; ZAR, 2010). Três modelos de regressão linear múltipla foram realizados, para chuvas convectivas, chuvas estratiformes e unindo ambos os tipos de chuva em um conjunto de dados único (convectiva-estratiforme).

A análise de regressão é um método estatístico que fornece uma equação que simula os relacionamentos entre a variável dependente (Y) e as variáveis independentes ou preditoras (X): $Y = a + b_1 \cdot X_1 + b_2 \cdot X_2 + b_k \cdot X_k$. Desta forma, Y é a variável de resultado, a é o intercepto em Y da equação de regressão linear, b_1 é o coeficiente da primeira variável preditora (X_1), assim como b_2 o coeficiente da segunda variável preditora (X_2), sendo b_k o coeficiente do k-ésimo da variável preditora (X_k) (AYRES, 2011; MOREIRA et al., 2020; ZAR, 2010).

Para o modelo ser considerado satisfatório e de resultados confiáveis, algumas suposições/premissas foram validadas, de acordo com Zar (2010) e Moreira et al., (2020), tendo na análise de resíduos o principal recurso para averiguar a robustez do modelo. Resíduos são o erro do modelo e correspondem a diferença entre o valor previsto e o observado, indicando quão bem o modelo se ajusta aos valores observados da variável independente (MOREIRA et al., 2020). Os pré-requisitos para a validação do modelo são descritos a seguir:

- (1) Relacionamento linear entre a variável dependente e independente, observado

com teste de correlação;

- (2) Multicolinearidade: variáveis independentes altamente correlacionadas entre si não devem ser utilizadas no modelo, porque podem gerar problemas na classificação das variáveis, tornando difícil a identificação na escolha da variável mais importante. Além de duas variáveis colineares explicarem o mesmo segmento sobre a variável dependente. Isto também foi observado pela correlação entre as variáveis independentes;
- (3) Análise de resíduos: compostas por 3 verificações com os resíduos nos testes de (i) Normalidade dos resíduos, com a realização do teste de Shapiro-Wilk, p-valor $<0,05$ ($>0,05$) indica não-normalidade (normalidade); (ii) Homocedasticidade, representa a variância constante dos resíduos, indicando que cada ponto de dados contribui de maneira igual para explicar a variabilidade modelada, e foi verificada pelo teste de White, também pelo p-valor, $>0,05$ indica a variância constante dos erros, enquanto $<0,05$ a heterocedasticidade, ou seja, não variância constante dos erros. Caso ocorra heterocedasticidade, alguns pontos podem estar contribuindo mais que outros no modelo, prejudicando a previsão do mesmo (iii) Autocorrelação, os resíduos não devem ser correlacionados, e para isso foi aplicado o teste de Durbin-Watson, que testa a independência dos erros, com resultado da estatística d, variando entre 0 e 4, sendo valores entre $1,5 < d < 2,5$ considerados relativamente normais, portanto, sem autocorrelação.

Após a verificação destes pré-requisitos, foi considerado os valores de p-valor para identificar a significância do modelo e os valores do coeficiente de determinação, R^2 e R^2 -ajustado, que indicam a proporção de variabilidade dos valores da variabilidade dependente que pode ser explicada pela variabilidade das variáveis preditoras. Valores $<0,05$ do p-valor indicam que o modelo é significativo, enquanto os valores de R, variam de 0 a 1, com valores mais próximos de 1 indicando que o modelo prevê a variabilidade dos dados observados ao redor de sua média (MOREIRA et al., 2020).

Toda a análise de regressão foi realizada em linguagem Python, no Google Colab, com a utilização do pacote “*Statsmodels*” (SEABOLD; PERKTOLD, 2010), que fornece todos os resultados e componentes descritos anteriormente para avaliar o modelo de regressão e para aplicação do teste de White, exceção apenas a análise de normalidade pelo teste de Shapiro-Wilk, realizado com o pacote “*Scipy*”

(VIRTANEN et al., 2020). Dentre as funcionalidades do *Statsmodels*, para regressão linear utilizada neste trabalho, foi utilizado o método *Ordinary Least Squares* (OLS), traduzido em mínimos quadrados ordinários, definindo a linha de melhor ajuste como aquela que resulta no menor valor para a soma total dos quadrados da diferença entre os valores calculados e observados (ZAR, 2010).

4.6 Estrutura de apresentação dos resultados

Os resultados estão divididos em 2 partes: (i) trata da apresentação e variação dos dados meteorológicos do MRC e EMC dos tipos de chuva de todos os eventos coletados (n=469) (ii) interpretação dos controles meteorológicos sobre a composição isotópica da chuva (n=312), apresentados em seções de resultados e discussão, subdividido em capítulos específicos para os tipos de chuva: chuvas não-classificadas e mistas (capítulo 5.2.2.1), chuvas convectivas (capítulo 5.2.2.2), chuvas estratiformes (capítulo 5.2.2.3) e por último comparação entre chuvas convectivas e estratiformes (capítulo 5.2.2.4).

Os capítulos das chuvas convectivas e estratiformes foram retirados de artigos já escritos, revisados por coautores e submetidos a revistas de alto impacto em inglês, até o momento intitulados, “*Day-night differences in $\delta^{18}\text{O}$ and d-excess of convective rainfall in the inland tropic Brazil*” e “*High-frequency isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and d-excess) reflects the life cycle of stratiform rainfall in tropics mainland Brazil*”, respectivamente. O terceiro artigo de comparação estatística, ainda está em preparação. Foi decidido inserir no corpo da tese apenas os resultados e discussões escritos nestes artigos para não tornar a leitura deste trabalho maçante e muito mais cansativa, uma vez que as metodologias dos artigos são similares.

Devido a necessidade de um conjunto de dados mais robusto, para as chuvas convectivas foram usadas amostras classificadas como chuva convectiva pura e parte-convectiva das chuvas mistas, totalizando 90. Este mesmo conjunto de dados foi utilizado na comparação com as chuvas estratiformes, também composta por amostras de chuva estratiforme pura e parte-estratiforme das chuvas mistas, totalizando 170 amostras. Já o artigo de chuvas estratiformes, foi utilizado apenas chuvas estratiformes puras, totalizando 112 amostras.

5 RESULTADOS

5.1 Estrutura vertical e dados de superfície dos tipos de chuva

Dos 32 intra-eventos coletados (n=469 amostras), 4 foram classificados como chuvas convectivas puras, 15 estratiformes puras, 7 não-classificadas e 6 mistas. O perfil de Z e w do MRC representam de forma distinta a formação dos hidrometeoros, elucidando claramente o que foi descrito na revisão bibliográfica para os diferentes tipos de chuvas analisados. Z é proporcional a concentração dos hidrometeoros, ou seja, seu valor muda de acordo com a partição de água ou gelo.

No perfil vertical de chuvas convectivas, observa-se maiores valores de Z e w próximos a superfície (Figura 11 e 12 – NBB Convectiva), o que pode ser devido a gotas maiores de chuva (5 mm de diâmetro) e ou ainda uma maior quantidade de gotas do que em chuvas estratiformes (MEHTA et al., 2020), representando intensidades diferentes.

Para chuvas estratiformes (Figura 11 e 12, BB - Estratiforme), valores de Z e w são menores antes da camada de fusão (banda brilhante - BB), elevados na mesma, de maneira bem nítida (banda brilhante – BB), e abaixo desta camada começam a diminuir de maneira sutil, variando conforme a evolução da BB, caracterizando o lento movimento vertical do ar acima da BB, do que a velocidade final de queda das partículas de chuva.

Já nas chuvas mistas foi observado uma mistura entre o que é visto no perfil de chuvas convectivas e estratiformes, com a ocorrência de convectivas no início, evoluindo para estratiformes ao longo do evento com a formação de BB em curtos períodos de duração, exceção apenas ao dia 24/02/21, onde a maior parte da chuva foi convectiva (Figura 11 e 12 - Mista). No perfil do MRC das chuvas não-classificadas (Figura 11 e 12 – Não classificada) observa-se grande variabilidade nos valores de Z e w, com semelhança ao perfil de chuvas convectivas em alguns casos e faixas descontínuas de maiores valores, principalmente em níveis mais próximos a superfície.

Figura 11. Perfil vertical de refletividade corrigida (Z_c) do MRC para os tipos de chuva. No eixo vertical alturas de medição do MRC e no eixo horizontal o tempo, com destaque para hora inicial e final do intra-evento coletado.

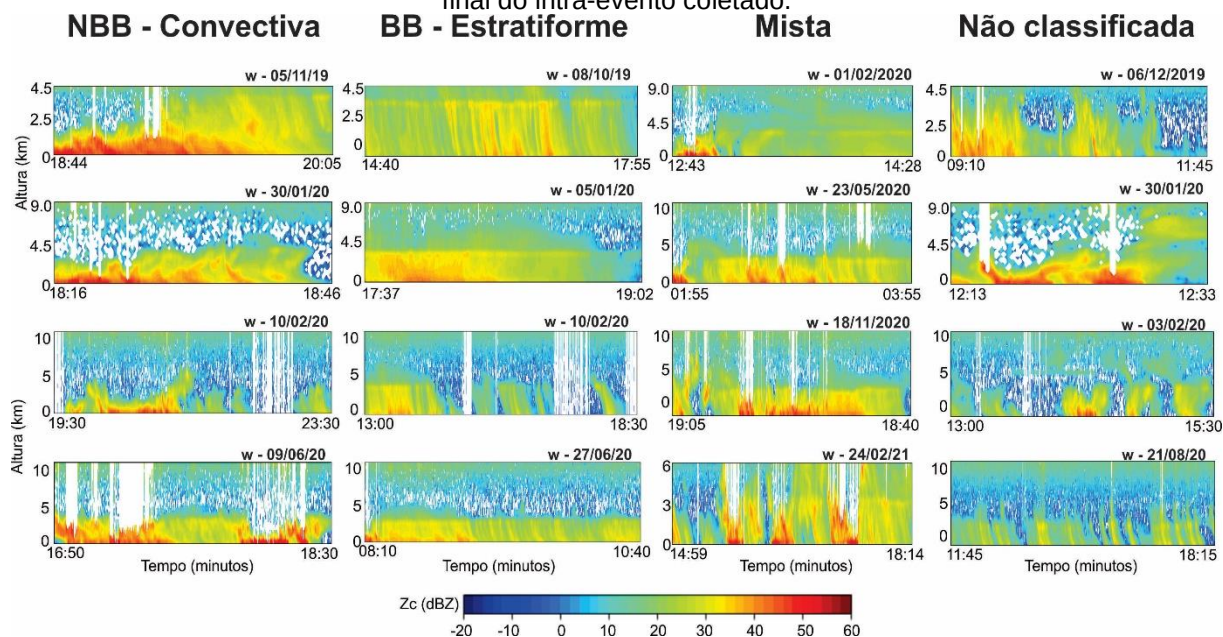
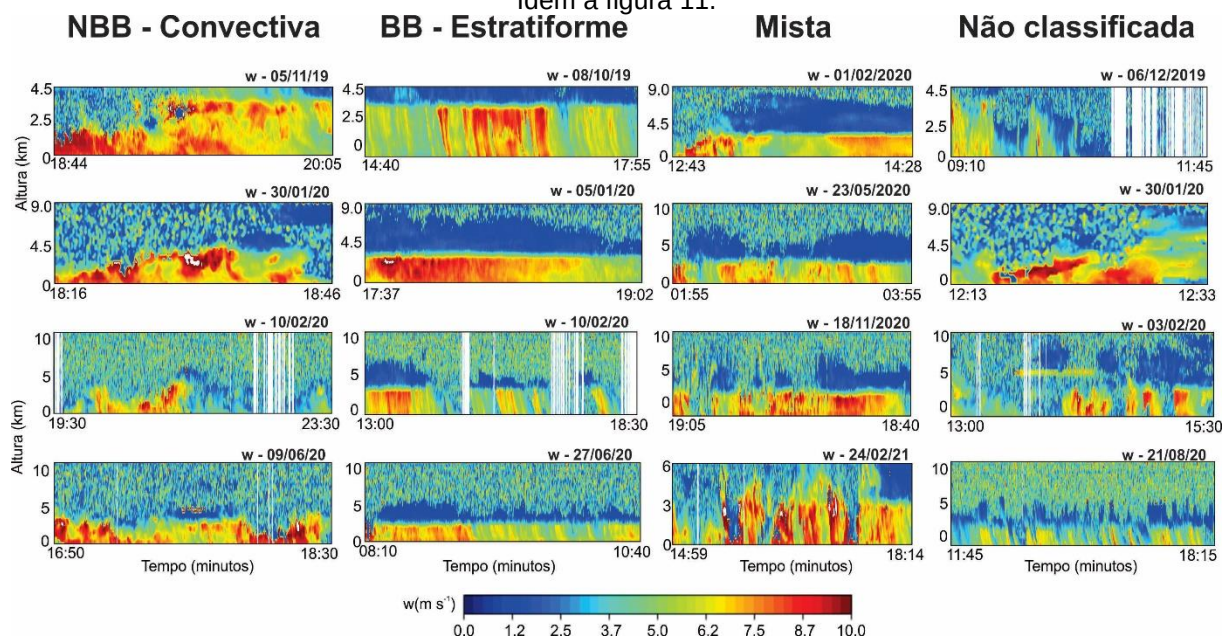


Figura 12. Perfil vertical com valores de velocidade de queda (w) do MRC para os tipos de chuva. Idem a figura 11.

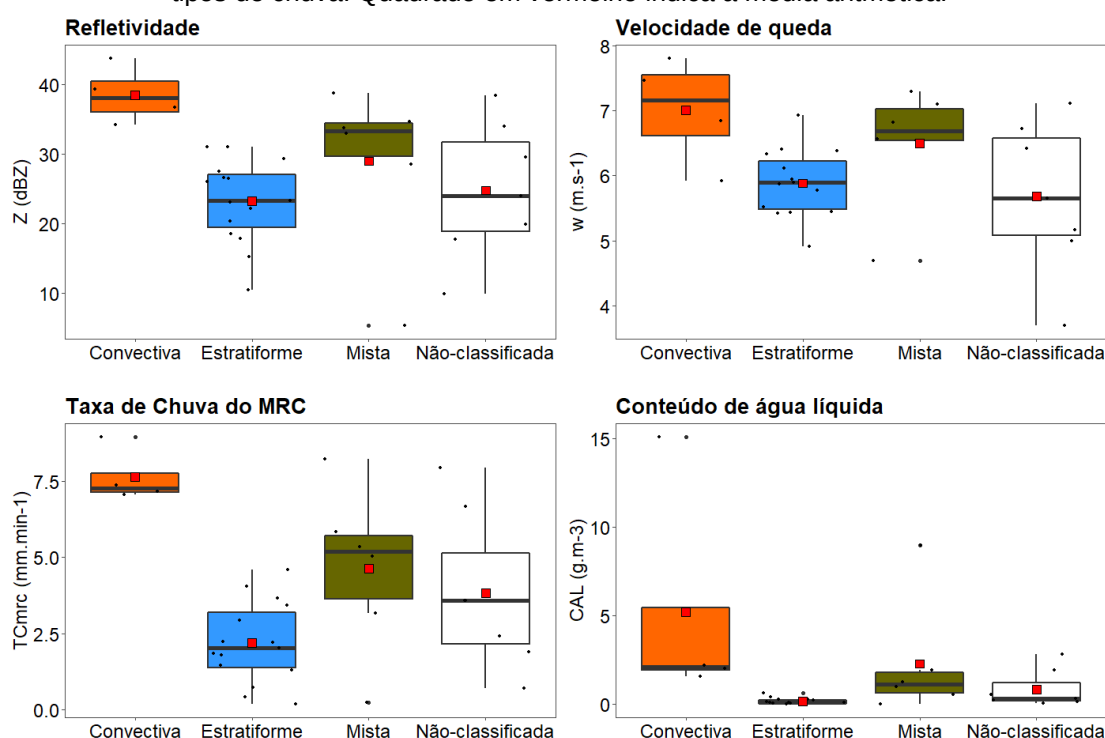


Apesar das faixas de cores vermelhas indicarem maiores Z e w nos perfis verticais, estes valores são diferentes para cada tipo de chuva, principalmente entre convectivas e estratiformes, como observado nos valores dos parâmetros do MRC no nível mais próximo a superfície (Figura 13). Observa-se box-plots de destaque para todos os intra-eventos de chuvas convectivas, com médias maiores de Z (38dBZ), w (7m/s), TC_{MRC} (7,64mm) e CAL (5,22 g m⁻³) que os demais tipos de chuva,

principalmente as estratiformes, Z (23dBZ), w (5m/s), TC_{MRC} (2,19mm) e CAL (0,18 g m⁻³) (Figura 13).

Os resultados observados são concordantes com aqueles obtidos em estudos anteriores em diferentes regiões do mundo (GAMACHE; HOUZE, 1982; RAO et al., 2008), que consideraram valores de Z maiores que >38dBZ como limiares para classificar chuvas convectivas. Valores de TC_{MRC} maiores que >5mm para chuvas convectivas e menores que <5mm para estratiformes, e de CAL com valores similares entre chuvas convectivas e estratiformes foram observados por Calheiros & Machado (2014), valores acima de 1,5 g.m⁻³ em Cumulonimbus, e entre 0,05 a 0,25 g.m⁻³ em nuvens Stratus (CALHEIROS; MACHADO, 2014). Além disso, chuvas mistas apresentaram valores distribuídos entre os valores de chuvas convectivas e estratiformes, caracterizando a mistura destes dois tipos de eventos, enquanto para as não-classificadas, foi observado grande variabilidade, comprovando a complexidade de classificação deste tipo de chuva (Figura 13).

Figura 13. Box-plots dos parâmetros do MRC de todos os intra-eventos coletados, separados pelos tipos de chuva. Quadrado em vermelho indica a média aritmética.



Para as chuvas estratiformes, a média de altura dos valores máximos de TC_{MRC}, que representam o centro da BB, para todos os intra-eventos foi de 3500m,

média, respectivamente: 30min, 2h50min e 1h35min para convectivas; 40min, 05h25min e 2h09min, estratiforme; 1h20min, 3h18min e 2h13min, mistas; e não-classificadas, 20min, 04h22 e 1h43min. Assim, chuvas convectivas foi observado uma duração média menor, mistas um valor intermediário entre convectivas e estratiformes, cuja duração média foi maior.

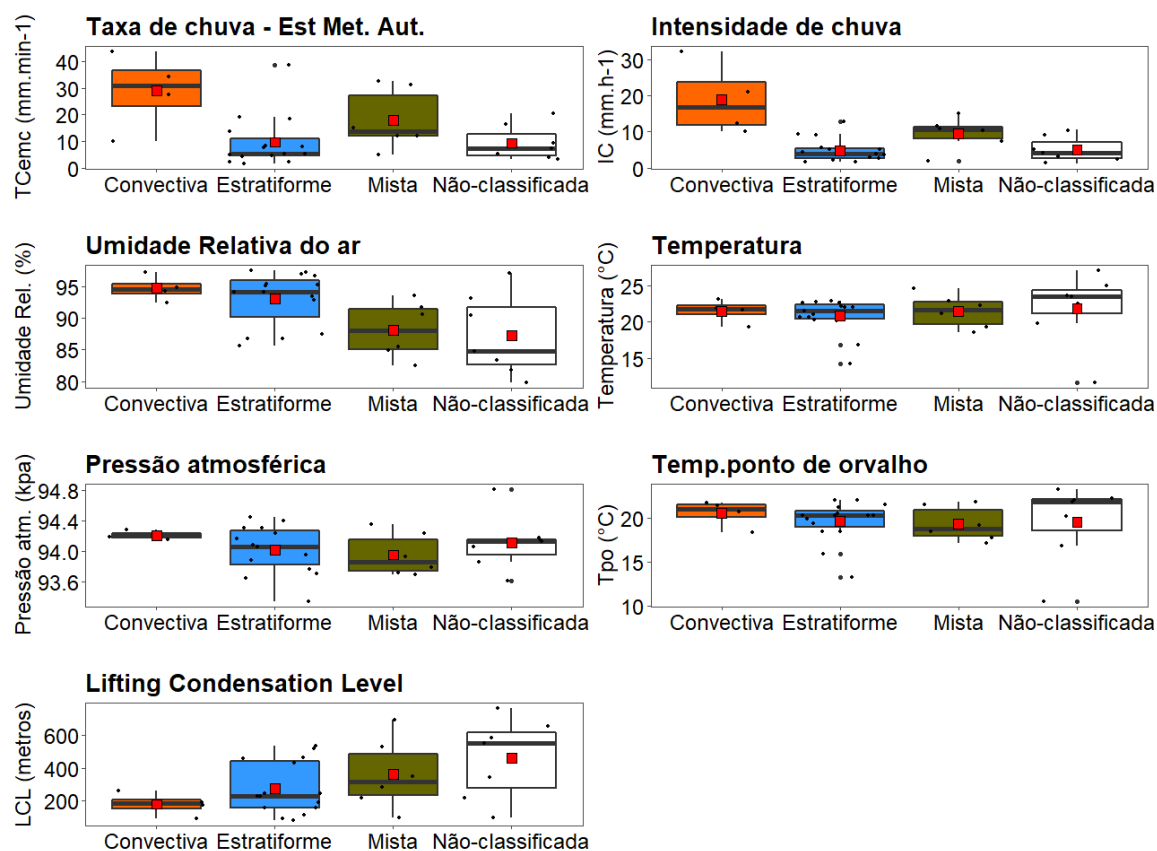
Chuvas convectivas tiveram maiores valores de chuva acumulados (média de 28,8mm) e intensidade de chuva (média de $18,9\text{mmh}^{-1}$) do que estratiformes, 9,6mm e $4,9\text{mmh}^{-1}$, respectivamente (Figura 15), o que confirma os resultados apresentados dos parâmetros do MRC próximo a superfície. Assim como nos dados do MRC, os valores de chuvas mistas ($18,0\text{mm}$ e $9,5\text{mmh}^{-1}$) representam valores intermediários entre convectivas e estratiformes (Figura 15). Para as chuvas não-classificadas, os valores foram similares as estratiformes, acumulado de 9,3mm e intensidade média de $5,1\text{mmh}^{-1}$, indicando uma característica diferente da observada nos perfis do MRC, reafirmando a dificuldade de definição para este tipo de chuva.

Já para os dados de temperatura, pressão atmosférica e temperatura do ponto de orvalho (Tpo), pequenas diferenças foram observadas nos box-plots para os diferentes tipos de chuva. O destaque, foi para os box-plots de umidade relativa (UR) e do *Lifting Condensation Level* (LCL), com diferenças nítidas entre chuvas convectivas-estratiformes versus mistas e não-classificadas (Figura 15). Apesar das médias de UR serem similares entre chuvas convectivas e estratiformes, 94% e 93%, as médias de LCL foram distintas de 180m e 277m, respectivamente, com maior distribuição nos valores observados nos box-plots das estratiformes.

Também para UR e LCL, as chuvas mistas tiveram valores intermediários entre as chuvas convectivas e estratiformes, confirmando a mescla desses tipos de chuva em todas as variáveis meteorológicas utilizadas. Apesar da colinearidade entre UR e LCL, estes parâmetros são bons indicativos do perfil de saturação próximo a superfície, podendo ajudar no entendimento dos processos evaporativos abaixo da base da nuvem, como será discutido nos capítulos de controles meteorológicos sobre a composição isotópica das chuvas.

Para as chuvas não-classificadas os valores médios de UR foram menores, indicando que durante a ocorrência do evento de chuva, as gotas encontram na superfície condições menos saturadas o que pode proporcionar evaporação, gerando menores gotas de chuva, resultando em menores taxas e intensidades de chuva (GRAF et al., 2019; MULLER et al., 2015).

Figura 15. Box-plots dos parâmetros meteorológicos da EMC. Quadrado em vermelho indica a média aritmética.



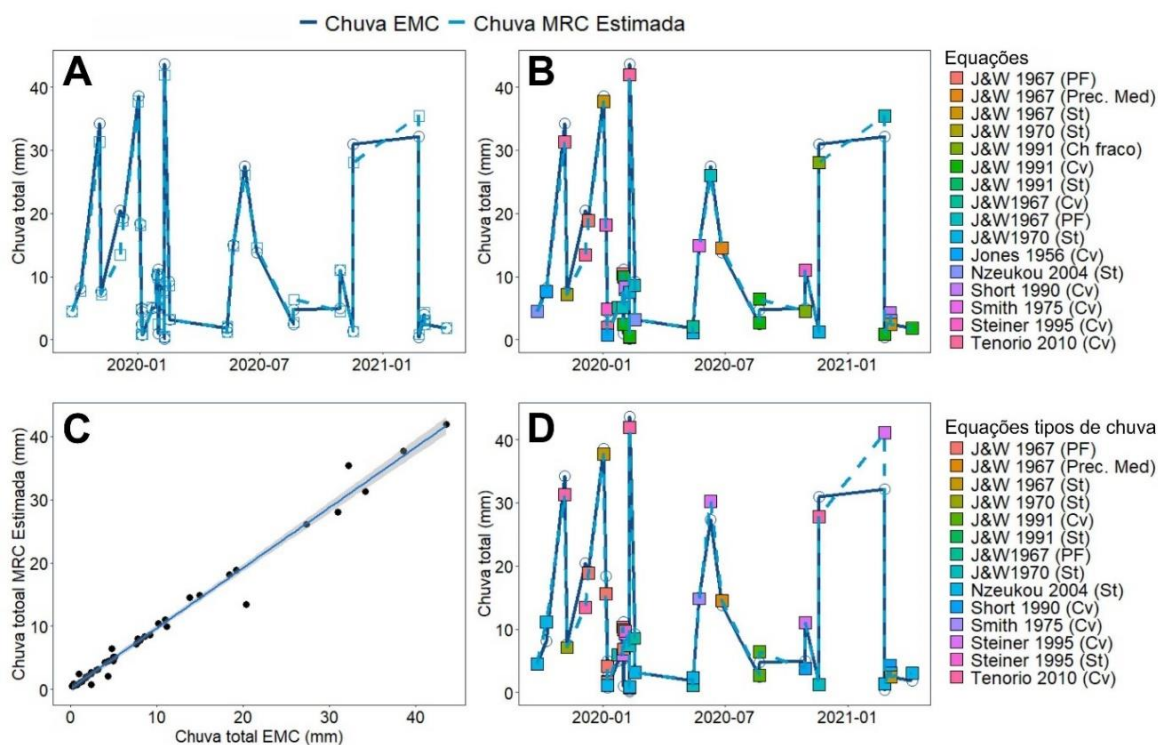
5.1.2 Comparando a taxa de chuva da EMC versus MRC

A relação entre chuva total estimada pela Z do MRC e chuva total da EMC do CEA apresentaram excelente resultado, indicando que as medições do MRC estão bem ajustadas (Figura 16A), o que foi confirmado pela forte e significativa correlação observada, $r=0.98$ e $p\text{-valor} < 0.001$ (Figura 16C).

Uma possível explicação para a boa correlação existente entre a chuva estimada e a observada é que diferente de outros radares, o MRC é pontual, assim como o pluviômetro, tendo apenas uma área maior de captação das gotas. Apesar de medirem em grandezas diferentes, eles registram a ligação física comum de um parâmetro do mesmo fenômeno.

Para a excelente correlação obtida não foi considerado os tipos de chuva classificados neste trabalho, assim as equações de maior destaque foram aquelas calculadas para eventos convectivos, principalmente as de Joss & Waldvogel (1967-Cv) e Steiner (1995-Cv) (Figura 16B).

Figura 16. Resultados da relação ZxR. **A** Variação temporal da chuva total da EMC em comparação com os valores de chuva estimados pela Z do MRC; **B** Melhores valores da chuva estimada a partir das equações da tabela 1; **C** regressão linear ajustada entre chuva-EMC e chuva-Estimada; **D** Equações de melhores ajustes com base nos diferentes tipos de chuva, conforme detalhado na tabela 3.



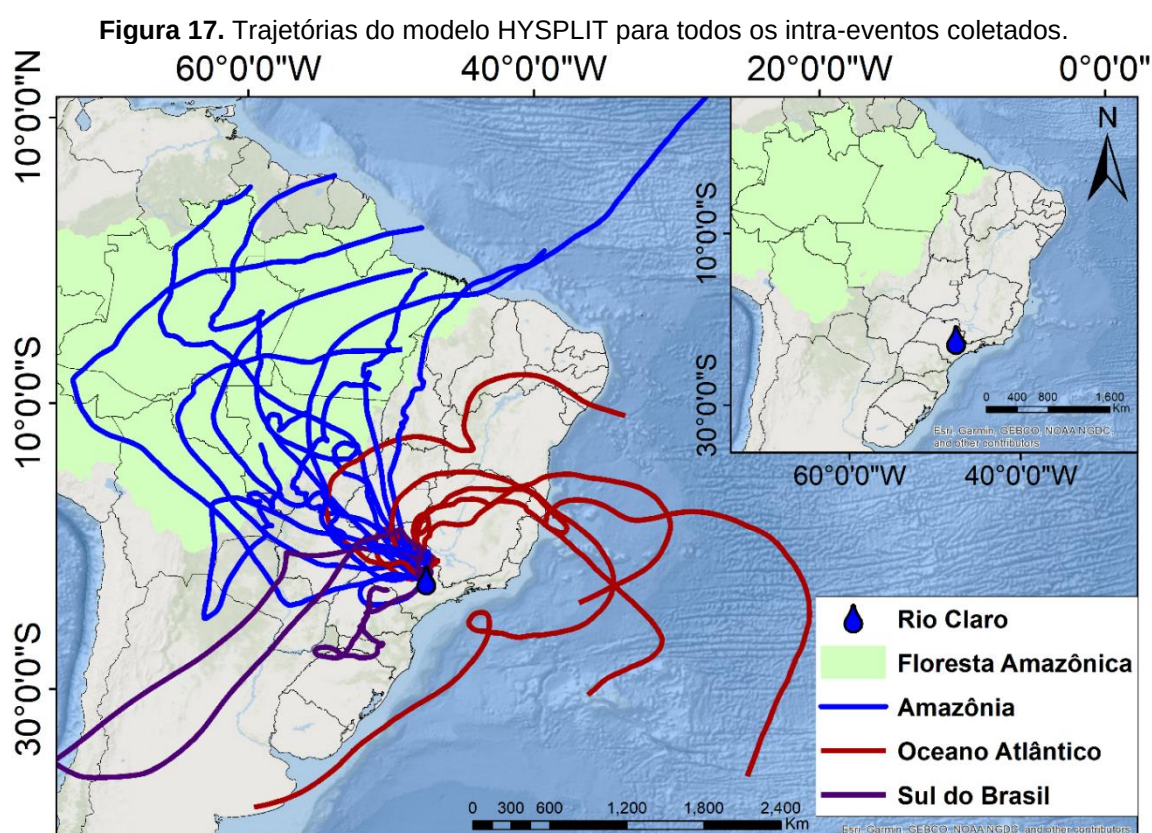
Considerando a classificação de chuvas deste trabalho, apenas um intra-evento convectivo não teve seu valor de chuva total estimado determinado por uma equação de chuvas convectivas da Tabela 3. Para chuvas estratiformes, a maioria das equações de melhor chuva estimada também foram equações de chuvas convectivas, principalmente para volumes diminutos da chuva-EMC, menores que <6,7mm, enquanto valores superiores a >13,0mm foram melhores ajustados as equações de chuvas estratiformes. Para as chuvas mistas as equações de melhores ajustes foram as estratiformes, chuvisco fraco e processos frontais, enquanto nas chuvas não-classificadas, as equações de chuvas convectivas e estratiformes se dividem aos melhores valores estimados.

A correlação entre chuva-EMC e chuva-Estimada considerando a classificação dos tipos de chuva manteve-se forte e significativa, $r=0,95$ e $p\text{-valor} < 0.0001$, porém com menor variedade nas equações, destaque para a de Joss & Wadvogel (1970-St), Nzeukou (2004-St) e Steiner (1995-Cv).

5.2 Intra-eventos com resultados isotópicos

5.2.1 Fontes de umidade e sistemas atmosféricos

Dos 18 intra-eventos com resultados isotópicos (n=312 amostras), dez tiveram a Amazônia como fonte de origem das trajetórias de massas de ar do HYSPLIT, seja com origem na floresta ou com passagem sobre ela. Cinco foram originadas no Oceano Atlântico e três no Sul do Brasil (Figura 17).



Estas fontes de umidade têm caminhos distintos interagindo com a dinâmica da circulação regional para formação de sistemas atmosféricos específicos. Baseado no boletim técnico do CPTEC/INPE, 7 intra-eventos foram formados por sistemas frontais, 3 por instabilidades geradas antes da passagem das frentes frias, 2 por uma condição atípica relacionando uma frente fria sobre o Oceano Atlântico, com a atuação de cavado sobre o estado de São Paulo e umidade da Amazônia, 2 por instabilidade provocada pelo aquecimento da superfície durante o verão e a após a passagem de uma frente fria sobre o estado de São Paulo, 2 por cavado e 2 pelas ZCAS.

Mesmo com as coletas sendo realizadas de modo aleatório, todas as estações do ano (outono, inverno, primavera e verão), sistemas atmosféricos e fontes de umidade foram capturadas por algum intra-evento coletado. A interação da umidade com os sistemas atmosféricos descritos, gerou os diferentes tipos de chuvas classificados neste trabalho. A relação desta dinâmica atmosférica com a composição isotópica da chuva foi interpretada nos capítulos seguintes.

5.2.2 Interpretação dos controles meteorológicos sobre a composição isotópica

5.2.2.1 Chuvas não classificadas e mistas

5.2.2.1.1 Resultados

A composição isotópica das chuvas não-classificadas variou de $-14,19\text{‰}$ ~ $2,97$, média aritmética e desvio padrão de $-8,59 \pm 4,61$ para o $\delta^{18}\text{O}$, $-84,8\text{‰}$ ~ $25,5$, $-49,6 \pm 33,0$ ($\delta^2\text{H}$) e $-1,74\text{‰}$ ~ $31,8$, $-19,0 \pm 6,5$ (d -excess), enquanto para chuvas mistas, variou de $-11,61\text{‰}$ ~ $1,31$, $-6,44 \pm 2,79$ ($\delta^{18}\text{O}$), $-82,1\text{‰}$ ~ $20,7$, $-36,5 \pm 23,9$ ($\delta^2\text{H}$), $-1,26\text{‰}$ ~ $29,3$, $-14,9 \pm 6,3$ (d -excess) (Figura 18). Apesar dos valores mais empobrecidos observados em chuvas não-classificadas em relação as chuvas mistas, a reta meteórica local das chuvas não-classificadas possui intersecção e inclinação inferior (Figura 18).

Para as chuvas não-classificadas foi observado uma relação clara com os sistemas atmosféricos e fontes de umidade do HYSPLIT (Figura 18A, B). Valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ ($< -6\text{‰}$) ocorreram em ZCAS e instabilidade (pelo boletim técnico) com umidade proveniente da Amazônia, enquanto valores menos empobrecidos ($> -6\text{‰}$) por influência dos sistemas frontais e umidade proveniente do Sul do Brasil.

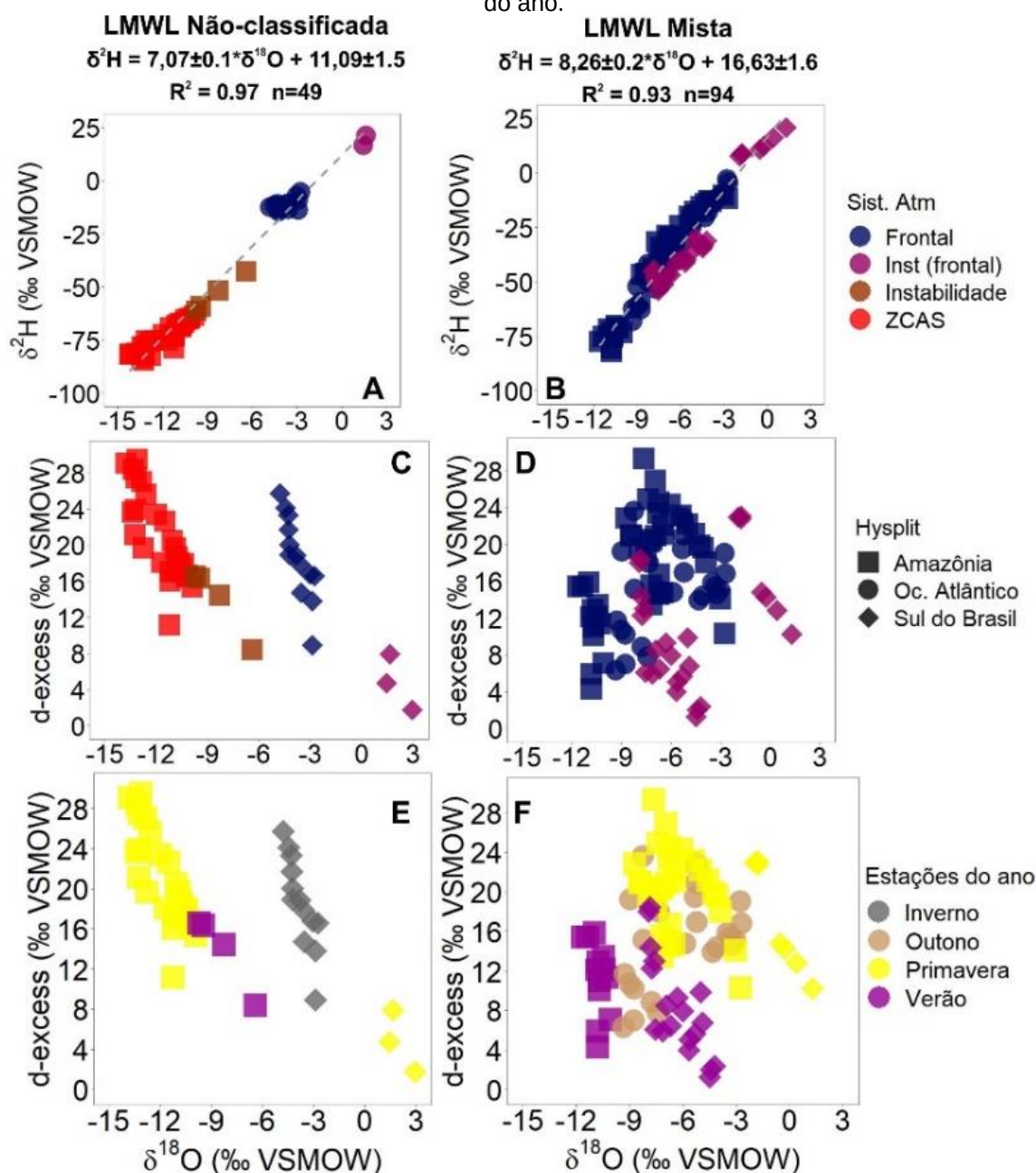
De maneira oposta a chuvas não-classificadas, as chuvas mistas não possuem uma relação clara com os sistemas atmosféricos e fontes de umidade, com valores isotópicos variando entre empobrecidos-enriquecidos para o mesmo sistema atmosférico e fonte de umidade.

Valores superiores de d -excess foram observados em ZCAS nas chuvas não classificadas, com destaque para valores menores que 10‰ em instabilidades (frontal), antes da passagem da frente fria sobre o estado de São Paulo, em ambos

os tipos de chuva (Figura 18C,D).

Durante o verão, foram observados valores isotópicos mais empobrecidos em relação ao inverno. Outono e primavera são caracterizados como estações do ano de transição, com grande variabilidade nos valores isotópicos (Figura 18E,F).

Figura 18. Composição isotópica das chuvas não-classificadas (à esquerda) e mistas (à direita). **A, B** clássico gráfico entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ com as retas meteóricas locais e cores indicando os sistemas atmosféricos formados de chuva, **C, D** gráfico entre o d -excess e $\delta^{18}\text{O}$ com símbolos indicando a origem das trajetórias do HYPLIT e **E, F** o mesmo gráfico anterior com cores indicando as estações do ano.



Frontal = Frentes frias (FF), Inst (frontal) = instabilidade sobre o estado de São Paulo com FF no sul do Brasil, Instabilidade = zona de baixa pressão, condição propícia para geração de chuva.

5.2.2.1.2 Discussão

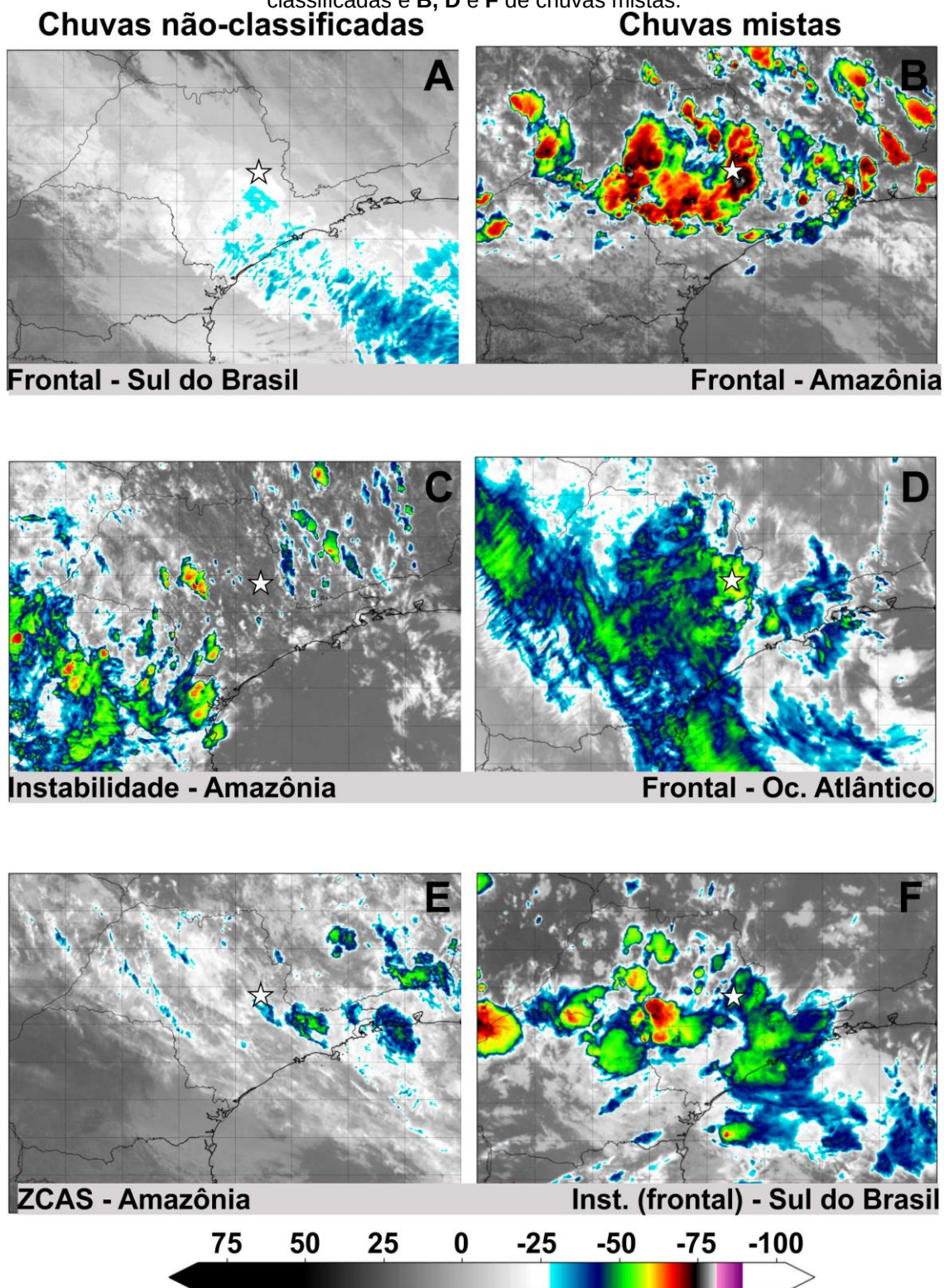
A variabilidade isotópica observada nas chuvas não-classificadas e mistas tem explicações distintas. Chuvas não-classificadas refletem os processos sinóticos, caracterizados pela interação da origem/transporte de umidade com os sistemas atmosféricos, enquanto chuvas mistas podem estar relacionadas com a transição de tipos de chuva. A importância dos processos regionais em modular a composição isotópica em Rio Claro foi discutida em estudos anteriores com a coleta mensal e diária (DOS SANTOS et al., 2019, 2022).

Para as chuvas não-classificadas, a combinação dos sistemas atmosféricos com a origem de umidade resultou em formação de chuvas localizadas (Figura 19A,C,E). Deste modo, a assinatura isotópica da chuva foi mais empobrecida para eventos com origem HYSPLIT da Amazônia, associada a ZCAS e instabilidade, durante a primavera e verão, caracterizando o esgotamento de isótopos pesados durante o caminho das trajetórias e formação de chuva (Figura 19E), ocorrendo de maneira oposta nas chuvas mais enriquecidas, em que este esgotamento foi menor devido a fonte de umidade ter sido o Oceano Atlântico e Sul do Brasil, junto de influência das frentes frias, largamente relacionada a valores mais enriquecidos (MULLER et al., 2015).

Estes mecanismos indicam que processos locais (relacionados a queda das gotas de chuva) não modificaram a composição isotópica das chuvas não-classificadas.

Para as chuvas mistas, a assinatura isotópica indica que a formação dos tipos de chuva pode ser o principal controle meteorológico sobre a composição isotópica. Diferentemente das chuvas não-classificadas, as chuvas mistas possuem uma distribuição espacial não localizada, caracterizadas por conglomerados de nuvens sobre o estado de São Paulo (Figura 19B,D,F). Estes conglomerados de nuvens podem estar relacionados a convecção antiga (convecção que gera nuvens estratiformes), marcando zonas de transição entre chuvas convectivas e estratiformes (HOUZE, 1997). Assim, durante a passagem do conjunto de nuvens sobre Rio Claro, na maioria dos eventos, a primeira parte foi convectiva e a segunda estratiforme, exceção apenas a um evento de chuva não-classificada na primeira parte e estratiforme na segunda.

Figura 19. Imagens do satélite GOES-16 sobre o estado de São Paulo. Sistemas atmosféricos e origem do HYSPLIT mencionados na parte de baixo em cada figura. **A, C e E** de chuvas não-classificadas e **B, D e F** de chuvas mistas.



Regiões de transição foram descritas por Houze (1997) e marcam a passagem de nuvens que formam partículas pela coleta de água nas nuvens de maneira vigorosa (fase convectiva) para movimentos mais fracos e formação de partículas que flutuam

para baixo com aumento da difusão de vapor (fase estratiforme). Esta mistura de processos de formação da chuva durante um mesmo evento pode ter resultado na grande variabilidade isotópica observada nas chuvas mistas, modificando a influência dos sistemas atmosféricos e fonte de umidades.

Grande variabilidade também foi observada para os valores de *d*-excess, com destaque para valores inferiores a 10‰ em eventos de instabilidades (antes da passagem da frente fria sobre o estado de São Paulo) para ambos os tipos de chuva. Como a fonte de umidade foi a mesma, Sul do Brasil, estes valores de *d*-excess podem ser explicados pela influência de processos regionais relacionados a presença da frente fria no Sul do Brasil, provocando aumento da temperatura sobre o estado de São Paulo pela formação de um cavado em superfície pré-frontal, com a intensificação dos ventos quentes de quadrante norte pelo aumento do gradiente pressão, o que pode ter favorecido processos de evaporação durante a queda das gotas de chuva.

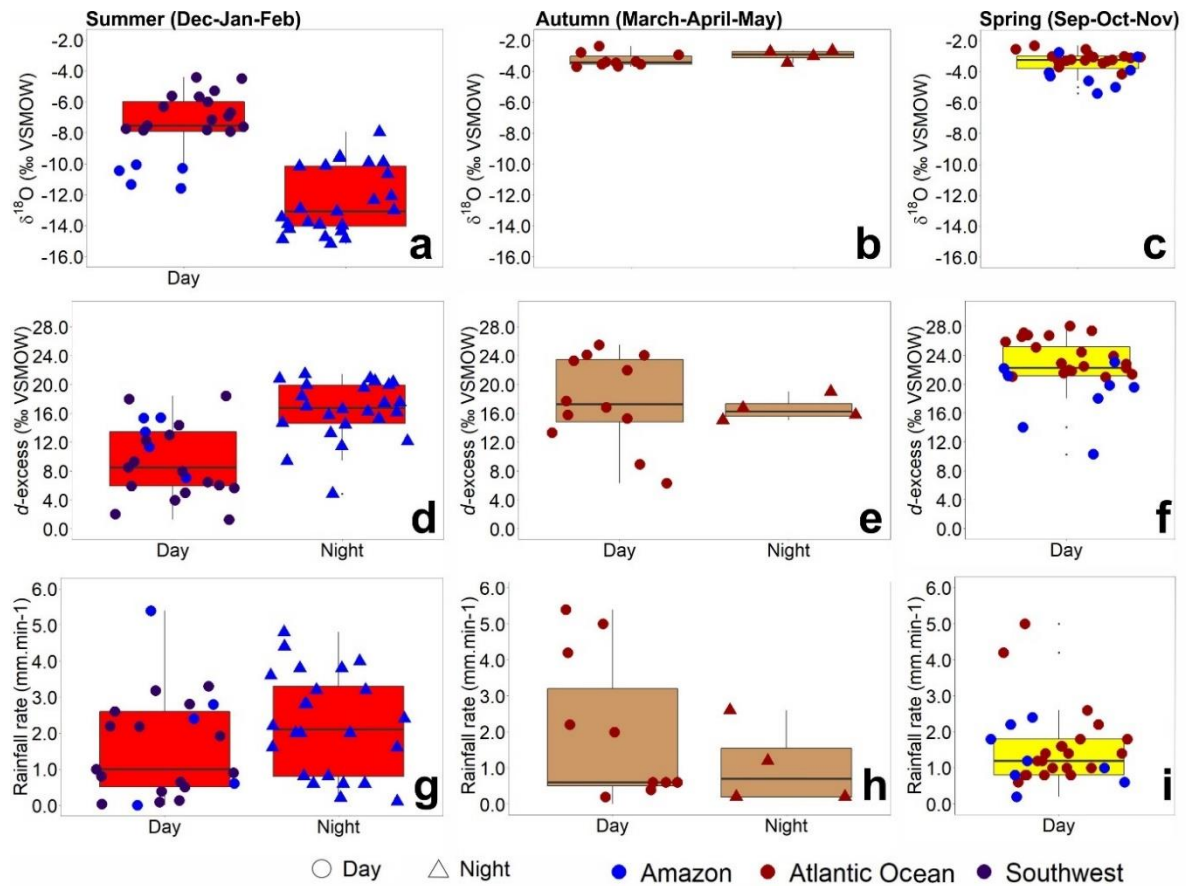
5.2.2.2. Chuvas convectivas

5.2.2.2.1 Results

Strong diurnal variations in the isotopic composition of convective rainfall were observed during the austral summer (red boxplots in Figure 20). Day (07:00-18:59 hora local) and night (19:00-06:59) median $\delta^{18}\text{O}$ values ranged between -7.5‰ and -13.0‰, respectively. During daytime, less depleted $\delta^{18}\text{O}$ (-4.4‰ ~ -11.6‰ – Figure 20a), lower *d*-excess (1.2‰ ~ 18.4‰, median 8.4‰ – Figure 20c) values and rainfall rates (median 1.0mm.min⁻¹ – Figure 20e) were observed. In contrast, more depleted $\delta^{18}\text{O}$ (-7.9‰ ~ -15.2‰) and greater *d*-excess (4.8‰ ~ 21.4‰, median 16.7‰) values were observed at night-time during events that featured greater rainfall rates (median 2.1mm.min⁻¹). The non-parametric Kruskal-Wallis test shows statistical differences between day and night isotopic composition, $p < 0.0001$ for $\delta^{18}\text{O}$ and *d*-excess.

Similar $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 20b,c) ($p=0.36$) and rainfall ($p=0.59$) (Figure 20h,i) values were observed in Autumn (median -3.1‰ and 0.9mm) and Spring (3.2‰ and 1.2mm, Figure 20c,i), respectively, while *d*-excess values were different ($p=0.0039$) between both seasons, (autumn, 16.8‰; spring, 22.2‰) (Figure 20e,f).

Figure 20. Seasonal color-coded box plots of $\delta^{18}\text{O}$ (a, b, c), d -excess (d, e, f) and rainfall rate (g, h, i) during day (circle) and night (triangle) time. Symbols are color-coded by moisture origin: Amazon (blue), Atlantic Ocean (brown), and Southwest (black).



In addition, differences in convective rainfall during seasons also were observed based on the air mass back trajectories analysis (Figure 17). In summer, convective events during daytime exhibited trajectories from Amazon and Southwest, and predominantly from Amazon at night-time. The Atlantic Ocean moisture source was dominant during autumn and spring, but also few events denoted an Amazon origin.

During austral winter, a season characterized by dry conditions in the south-central tropics of Brazil, convective rainfall events were not observed during sampling period (Figure 21). No rainfall was collected at night during spring, since convective events occurred predominantly during day hours. Covid-19 mobilization restrictions precluded rainfall collection at night. Contrary to summer months, longwave radiation (OLR) was greater (Figure 21a) and heat fluxes were weaker (Figure 21b) during autumn, spring and winter, which in turn limited convection related to thermal forcings (HOUZE, 1989, 1997). In summer, the strong diurnal heating and convective activity generated nearly uniform distribution of events development during day (51%) and night (49%) (Figure 21c).

Figure 21. Temporal plot during high-frequency sampling period (September/2019 - February/2021). **(a)** MERRA-2 outgoing longwave radiation of daytime versus at night-time **(b)** day versus night Aqua/AIRS latent heat flux and **(c)** daily rainfall of daytime versus at night-time.

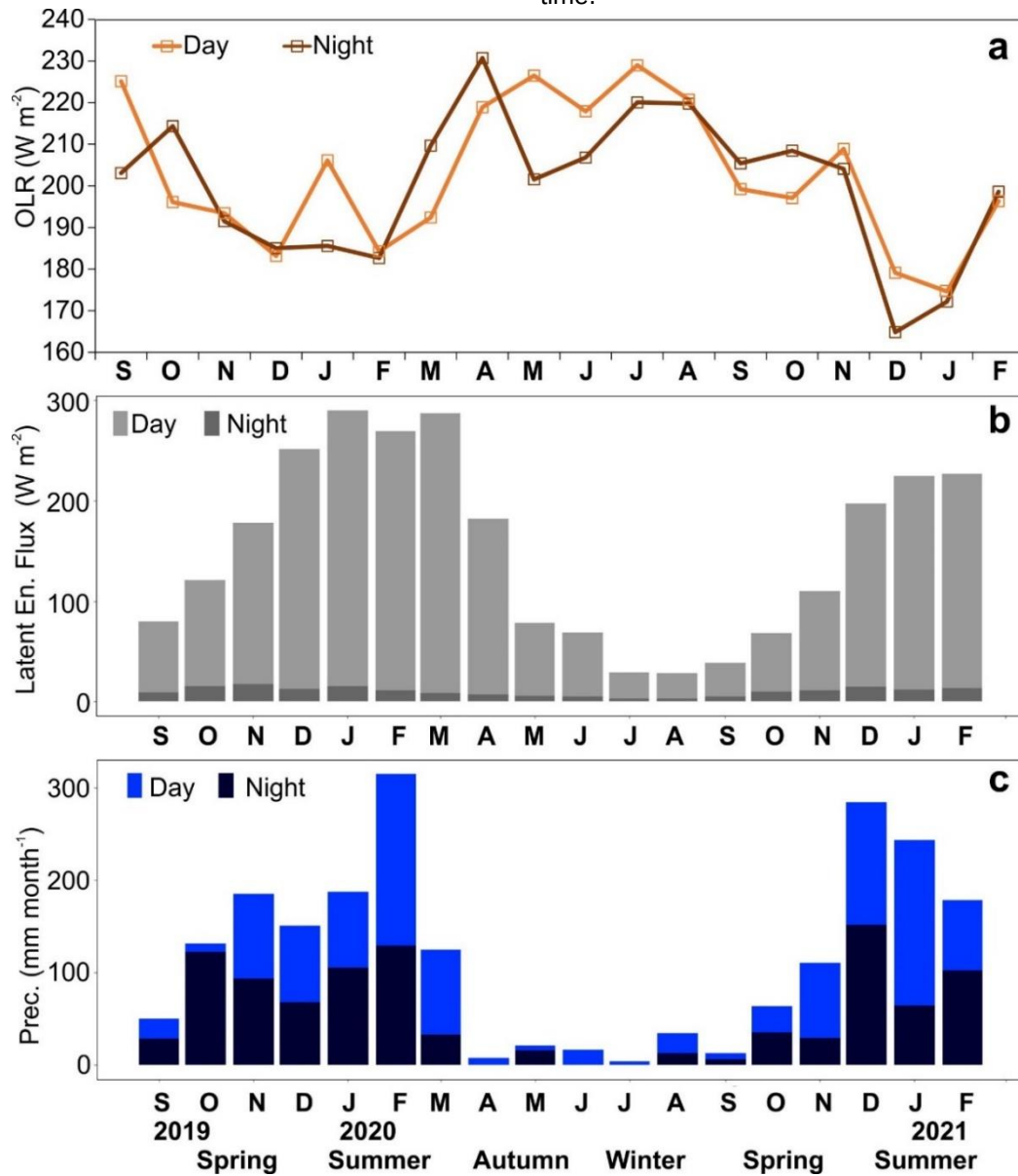
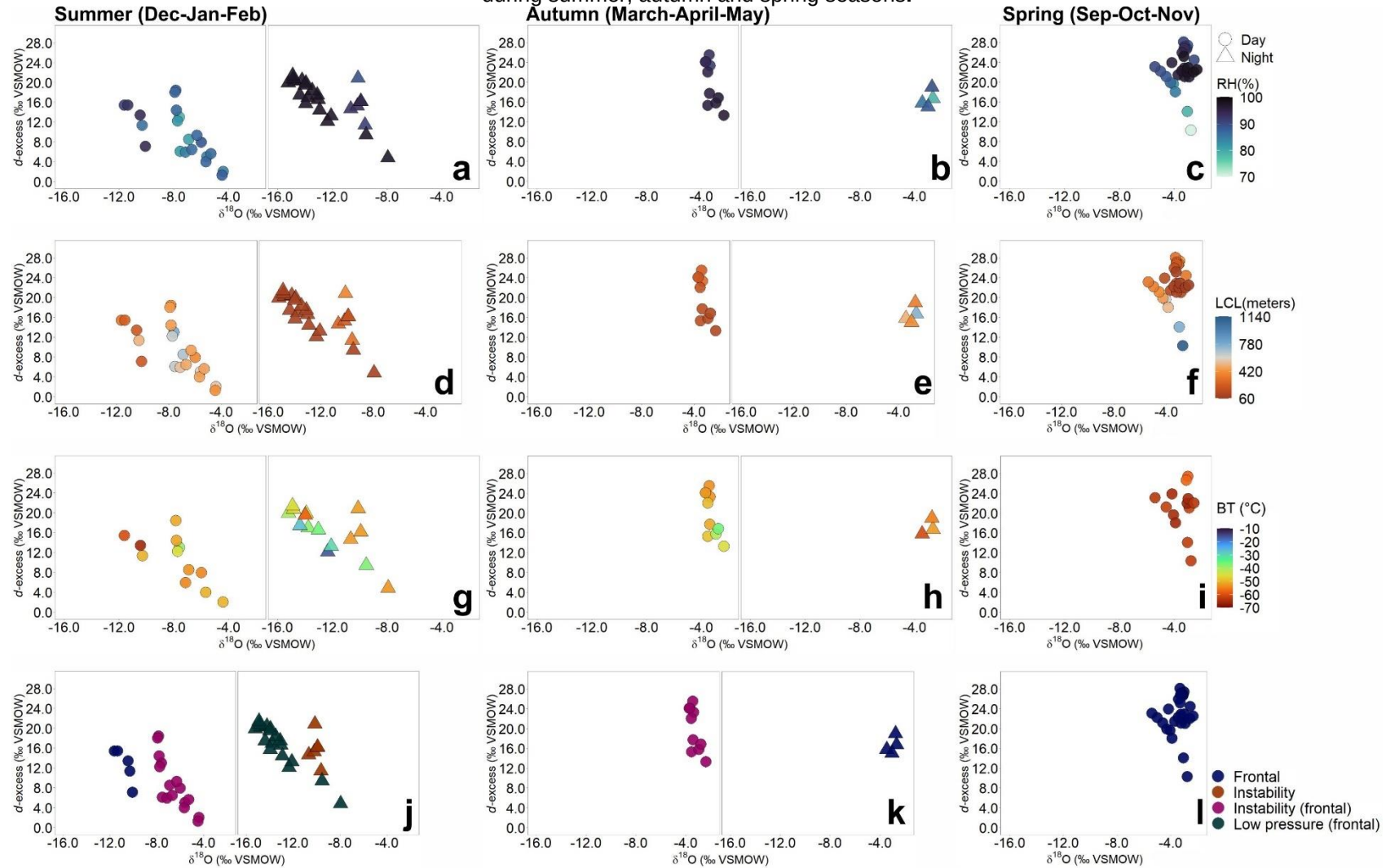


Figure 22 illustrate the most significant relationships between meteorological variables, $\delta^{18}O$, and d -excess for the summer season. During daytime, less depleted $\delta^{18}O$ and lower d -excess values correspond to low relative humidity - RH (Figure 22a), high lifting condensation level - LCL (Figure 22c) and low brightness temperature - BT (Figure 22e). At night-time, more depleted $\delta^{18}O$ and higher d -excess correspond to higher RH, lower LCL and higher BT. For these variables strong and significant correlations were observed (Table 4): $\delta^{18}O$ -RH (r -0.86 p < 0.001), d -excess and RH (r 0.68 p < 0.001), $\delta^{18}O$ -LCL (r 0.86 p < 0.001), d -excess and LCL (r -0.68 p < 0.001).

Figure 22. Scatter plots of d-excess and $\delta^{18}\text{O}$ (day and night) combined with RH (a, b, c), LCL (d, e, f), BT (g, h, i) and atmospheric systems (j, k, l) data during summer, autumn and spring seasons.



RH - ground level relative humidity recorded by automatic weather station (AWS); LCL - lifting condensation level computed from AWS RH and Temperature data; BT - brightness cloud temperature derived from GOES-16 satellite images.

Atmospheric systems were associated with the isotopic composition of rainfall. During summer, fronts, and instability (frontal) occurred during the daytime, while instability and low pressure arose only at night (Figure 22j). A clear influence of frontal systems was observed for autumn and spring (Figure 22k,l). Also, the relations between rainfall isotopic composition and meteorological parameters are not entirely clear during spring and autumn (Figure 22), also no strong correlations were observed (Table 4), except for $\delta^{18}\text{O}$ -BT ($r = 0.53$) autumn.

Table 4. Spearman correlations between isotopic composition and meteorological data.

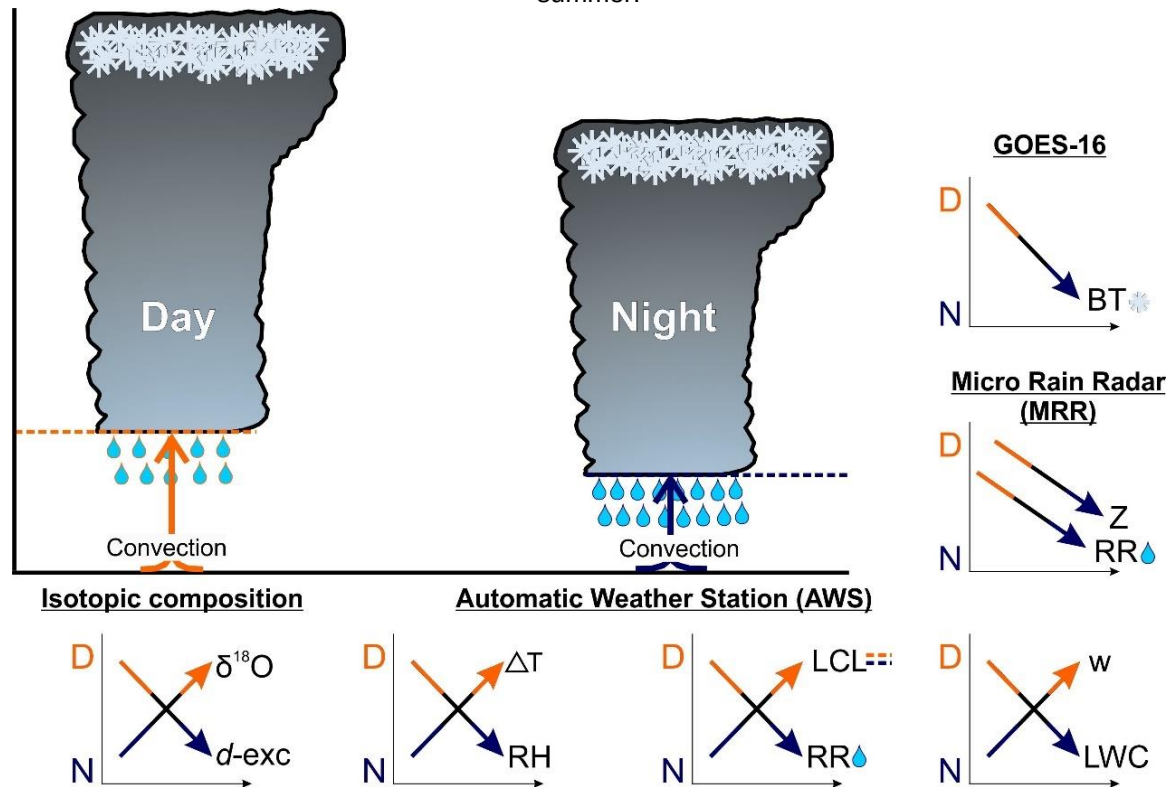
Seasons		Summer		Autumn		Spring	
Isotopes		$\delta^{18}\text{O}$	d -excess	$\delta^{18}\text{O}$	d -excess	$\delta^{18}\text{O}$	d -excess
GOES	BT*	-0.37	0.13	0.53	-0.08	0.14	-0.26
	Z	-0.14	0.32	0.34	-0.29	-0.22	0.55
MRR	w	-0.14	0.10	0.14	-0.19	-0.13	0.59
	LWC	-0.20	0.41	0	-0.11	-0.29	0.45
	RR	-0.40	0.37	0	0	-0.25	0.36
AWS	LCL	0.86	-0.68	-0.33	0.40	-0.42	-0.16
	Temp	-0.22	0.11	-0.56	0.56	0.48	0.4
	RH	-0.86	0.68	0.30	-0.38	0.42	0.16
	RR	-0.34	0.41	0.16	0	-0.18	0.11

Bolded values are significant (p -value < 0.05). BT - GOES brightness temperature; MRR - Micro Rain Radar; Z - reflectivity; w - vertical velocity; LWC - liquid water content; RR - MRR rain rate; AWS - Automatic Weather Station; LCL - lifting condensation level; T - temperature; RH - relative humidity; AWS RR - rain rate.

Conceptual model of local convective processes in summer

A conceptual model of the isotopic composition of convective rainfall on day night-time variability is presented in Figure 23, coupled with the meteorological variables used in Table 5. Basically, meteorological variables help us to underpin the local convective dynamics and their influence over the day-night fractionation. BT and LCL were related to the development of convection and could be used to indicate the cloud top and cloud base level. RH, temperature, and rainfall rates (MRR and AWS) indicate the atmospheric conditions below the cloud base and at the surface.

Figure 23. Schematic diagram for daytime (orange) and night-time (blue) in convective rainfall during summer.



Color-coded arrows denote differences in isotopic values and atmospheric/ambient conditions; AWS (ΔT = difference between maximum and minimum in Table 2, RH - relative humidity, LCL - lifting condensation level computed from AWS RH and temperature, RR - rainfall rate); near-surface MRR data (Z- reflectivity, RR - rainfall rate, w - fall velocity and LWC - liquid water content); and GOES-16 brightness temperature (BT).

Daytime conditions denoted high convection development, characterized by lower BT -51°C and high LCL 452m, resulting in a longer interaction time between raindrops and the atmosphere below the cloud. Below the cloud base, lower RH (median 86%) and a higher temperature range ($19 \sim 25^{\circ}\text{C}$) at the surface, enhanced raindrop evaporation, decreasing the rainfall rate, $6\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (MRR) and $1\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (AWS), and produced lower d -excess (8.4‰) and less depleted $\delta^{18}\text{O}$ (7.5‰) values.

During night-time rain events, less vigorous convection (higher BT -45°C) and low cloud base level (lower LCL 95m) were observed. The latter generated a lower time of interaction between raindrops and the surrounding atmosphere. This scenario was characterized by high RH (97%) and lower temperature range ($20 \sim 24^{\circ}\text{C}$) at the surface, producing unfavourable conditions for raindrops evaporation. Consequently, high rainfall rate, $9\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (MRR) and $2\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (AWS), with high d -excess values (16.7‰) and depleted $\delta^{18}\text{O}$ (-13.0‰).

Table 5. Meteorological data for summer (day and night), autumn and spring.

Seasons		Summer						Autumn						Spring		
Meteorological data		Daytime			Night-time			Daytime			Night-time			min	max	median
		min	max	median	min	max	median	min	max	median	min	max	median			
GOES	Tb	-66	-39	-51	-57.8	-16.2	-45	-55	-36	-50	-61	-53	-56	-66.7	-57.3	-63
MRR	Z	20	51	36	0.93	46	40	17	51	42	22	44	33	24	50	45
	w	5.4	8.8	7.0	0.26	7.7	6.6	5.6	8.7	7.6	5.0	8.1	6.6	5.4	8.9	7.8
	LWC	0.0	14.0	0.8	0.03	7.6	1.8	0.1	3.8	1.2	0.1	3.3	1.0	0.0	4.0	2.1
	Rain rate	0.5	10.0	6.3	0.02	10.0	9.9	1.0	10.0	8.0	0.8	8.9	5.2	1.3	10.0	10.0
AWS	LCL	212	777	452	83	377	95	133	340	167	355	757	449	65	1137	225
	Temp	19	25	21	20	24	22	18	20	19	18	20	19	19	27	21
	RH	79	94	86	89	98	97	90	96	95	78	89	86	71	98	93
	Rain rate	0.0	5.4	1.0	0.1	4.8	2.1	0.0	6.2	1.3	0.2	2.6	0.7	0.2	5.0	1.2
HYSPLIT	Height	31	1110	1727	0	3212	778	1185	3576	2030	44	1500	287	0	11104	1781
	RH	2	100	71	32	100	78	42	90	78	54	92	73	2	100	41
	Rain rate	0.00	10.70	0.37	0.00	13.20	0.53	0.00	1.00	0.00	0.00	1.10	0.00	0.00	2.40	0.03

Bolded values were used to create the figure 4. BT (°C) – GOES brightness temperature; MRR – Micro Rain Radar; Z (dBZ) – reflectivity; w (m.s⁻¹) – vertical velocity; LWC (g.m⁻³) – liquid water content; RR (mm.min⁻¹) – MRR rain rate; AWS – Automatic Weather Station; LCL (meters) – lifting condensation level; T (°C) – temperature; RH (%) – relative humidity; AWS RR (mm.min⁻¹) – rain rate.

5.2.2.2.2 Discussion

Convective rainfall events revealed that the isotopic signatures ($\delta^{18}\text{O}$ and d -excess) were influenced by two main features: (i) the regional moisture transport and (ii) local fractionation processes. The regional aspect is explained by continuous rainout processes across Brazil which are different throughout the water year, with distinct moisture origin (Figure 17 in chapter 5.2.1).

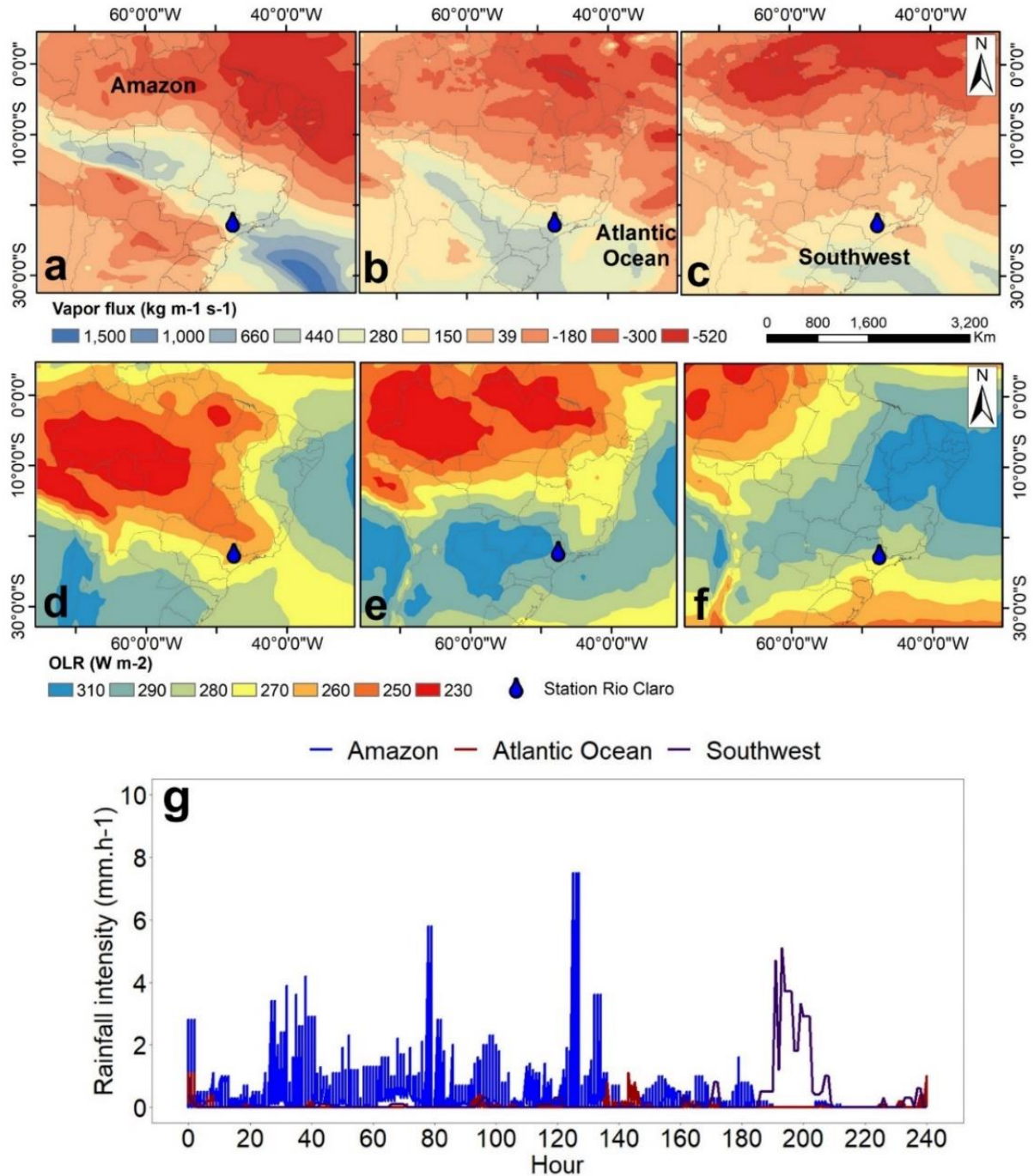
During summer, most of the moisture availability originates from the Amazon Forest. Due to the orographic effect of the Andes, water vapor is diverted in a northwest-southeast direction along the eastern slope of the Andes, transporting moisture from the Amazon to the southeast of Brazil (Figure 24a) (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006). Along this pathway, the occurrence of regional convective activity (Figure 24d) generates successive convective systems resulting in continuous rainout (a repeated vapor recycled and rainfall formation) (MOERMAN et al., 2013; RISI et al., 2008; VIMEUX et al., 2011), which is reflected in depleted isotopic compositions (Figure 20a) and high d -excess values (Figure 20d).

The rainout process was elucidated based on the hourly rainfall amounts along the HYSPLIT trajectories (Figure 24g). During summer, rainfall amounts are significantly larger than autumn and spring (Table 5), for which the trajectories indicated a predominant Atlantic Ocean origin (Figure 20). This transport mechanism is characterized by a lower convective activity (Figure 24e,f) and enriched compositions (Figure 20b,e).

The isotopic composition such as a result of regional processes is later modified due to the strong influence of local convective events. This interaction, captured in detail by HF sampling, is clearly depicted on day-night rainfall variations during summer. Local processes governing the final isotopic ratios are illustrated in the conceptual scheme (Figure 23).

Surface rainfall provides information on the extent of raindrops partial evaporation within the unsaturated atmosphere below the cloud base. The partial evaporation is controlled by the relative humidity and the aerodynamic diameter of the raindrops, that controls the terminal fall velocity and the time of interaction of a given drop with the surrounding environment (LEE; FUNG, 2008; ROZANSKI; SONNTAG, 1982).

Figure 24. Seasonal regional aspects of convective rainfall. Regional moisture transport by ERA-5 vertical integral of eastward water vapor flux combined with HYSPLIT origin from Amazon (a) Atlantic Ocean (b) and Southwest Brazil (c) for convective events and MERRA-2 outgoing longwave radiation between 2019 and 2021 during summer (d), autumn (e) and spring (f). Rainfall intensity by HYSPLIT trajectories from Amazon (blue), Atlantic Ocean (brown) and Southwest Brazil (purple) (g).



The position of the names indicates the origin of HYSPLIT trajectories. Positive values indicate that moisture vapor flux occurs from left to right, and negative values from right to left. Lower OLR values indicate higher convective activity.

During daytime, the isotopic composition of convective rainfall reflects these local raindrops partial evaporation due to: i) longer travel time of raindrops to the ground due to both higher cloud-base level and lower terminal velocity of small raindrops

formed during daytime events ii) larger relative mass reduction of small raindrops leading to larger modification of their isotopic composition due to partial evaporation iii) lower relative humidity of ambient atmosphere below the cloud-base level increased intensity of raindrops evaporation. In night-time situations, these factors listed above do not change the direction which favours modification of the original isotopic composition of raindrops, leaving the cloud base (shorter travel time of raindrops, lower relative mass reduction of raindrops, higher RH atmosphere below the cloud-base level). Thus, our meteorological data and conceptual model could be used to represent these processes that raindrops experience below the cloud and explain the *d*-excess variations in agreement with previous studies, related to drop size distribution (MANAGAVE et al., 2016; MULLER et al., 2015), below-cloud relative humidity (LEE; FUNG, 2008), height of the cloud base (WANG et al., 2016) and rain intensity (GRAF et al., 2019).

The no occurrence of day-night differences during autumn could be related to lower surface heating and hence lower possibility of convection to generate convective rainfall by thermal conditions. Apparently, these seasons are characterized by synoptic convective forcing related to the passage of the frontal system (Figure 22k,l), from the interaction between cold (cold front) and warm (equatorial and tropical) stationary air masses (SIQUEIRA; MACHADO, 2004), which results in the larger vertical structure, illustrated by lower BT values (Figure 22h,i). Also, the moisture transport differs between autumn (predominantly from Atlantic Ocean) and spring (Atlantic Ocean and Amazon), which is reflected in distinct *d*-excess values.

Our analysis reveals a new hydro-meteorological perspective, responding to the cloud-rain formation and below-cloud processes. Our experimental data provide a more robust evaluation of the connections between the rainfall isotopic composition and convective systems.

Finally, we encourage the use of HF strategies in future studies across the tropics, to re-evaluate modern isotopic interpretations based on diurnal differences coupled with the occurrence of distinct atmospheric systems. Since HF rainfall monitoring comprises a large instrumental and personnel effort, selecting rainfall events throughout the water year in combination with high resolution meteorological data, as presented in this study, could serve to improve our current understanding between tropical climates and their relationship with isotopic composition of rainfall.

5.2.2.3. Chuvas estratiformes

5.2.2.3.1 Results

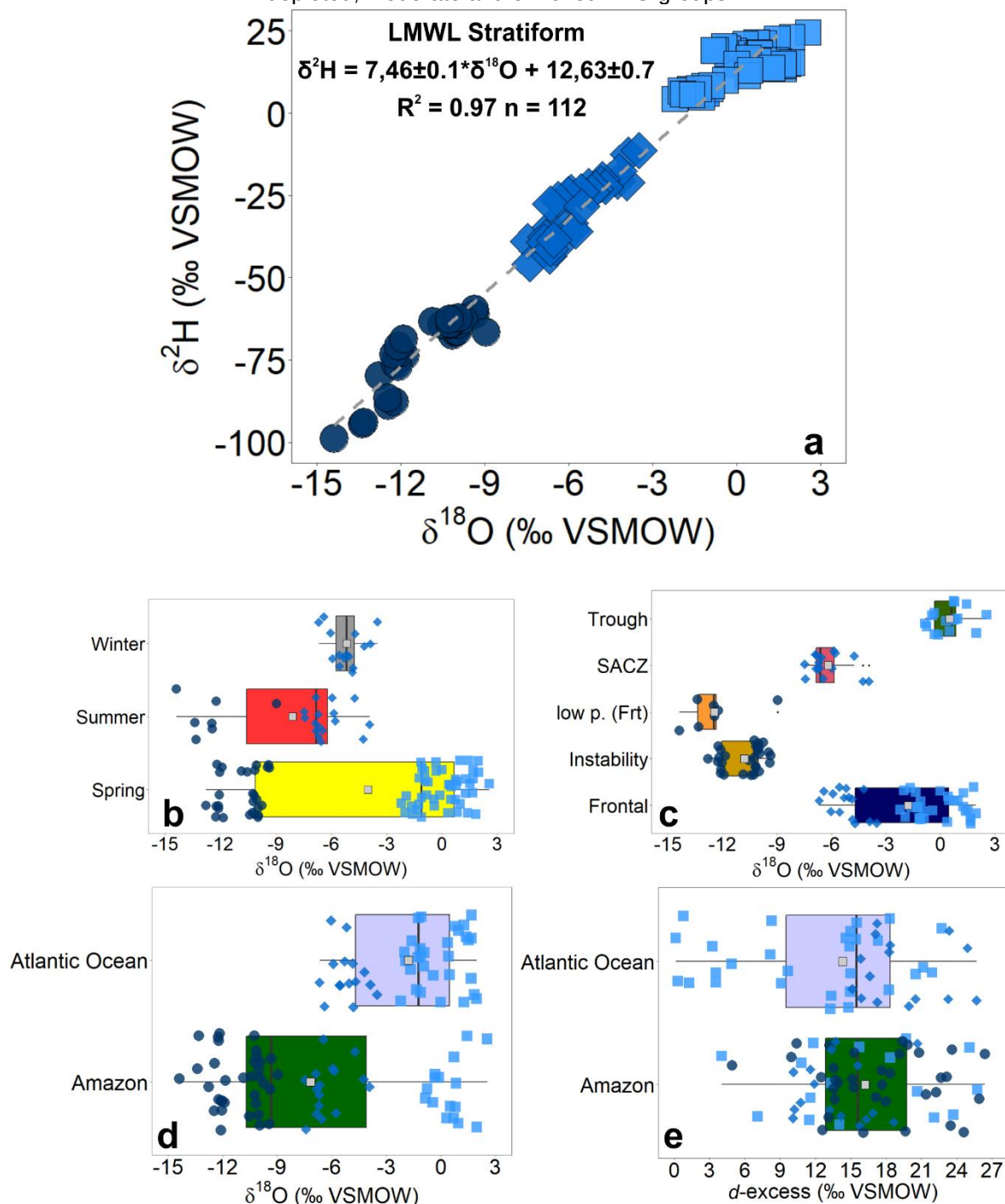
A large variation in the isotopic composition of stratiform rainfall is observed in Figure 25a, characterized by Local Meteoric Water Line (LMWL) and a clear $\delta^{18}\text{O}$ distributions in three groups: (i) enriched, $-2.2 \sim 2.5\text{‰}$, $0.12 \pm 2.2\text{‰}$ (ii) moderate, $-3.4 \sim -7.4\text{‰}$, $-5.6 \pm 1.8\text{‰}$ and (iii) depleted, $-8.9 \sim -14.3\text{‰}$, $-11.1 \pm 2.7\text{‰}$, on range, arithmetic mean, and standard deviation, respectively.

These isotopic distributions in groups were associated with the seasons (Figure 25b), atmospheric systems (Figure 25c) and moisture transport of HYSPLIT air masses (Figure 25d,e). During spring (September-November) a large range of $\delta^{18}\text{O}$ values was observed from enriched to the depleted group, while in winter (April-August) were related to the moderate group and in summer (December-March) to moderate and depleted groups.

Enriched $\delta^{18}\text{O}$ values were observed with surface trough and frontal systems, moderate $\delta^{18}\text{O}$ group in frontal and SACZ and depleted $\delta^{18}\text{O}$ cluster by Low pressure and Instability (Figure 25c).

Trajectories from the Atlantic Ocean were observed in $\delta^{18}\text{O}$ enriched to moderate values, resulting in enriched mean arithmetic compared to Amazon trajectories, which the $\delta^{18}\text{O}$ distributions were larger varied, from enriched to depleted groups (Figure 25d). In contrast, mean d -excess values from Atlantic Ocean trajectories were slightly lower in relation to Amazon (Figure 25e). Despite there no observed d -excess variations by isotopic cluster, such as with $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 25e), mean values were $12.9 \pm 7.2\text{‰}$, $16.5 \pm 4.2\text{‰}$ and $17.3 \pm 4.9\text{‰}$ for enriched, moderate and depleted $\delta^{18}\text{O}$ groups, respectively.

Figure 25. General features in the isotope composition of stratiform rainfall. **a)** scatter among $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ with Local Meteoric Water Line (LMWL) plotted and mentioned and boxplots for **b)** $\delta^{18}\text{O}$ and seasons **c)** $\delta^{18}\text{O}$ with atmospheric systems **d)** $\delta^{18}\text{O}$ and HYSPLIT origin and **e)** d -excess values and HYSPLIT origin. Gray squares are arithmetic mean values and circle, diamond and squares are depleted, moderate and enriched $\delta^{18}\text{O}$ groups.



Local meteorological parameters in table 6 illustrate the atmospheric conditions at the surface (AWS), near-surface (MRR), and cloud top (GOES-16) of stratiform rainfall.

Table 6. Statistics descriptive for meteorological variables separate into isotopic groups (according to figure 25)

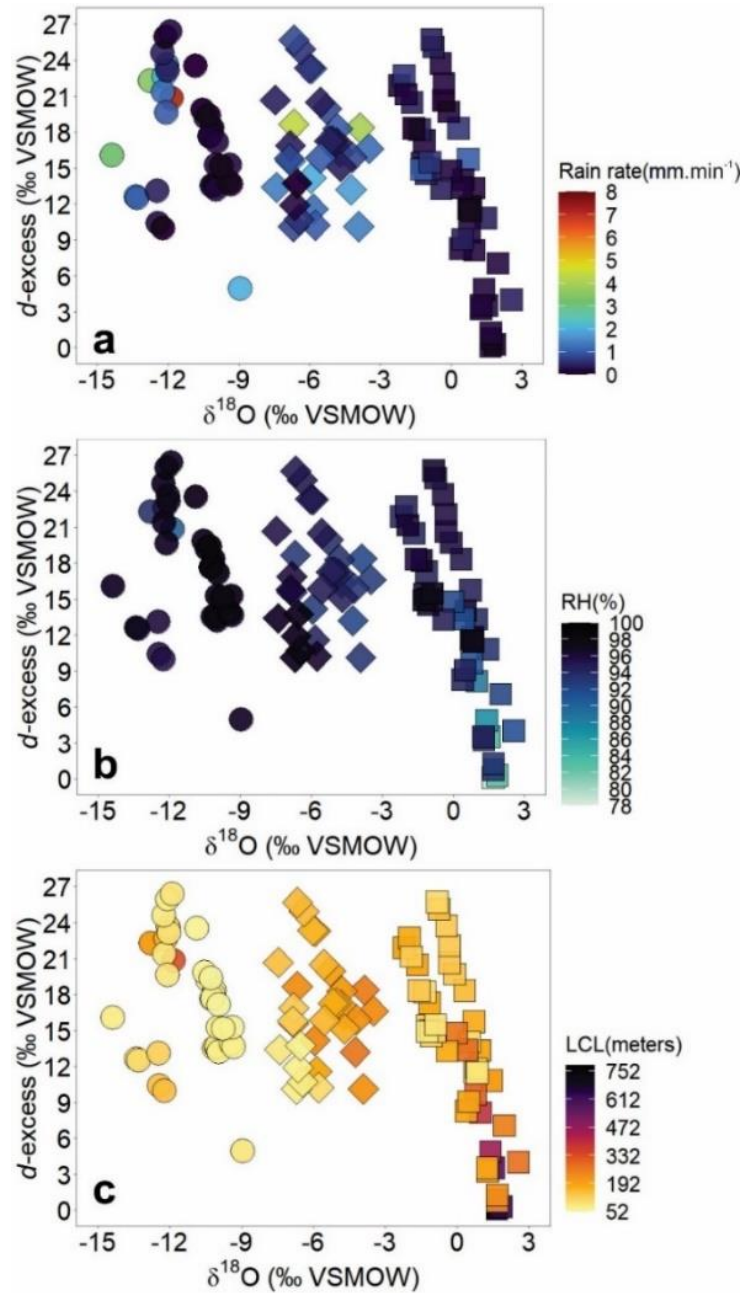
Meteorological data		Enriched			Moderate			Depleted		
		min	max	mean/std	min	max	mean/std	min	max	mean/std
AWS	RR	0.0	1.0	0.2±0.2	0.0	4.4	1.0±0.9	0.0	7.2	0.7±1.4
	T	16	23	19±2	13	22	17±3	20	23	21±0.7
	RH	78	97	93±3	91	97	94±1	90	98	97±1
	LCL	86	770	215±142	70	275	175±58	55	336	97±53
MRR	Z	13	37	26±5	-9	40	26±14	-9	36	18±10
	w	4.3	7.6	5.8±0.8	2.4	8	6.2±1.5	2.9	7.3	5.5±1.2
	RR	0.2	8.3	1.8±1.6	0.0	10.0	3.8±3.3	0.0	7.6	1.0±1.5
	LWC	0.02	3.0	0.2±0.4	0.0	3.1	0.3±0.5	0.0	0.4	0.05±0.08
GOES-16	BT	-27	5	-13±8	-52	-8	-29±16	-58	-7	-27±15

min = minimum, max = maximum, mean = arithmetic mean, std = standard deviation; Automatic Weather Station = AWS: RR = rain rate (mm.min⁻¹), T = Temperature (°C), Relative humidity (%), Lifting condensation level (meters); Micro Rain Radar (MRR) near surface values: Z = reflectivity (dBZ), w = fall velocity (m.s⁻¹), RR = rain rate (mm.min⁻¹), LWC = Liquid water content (g.m⁻³); GOES-16 image: BT = brightness temperature (°C).

The mean values of meteorological parameters for the moderate isotopic composition of rainfall were greater than depleted and enriched isotopic groups for: AWS rain rate, all parameters of MRR and most negative BT GOES-16. Depleted isotopic cluster have higher temperature and RH in relation to other groups, while for the enriched group, the mean and maximum LCL were greater and the minimum RH values were lower.

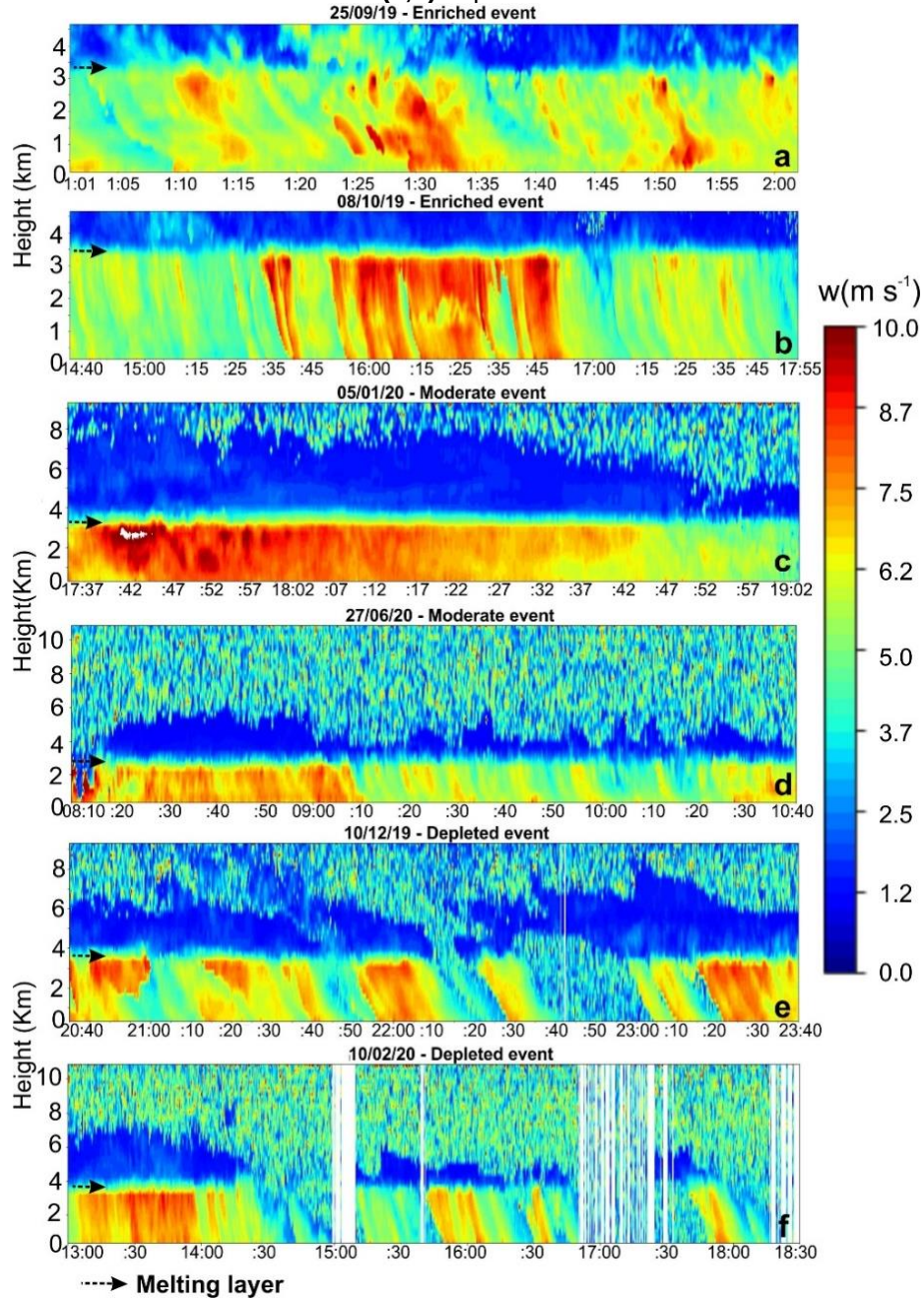
For enriched cluster, lower *d*-excess values (<10‰) were observed coupled lower values of AWS rain rate (Figure 26a), RH (Figure 26b) and higher LCL (Figure 26c). In moderate and depleted groups, these parameters varied greatly and were not clear relation to the *d*-excess values (Figure 26).

Figure 26. Scatter plots of d-excess and $\delta^{18}\text{O}$ related to **a)** AWS rain rates **b)** AWS relative humidity (RH) **c)** lifting condensation level (LCL) based on AWS RH and temperature



The vertical structure of stratiform rainfall have the same distributions for MRR parameters (Z , w , RR and LWC), but we used the vertical profile of fall velocity (w) for better anding and visualization (Figure 27). All stratiform events have lower w values before the melting layer. These values increase on melting layer, characterizing the bright band of MRR and the weak movement during the processes of ice layer formation. After the melting layer, the w values decrease according to evolution of melting layer, resulting in distinct rainfall rates (mm per minutes).

Figure 27. Fall velocity (w) of the Micro Rain Radar (MRR) vertical profile indicating the vertical structure of stratiform rainfall events Isotopic events separated into (a, b) enriched (c, d) moderate and (e, f) depleted.



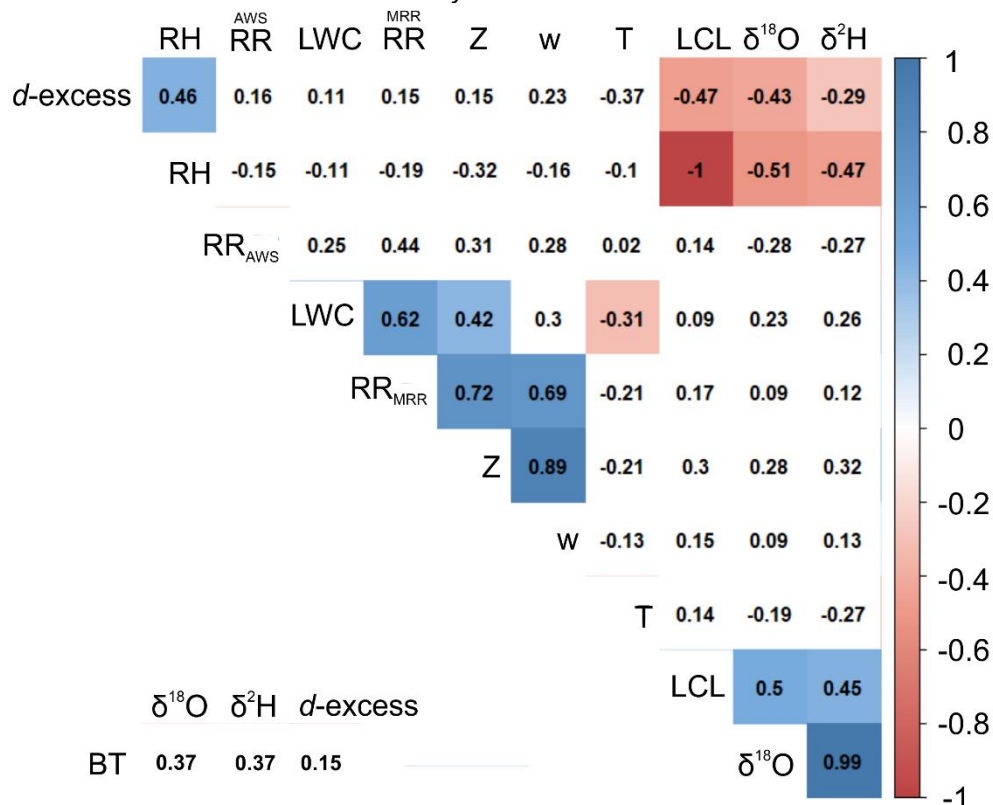
A similar vertical structure during falling raindrops, from melting layer to surface, was observed for each isotopic group (Figure 27). During enriched stratiform the mean height of melting layer was 3.4km (Figure 27a) and 3.6km (Figure 27b), characterized by greater rainfall during few times (red color in w vertical profile), but resulting in lower mean rain rates, for MRR and AWS data in Table 6. For moderate isotopic stratiform events, the mean height of melting layer was 3.6km (Figure 27c) and 3.1km (Figure 27d), with greater rainfall during initial phase, decreasing along the time, despite the

promote the greater rain rates observed (Table 6 RR for AWS and MRR). During depleted isotopic events, the vertical structure of rainfall was characterized by strong changed of rainfall, with intervals of increase and decrease, but always formation of melting layer, mean height of 3.9km (Figure 27e) and 3.8km (Figure 27f), with rain rates (AWS and MRR in Table 6) between enriched and moderate values.

The averages of rainfall intensity (mm per hour) and BT (Table 6) present the same values distributions observed in rain rates for isotopic groups, 3.7mm.h⁻¹ and -13°C (enriched), 7.4mm.h⁻¹ and -29°C (moderate), 6.6mm.h⁻¹ and -27°C (depleted), respectively.

Significant correlations ($p < 0.05$) were observed between $\delta^{18}\text{O}$ -RH (-0.51) and $\delta^{18}\text{O}$ -LCL (0.50) for the complete dataset of stratiform events. Such LCL was computed by RH, the LCL correlation could be associated with collinearity. Remainder meteorological parameters had no strong correlations (< 0.50) with isotopic composition (Figure 28).

Figure 28. Matrix correlation between isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d -excess) and meteorological variables by Pearson

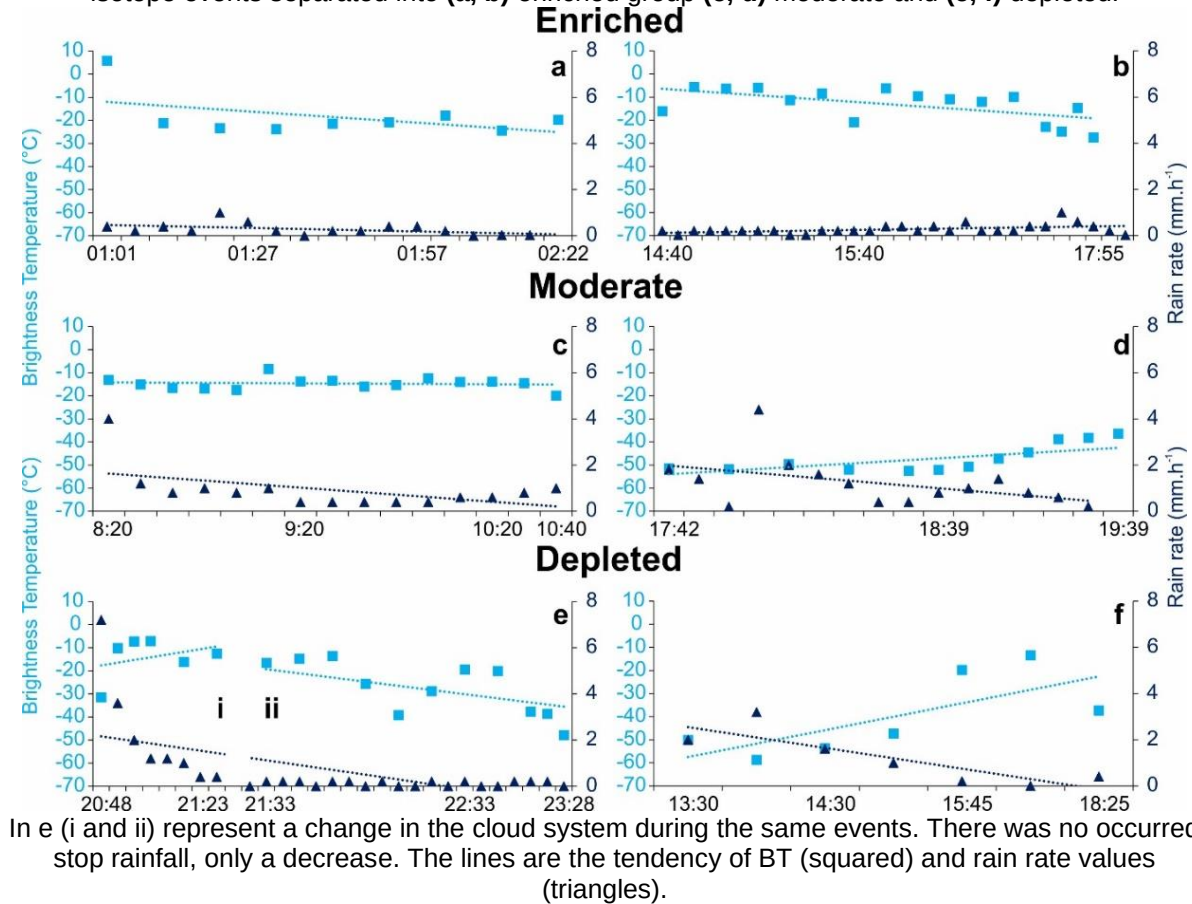


Automatic Weather Station (AWS) rain rate (RR mm.min⁻¹), temperature (T °C), relative humidity (RH %), Lifting condensation level (LCL meters); Micro Rain Radar (MRR) near surface reflectivity (Z - dBZ), fall velocity (w m.s⁻¹), RR = rain rate (mm.min⁻¹), liquid water content (LWC g.m⁻³) and by Spearman for GOES-16 brightness temperature (BT °C). Values with blank background indicates the no statistical significance ($p > 0.05$) of correlation.

Phases of stratiform rainfall

Temporal GOES-16 BT variations and AWS rain rates exhibit a similar trend for each isotopic group, during interval of isotopes sampling (Figure 29).

Figure 29. Trends temporal variations of brightness temperature (BT) and AWS rain rates during isotope events separated into (a, b) enriched group (c, d) moderate and (e, f) depleted.



The rainfall formation for the enriched group is illustrated in Figure 30 (red circle). Before the start of isotope sampling, no cloud with negative BT values were observed in the images. At the start of sampling, a nuclei of cloud is growing, characterizing the initial stage of rainfall formation, reflected in decreased BT trend (Figure 29a,b).

For moderate isotopic group, the cloud system formed in the central-north part of São Paulo state went forward to Rio Claro station (red circle in Figure 31). At the sampling point, the mature stage of the cloud system reflects slight variations of BT resulting in constant trends (Figure 29b,c).

Figure 30. Enriched isotopic group (mean $\delta^{18}\text{O}$ value of 0.1‰). Sequence of frames – GOES-16 satellite imagery from 3, 2, 1 hours before the occurrence of rainfall in Rio Claro station and after from start isotope collection, 1 hour and last image of rainfall.

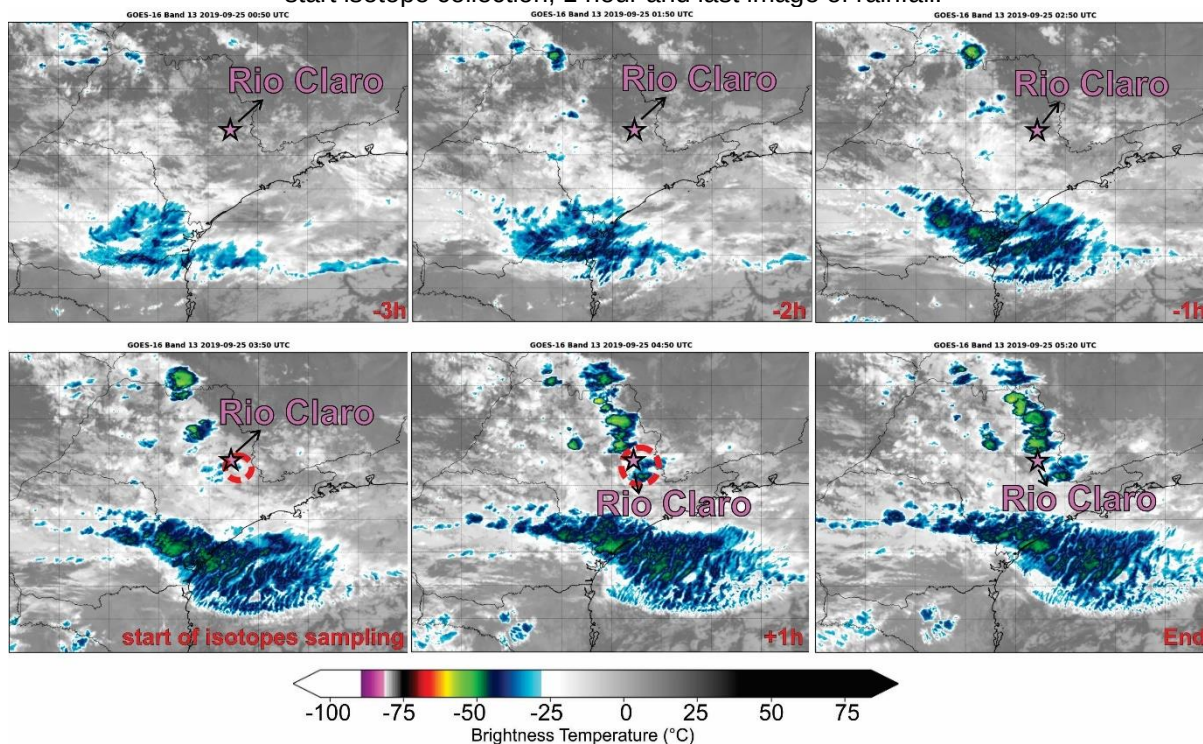


Figure 31. Moderate isotopic group (mean $\delta^{18}\text{O}$ value of -5.6‰). Refer to Figure 30 for legend description.

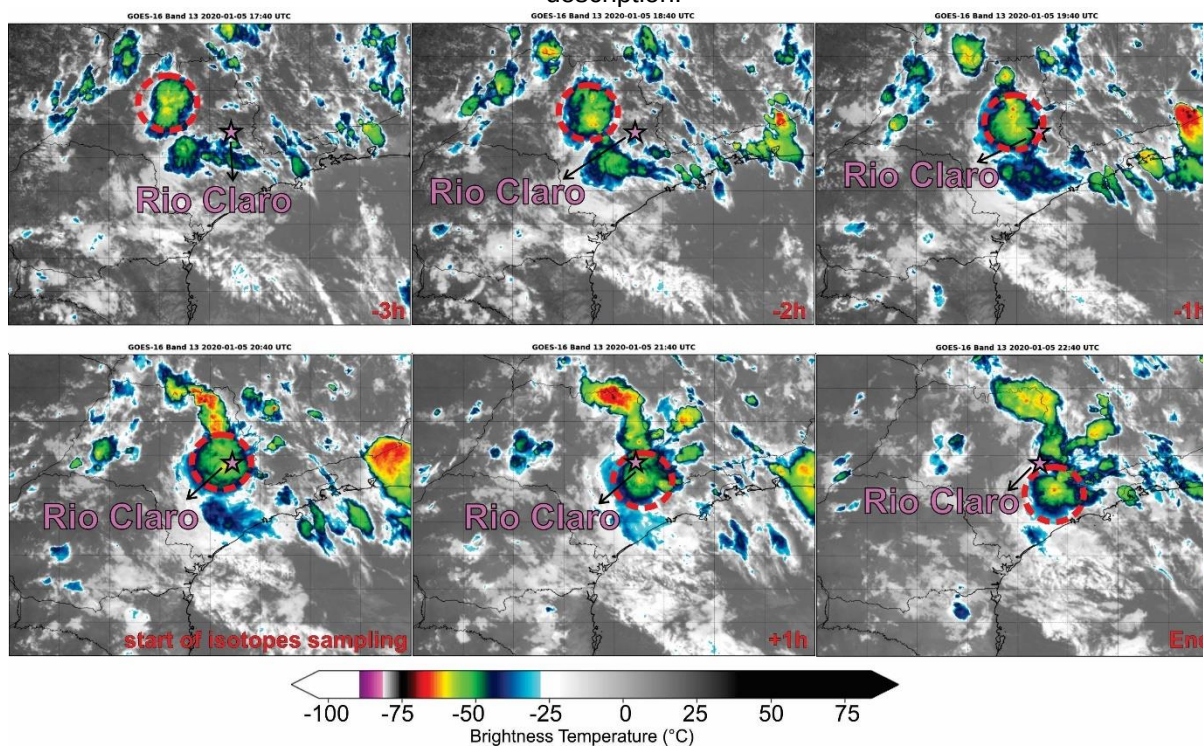


Figure 32. Depleted isotopic group (mean $\delta^{18}\text{O}$ value of -11.1‰). Refer to Figure 30 for legend description.

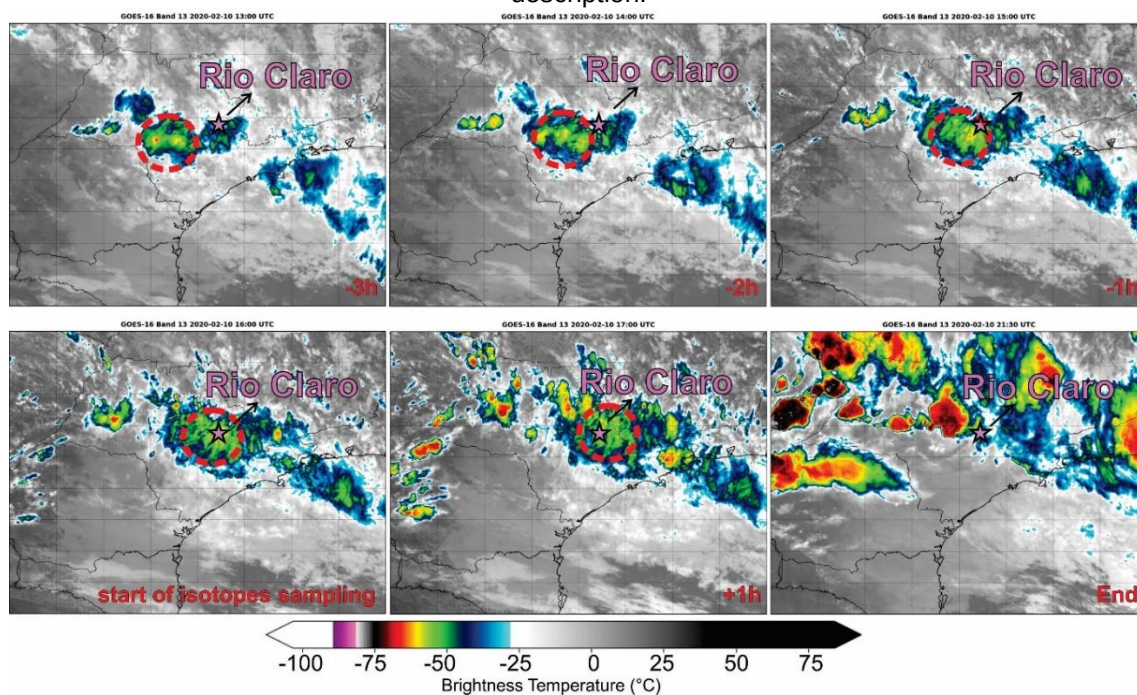
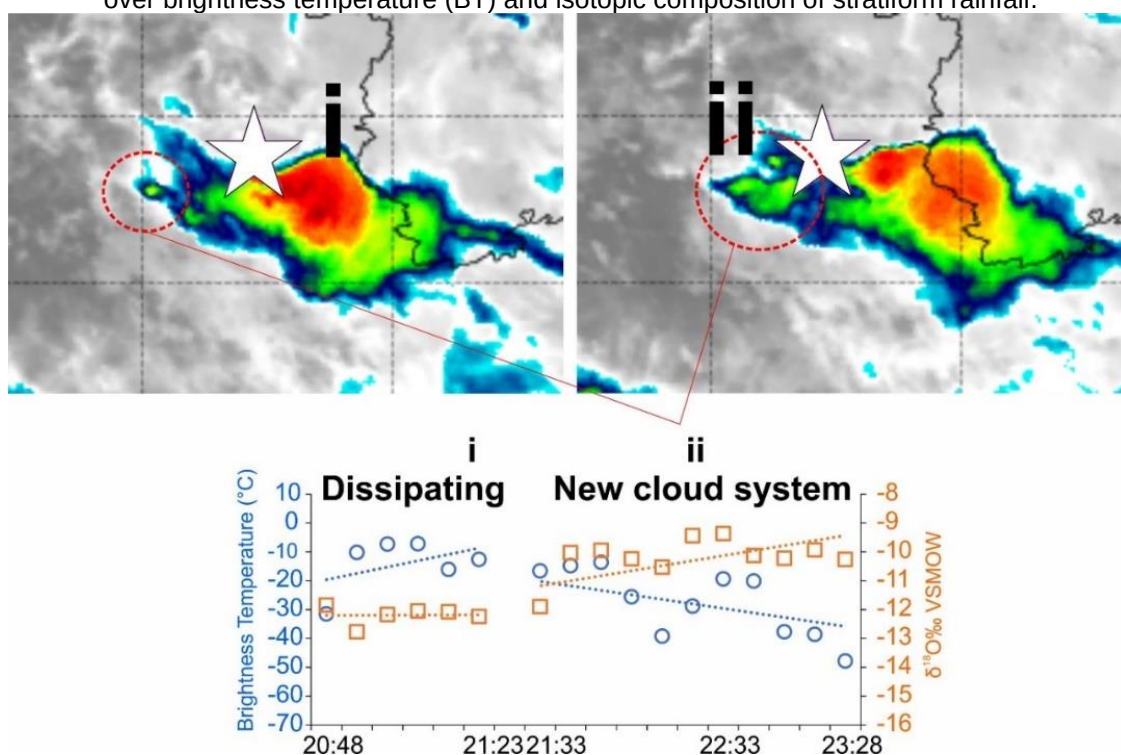


Figure 33. Cloud dynamic system observed with GOES-16 image related to the change in variations over brightness temperature (BT) and isotopic composition of stratiform rainfall.



Isotopic depleted group, the cloud system formed in the central part of São Paulo state progressed to Rio Claro station (red circle in Figure 32). At the start of isotope sampling, the cloud system is dissolving, resulting in an increased BT trend

observed (Figure 29e-part(i) and f). The second part of BT trend in Figure 29e-part(ii), illustrates the entry of a new cloud system (Figure 33-part(ii) in GOES-16 imagery), which changes the BT trend (Figure 33-part(ii), but lower rain rates were observed (Figure 29e-part(i) and not affected the depletion ($\delta^{18}\text{O}$ values were no more than $\leq 9\%$) of the isotopic signature (Figure 32).

5.2.2.3.2 Discussion

The large diversity of atmospheric systems and distinct moisture transport during the seasons represent the regional scale of atmospheric forcings to form the stratiform rainfall with large isotopic variability (Figure 25).

In previous studies over study area, seasonal isotopic distribution was observed, based on monthly and daily isotopic composition. During summer, depleted daily isotopic composition ($\delta^{18}\text{O} \leq 6\%$) was related to strong thermal convective activity, Amazon moisture origin and SACZ occurrence. In contrast, in winter enriched daily isotopic composition ($\delta^{18}\text{O} \geq -1\%$) was associated with lower thermal convective activity, moisture origin predominantly from Atlantic Ocean and most influence of frontal systems (DOS SANTOS et al., 2019, 2022). Autumn and spring are transition seasons and isotopic composition represent the mixture of winter and summer conditions.

The enriched and depleted isotopic groups of stratiform rainfall (Figure 25), could be related to these regional atmospheric forcings. Enriched isotopic cluster occurred only spring (Figure 25b), with important influence of frontal systems (Figure 25c) and moisture origin from Atlantic Ocean and Amazon (Figure 25d), while depleted group, during spring and summer, formed by instabilities related the convective ascend forcings and moisture origin from Amazon.

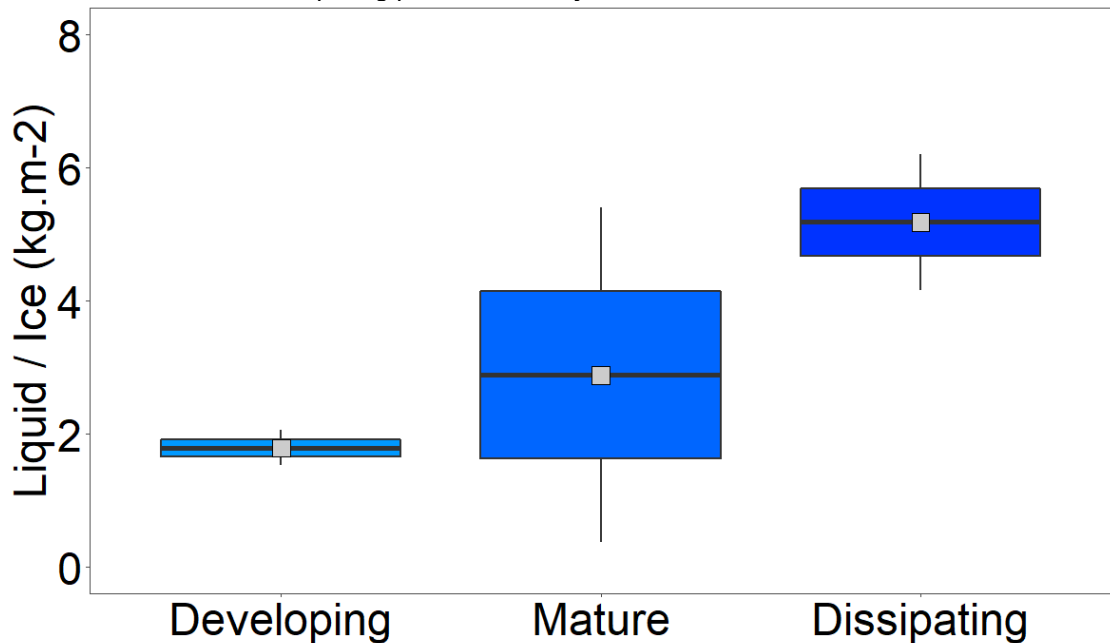
However, moderate isotopic composition was characterized by opposite influences, occurring during summer and winter, generate by SACZ and frontal system with moisture origin from Amazon and Atlantic Ocean, respectively. Also, *d*-excess had large variability and was not observed a clear relationship with the moisture origin and transport (Figure 25e). This isotopic distributions and meteorological controls indicating that large regional influences were not sufficient to explain completely the $\delta^{18}\text{O}$ and *d*-excess variability.

In this context, our results suggest that the isotopic composition of stratiform

rainfall could be related to the (i) the moisture transport promotes the regional isotopic signature and (ii) this isotopic composition is modified during the local rainfall formation, characterized by the life cycle of rainfall, and hence in distinct stages, evolution and vertical structure.

The life cycle of stratiform rainfall, as the key driver of the isotopic composition, is clearly observed relating the three groups of isotopic variations (Figure 25a) with groups of the vertical structure of rainfall (Figure 27), BT and rain rates trends (Figure 29). The cloud water content (Figure 34) have allowed to characterize the stages of rainfall and understand the isotopic fractionation process.

Figure 34. Ratio of water liquid over ice by ERA 5 reanalysis during developing, mature and dissipating phases of life cycle in stratiform rainfall.



During developing stages, BT values decreased indicating that the clouds are growing. The lower values of the ratio liquid-ice observed (Figure 34) and higher LCL confirm this growth stage. However, the stratiform rainfall formed did not develop into cloud systems with high top and cold BT (red circle, Figure 30), resulting in lower rain rates (mean in Table 6 and trends in Figure 29a,b), characterized by the weak vertical structure of rainfall observed (Figure 27a,b).

The mature phase, BT trends were constant (Figure 29c,d). The ratios liquid-ice were greater in relation to the developing phase (Figure 34), confirming that cloud systems were formation, developed, grown and consolidated, resulting in high top height (colder BT) and highest rain rates (Table 6 and figure 31) that characterized the

constant vertical structure of rainfall (Figure 27c,d).

In the dissipating phase, BT trends increased (Figure 29e,f). The water content of cloud have higher values of ratio liquid-ice than the dissipating and mature phases (Figure 34), indicating that the cloud passed all stages of life cycle (see red circle in Figure 32), and cloud system is dissolving, resulting decreasing rain rates (Table 6) and in constant changes in rain vertical structure (Figure 27ef).

The life cycle of stratiform rainfall could be illustrate by the different stages of progressive depletion in heavy isotopes by Rayleigh distillation processes (CELLE- JEANTON et al., 2004; RINDSBERGER et al., 1990; ROZANSKI; ARAGUÁS-ARAGUÁS; GONFIANTINI, 1993). Thus, the meteorological conditions during the developing phase, in which the cloud system grew up, but did not develop to the mature stage, contributed to weak depletion during rainfall formation and no-equilibrium conditions for the isotopic exchange, mainly below the cloud. Thereby, evaporation process during falling raindrops enrich the $\delta^{18}\text{O}$ values and decreasing the *d*-excess (Figure 26), due to the lower RH below the cloud and weak rainfall intensity.

Several previous studies showed the below-cloud influences, explained by rainfall intensity (GEDZELMAN; LAWRENCE, 1990; GRAF et al., 2019; MULLER et al., 2015), lower RH conditions (LEE; FUNG, 2008) and the height of cloud base (WANG et al., 2016). Basically, smaller drops during weak rainfall intensity are most affected by evaporation processes because they are spending more time in the air due to slower fall velocity and they are less resilient to exchanges with the ambient vapor (GRAF et al., 2019).

Mature and dissipating conditions represent the advanced stages of progressive depletion, characterized by higher rain rates and residual rainfall, respectively. The highest rain rates in the mature stage, represent the equilibrate formation from ice to liquid into the cloud, as observed by symmetry in the box-plot (Figure 34) and in the constant structure of the melting layer (Figure 27c,d). In below cloud, during falling raindrops, the higher rain rates were lower affected by evaporation processes because the raindrops are larger, falling at higher fall velocity and exchanging isotopes with the surrounding vapor occurred in saturated conditions, resulting in higher *d*-excess values. Every mechanism described contributes to modify the isotopic composition and depleting its signature but does not represent the total progressive depletion because the dissipating stage did not still occur.

Residual rainfall in dissipating stages illustrates the final stage of progressive

depletion. Consequently, the greatest ratio of liquid-ice was observed indicating the maximum capacity of the cloud system to produce the ice during the developing and mature stage, and therefore make the major ratio of the liquid water content during dissipating stages, providing progressive depletion of heavy isotopes, and resulting a strong depleted isotopic composition of rainfall. Despite the decrease in rain rates, saturated conditions below the cloud were decreasing the evaporation processes, not affecting the higher *d*-excess values.

The mean height of the melting layer varied in relation to the depleted and enriched isotopic composition, thus we did not consider the height of cloud base important factor in isotopic composition variability. Also, the change in isotopic and BT trend during the second part of the stratiform event in Figure 29e-part(ii) occurred due to the entry of a new cloud system (Figure 33-part(ii), confirms the role of high frequency in capturing the atmospheric dynamic with isotopic composition of rainfall, in agreement with previous studies (KURITA et al., 2009; MULLER et al., 2015; MUNKSGAARD et al., 2012), and in opposition to the monthly and daily isotopic composition.

In these large timescales of sampling, the isotopic signature does not record completely the diversity of fractionation processes during the developing, occurrences and phases of rainfall events, but rather the superposition of processes, which difficult the understood isotopic variability in recording the phases of life cycle and the isotopic processes below the cloud.

5.2.2.4 Comparação entre chuvas convectivas e estratiformes

5.2.2.4.1 Resultados

A variabilidade da composição isotópica das chuvas convectivas e estratiformes é observada na figura 35A,B e tabela 7, com respectivas retas meteóricas locais distintas. Chuvas convectivas tem valores de $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ (Figura 35C,D) ligeiramente mais negativos do que chuvas estratiformes, que por sua vez, possuem valores mais enriquecidos e de maior amplitude para o *d*-excess (Figura 35E).

Figura 35. Composição isotópica e retas meteóricas locais (RML) para chuvas convectivas em laranja (A) e estratiformes em azul (B), com box-plot de $\delta^{18}\text{O}$ (C), $\delta^2\text{H}$ (D) e $d\text{-excess}$ (E) das chuvas convectivas versus estratiformes.

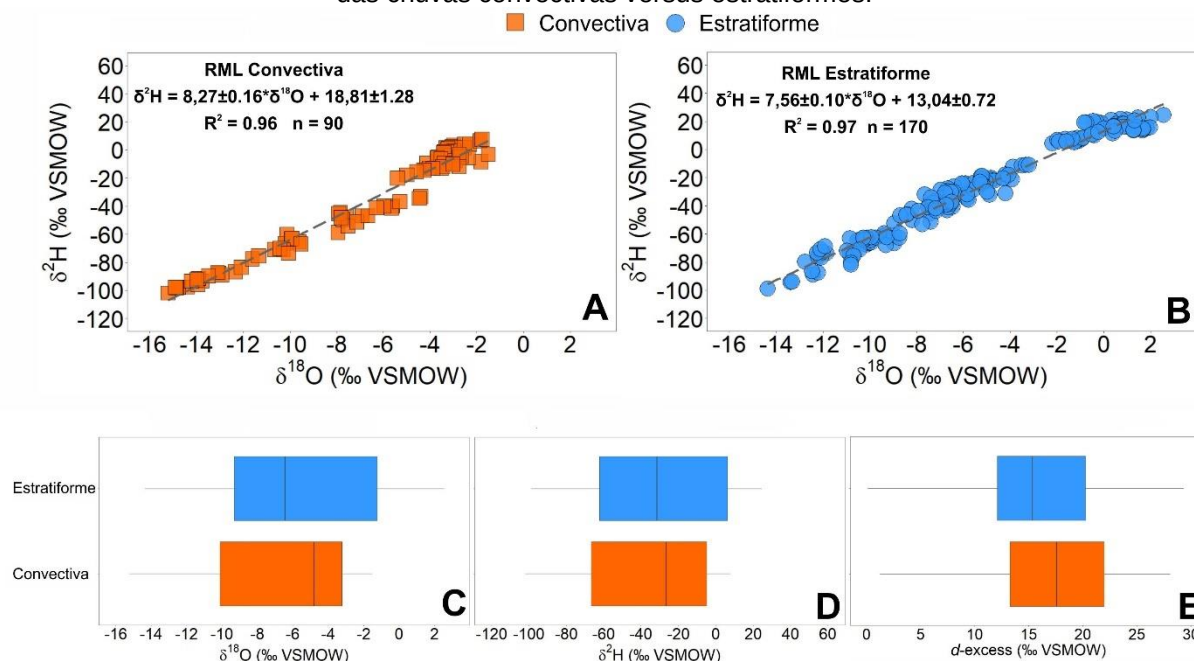


Tabela 7. Estatística descritiva dos tipos de chuva.

Tipo de chuva	Comp. Isotópica	min	máx	mediana	assimetria	média ponderada*
Convectiva	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-15,22	-1,52	-4,79	-0,68	-7,42
	$\delta^2\text{H}$ (‰)	-101,8	7,6	-26,6	-0,45	-41,9
	$d\text{-excess}$ (‰)	1,2	28,0	17,6	-0,48	17,4
Estratiforme	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-14,37	2,56	-6,43	0,17	-6,90
	$\delta^2\text{H}$ (‰)	-98,8	24,5	-31,5	0,02	-37,5
	$d\text{-excess}$ (‰)	-0,4	29,3	15,3	-0,38	17,6

*média ponderada pela taxa de chuva da estação meteorológica compacta, é igual a somatória da multiplicação entre cada valor da taxa de chuva com cada valor de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ e $d\text{-excess}$, dividido pela somatória total das taxas de chuva.

Esta amplitude confirma a assimetria negativa para as chuvas convectivas indicando que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ estão deslocados à esquerda (Figura 35C), abaixo da média de -6,68‰ e -36,5‰, respectivamente, em direção aos valores mais empobrecidos do que as chuvas estratiformes, de assimetria positiva para o $\delta^{18}\text{O}$ (deslocamento à direita, Figura 35C), indicando valores acima da média de -5,62‰, e assimetria próxima a zero para o $\delta^2\text{H}$, média de -29,4‰. Valores de $d\text{-excess}$ para os ambos os tipos de chuva tiveram assimetria negativa, médias de 16,9‰ e 15,4‰, para chuvas convectivas e estratiformes, respectivamente.

Apesar destas métricas, os valores de mediana são distintos dos valores

médios, indicando distribuição não simétrica (não normal) nos valores de composição isotópica dos tipos de chuva, confirmado pelo teste de normalidade de Shapiro-Wilk ($p < 0,05$). O teste não paramétrico de Kruskal-Wallis foi aplicado, com resultados indicando que não houve diferença estatística entre a composição isotópica das chuvas convectivas em relação as estratiformes, p valores de 0,39 ($\delta^{18}\text{O}$), 0,21 ($\delta^2\text{H}$) e 0,48 (d -excess).

Já para os valores da média ponderada pela taxa de chuva, foram observados valores mais negativos para as chuvas convectivas do que estratiformes, embora o d -excess tenha sido similar. O peso da chuva sobre a ponderação pode estar relacionado a maior taxa de chuva, média de $1,8\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ e intensidade de chuva média de $13,8\text{mm}\cdot\text{hora}^{-1}$ para as convectivas em relação as estratiformes, médias de $0,6\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ e $4,6\text{mm}\cdot\text{hora}^{-1}$, respectivamente.

Entretanto, não foram observadas grandes diferenças nas linhas de tendências de $\delta^{18}\text{O}$ e d -excess com taxa de chuva da EMC (Figura 36A, B) e do MRC (Figura 36C,D) entre os tipos de chuva, confirmando a fraca e não significativa correlação observada: taxa de chuva da EMC/MRC com $\delta^{18}\text{O}$ (-0,19/-0,04), $\delta^2\text{H}$ (-0,18/0,05) e d -excess (0,10/0,36) para chuvas convectivas e $\delta^{18}\text{O}$ (-0,05/0,16), $\delta^2\text{H}$ (-0,09/0,21) e d -excess (0,35/0,35) para as estratiformes, respectivamente.

Demais correlações para chuvas convectivas foram apresentadas no capítulo 6.2.2.2 (Tabela 4), enquanto para o conjunto de dados das chuvas estratiformes e convectivas-estratiformes na figura 37, com destaque para a variável de velocidade de queda (w) em altura, no caso décima sétima e décima oitava altura de medição do MRC.

As correlações ajudam na interpretação dos controles meteorológicos sobre a variabilidade da composição isotópica dos tipos de chuva, no entanto, com intuito de reforçar estas interpretações realizadas anteriormente e de explorar quais variáveis meteorológicas ajudam a explicar a variabilidade da composição isotópica, modelos de regressão linear múltipla foram realizados, gerando uma previsão de valores da composição isotópica baseada nos parâmetros meteorológicos locais.

Figura 36. Tendências $\delta^{18}\text{O}$ (A, C) e d -excess (B, D) e taxas de chuvas (TC) da estação meteorológica compacta (emc) na parte superior e do micro radar de chuva (mrc) na parte inferior para chuvas convectivas (cor laranja e símbolos quadrados) e estratiformes (cor azul e símbolos em círculos)

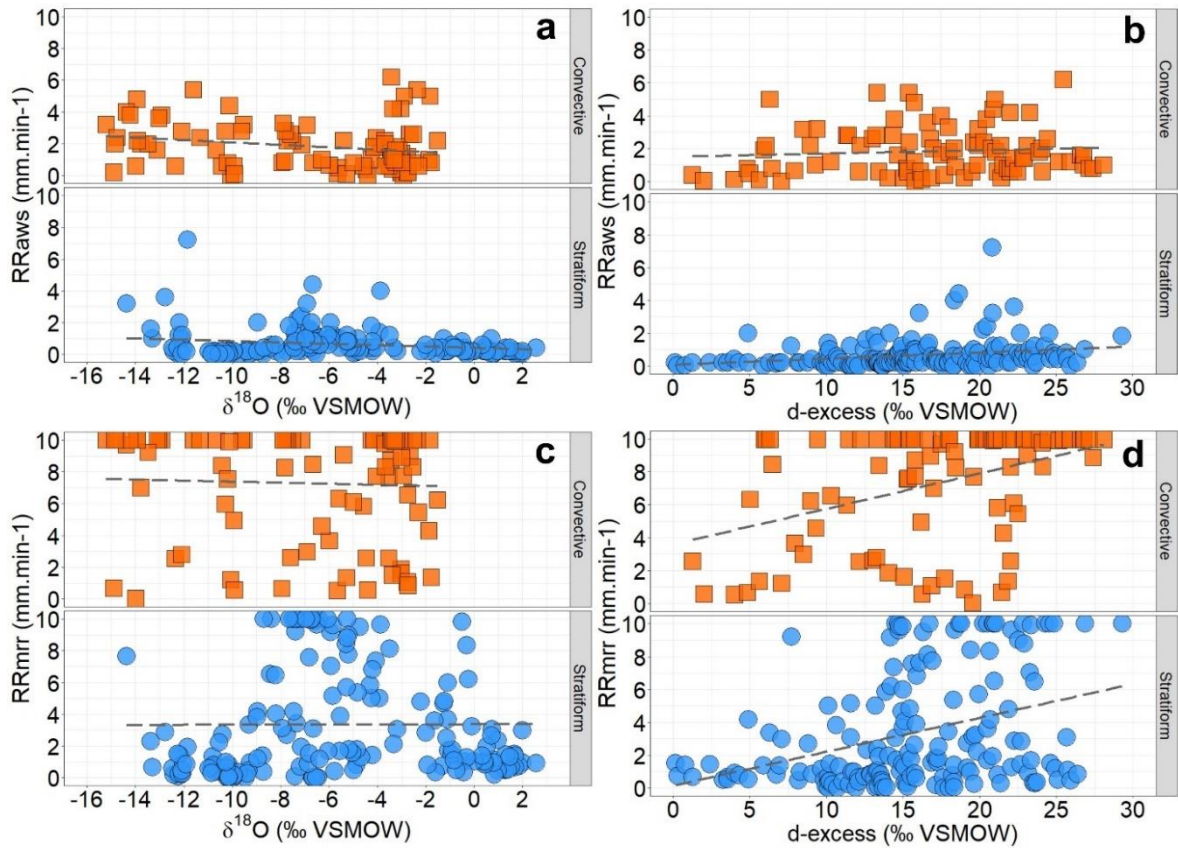


Figura 37. Melhores correlações entre a composição isotópica e as variáveis meteorológicas para o conjunto de dados das chuvas estratiformes e convectiva-estratiforme.

Estratiforme					Convectiva-Estratiforme						
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	UR		T	W alt18	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	TC emc
W alt17	0.72	0.72	-0.12	-0.15	UR	0.03	-0.11	-0.3	-0.27	0.16	-0.16
	$\delta^{18}\text{O}$	0.98	-0.26	-0.42		T	0.08	-0.24	-0.28	-0.19	0.13
		$\delta^2\text{H}$	-0.09	-0.4			W alt18	0.58	0.56	-0.07	0.05
								$\delta^{18}\text{O}$	0.99	-0.08	-0.16
									$\delta^2\text{H}$	0.07	-0.13
			d	0.1						d	0.31

d = d -excess; UR = umidade relativa do ar; w-alt17 e w-alt18 = velocidade de queda medida na 17 e 18 altura do micro radar; TC-emc = Taxa de chuva da estação meteorológico compacta; T = temperatura da estação meteorológica compacta

Modelo de regressão múltipla para a composição isotópica dos intra-eventos

A partir da análise das matrizes de correlação foi observado relação linear entre os parâmetros isotópicos (dependentes) e as variáveis meteorológicas locais (independentes), assim como a não colinearidade entre as variáveis independentes (veja no capítulo 6.2.2.2 - Tabela 4 e Figura 37 acima). Para evitar a colinearidade, não foram considerados nos modelos de regressão os parâmetros de LCL (uma vez que é calculado com base nos valores de UR e T), Z, w, TCmrc e CAL do MRC em um mesmo modelo (porque os parâmetros do MRC são derivados da Z), assim como valores em altura destas variáveis do MRC.

Desta forma, os resultados dos modelos de regressão realizados para chuvas convectivas, estratiformes e convectivas-estratiformes, são apresentados na tabela 8, com os parâmetros meteorológicos utilizados, intercepto e coeficientes de regressão, análise de resíduos e a qualidade e significância do modelo.

Os modelos para chuvas convectivas e estratiformes, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ estimados foram validados pela análise de resíduos e considerados satisfatórios e significativos (valores em negritos na Tabela 8). Em oposição, o modelo com $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ para o conjunto de chuvas convectiva-estratiforme, teve no teste de White valores menores que $<0,05$, indicando heterocedasticidade, não sendo considerado totalmente robusto. O mesmo ocorreu para todos os três modelos de regressão com o *d*-excess, que ora não foi validado pela análise de resíduos e ou por coeficientes de correlação pequenos e não-significância estatística (Tabela 8).

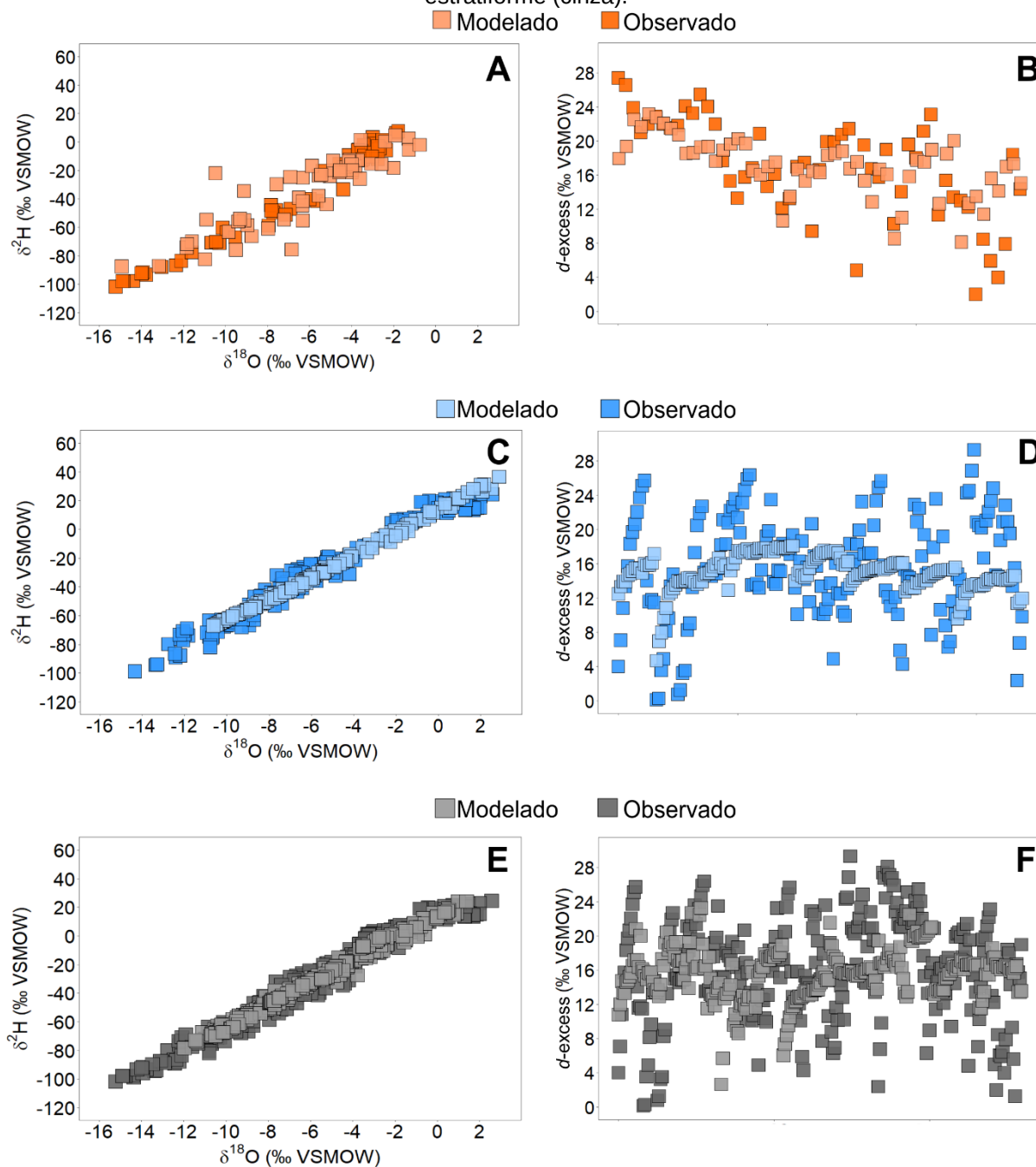
Ilustrando a qualidade e significância dos modelos de regressão para os tipos de chuva, os valores estimados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ se ajustaram bem aos valores observados, de maneira mais dispersa para as chuvas convectivas (Figura 38A), e menos dispersa para as chuvas estratiformes (Figura 38C) e convectiva-estratiforme (Figura 38E).

Tabela 8. Resultados dos modelos de regressão.

Tipos de chuva	Variáveis Independentes (X)	Coefficientes	$\delta^{18}\text{O}$ (Y)	$\delta^2\text{H}$ (Y)	d (Y)
Convectiva		Intercepto	27,16	235,11	-30,85
	BT-GOES	b1	-0,16	-1,31	-0,16
	Temperatura	b2	-1,32	-12,85	-0,32
	w-superfície	b3	0,80	0,71	0,86
	Umidade Relativa	b4	-0,21	-0,76	0,44
	Análise de resíduos	Shapiro-Wilk	0,73	0,70	0,02
		White	0,21	0,63	0,07
		Durbin-Watson	1,88	2,23	1,90
	Qualidade e significância do modelo	R ²	0,59	0,68	0,28
		R ² ajustado	0,54	0,64	0,27
		p-valor	0,04	0,00	0,14
Estratiforme		Intercepto	33,78	226,60	-43,65
	Umidade Relativa	b1	-0,47	-3,15	0,63
	w-altura17	b2	1,59	12,48	-0,25
	Análise de resíduos	Shapiro-Wilk	0,66	0,08	0,31
		White	0,21	0,05	0,03
		Durbin-Watson	1,85	2,04	2,25
	Qualidade e significância do modelo	R ²	0,70	0,68	0,11
		R ² ajustado	0,69	0,67	0,09
		p-valor	0,00	0,00	0,01
Convectivas e Estratiformes		Intercepto	28,44	224,46	-3,09
	Umidade Relativa	b1	-0,29	-2,03	0,35
	Taxa de Chuva emc	b2	-0,33	-1,33	1,31
	Temperatura	b3	-0,55	-5,19	-0,76
	w-altura18	b4	1,45	11,38	-0,22
	Análise de resíduos	Shapiro-Wilk	0,26	0,27	0,34
		White	0,01	0,00	0,09
		Durbin-Watson	2,28	2,23	1,89
	Qualidade e significância do modelo	R ²	0,54	0,53	0,22
		R ² ajustado	0,53	0,52	0,20
		p-valor	0,00	0,00	0,76

d = d -excess; BT-GOES = temperatura de brilho do satélite GOES-16; w-superfície = valores de velocidade de queda medido pelo micro radar mais próximo a superfície; w-altura 17 e 18 = valores de velocidade de queda medidos pelo radar na décima sétima e oitava medição do micro radar em altura. Valores significativos e satisfatórios em negrito. Na análise de resíduos, valores de Shapiro-Wilk e do teste de White maiores que >0,05 indicam normalidade e Homocedasticidade dos resíduos, respectivamente. Valores do teste de Durbin-Watson entre >1,5 e <2,5 indicam não ocorrência de autocorrelação dos resíduos.

Figura 38. Comparação entre os valores observados e modelados de $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ (A, C, E) e d -excess (B, D, F) para as chuvas convectivas (laranja), estratiformes (azul) e conjunto de dados convectiva-estratiforme (cinza).



Assim como os fracos e não significativos valores de R^2 dos modelos com d -excess, os valores estimados não se ajustaram bem aos valores observados nas chuvas convectivas (Figura 38B), estratiformes (Figura 38D) e convectiva-estratiforme (Figura 38F), não acompanhando a grande variabilidade observada.

5.2.2.4.2 Discussão

A distinção dos tipos de chuvas entre convectivas e estratiformes e sua relação com a composição isotópica, tem sido tema relevante na comunidade de isotopia da precipitação ao redor do globo (AGGARWAL et al., 2016; HAN et al., 2021; MUNKSGAARD et al., 2019; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2019; SUN; SHANAHAN; PARTIN, 2019; ZWART et al., 2018).

A maioria destes estudos foram realizados em localidades de grande influência oceânica, o que não é o caso da área de estudo deste trabalho, distante do litoral. Por esta razão, a composição isotópica das chuvas convectivas e estratiformes aqui apresentadas ajudam a compreender a dinâmica de formação e como estes tipos de chuva influenciam na variabilidade da composição isotópica, porque os controles climáticos sobre esta variabilidade ainda não estão muito bem definidos nas áreas tropicais, principalmente em localidades distantes do oceano (KURITA et al., 2009; ROZANSKI; ARAGUÁS-ARAGUÁS; GONFIANTINI, 1993), como a da área de estudo, a 227km em linha reta, caracterizada pela presença de duas cadeias montanhosas (Serra da Mantiqueira e Serra do Mar).

Segundo Kurita et al., (2009) em áreas continentalidades sistemas convectivos estão relacionados ao ciclo diurno da atividade convectiva, provocando a formação de sistemas de curta duração, formando chuvas convectivas curtas interrompidas todos os dias, o que resulta em menor tempo disponível para o crescimento de sistemas estratiformes, que são mais proeminentes no oceano, porque o tempo disponível para a formação da chuva é mais lento.

Esta diferença no ambiente de formação dos tipos de chuva, foi considerada como uma das razões para a lacuna na interpretação em áreas tropicais (KURITA et al., 2009) e contribui para discussão do porquê ocorre diminuição do efeito de quantidade com o aumento de frequência nas coletas de chuva.

Para Rio Claro, esta diminuição da correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ -quantidade de chuva, $r > -0,60$ na coleta mensal (DOS SANTOS et al., 2022), $r -0,21$ na diária (DOS SANTOS et al., 2019) e nos intra-eventos $< -0,19$ para ambos os tipos de chuva (Figura 36) também foi observada.

Os controles meteorológicos sobre a composição isotópica dos tipos de chuva demonstraram que as chuvas convectivas (diferenças dia-noite) e estratiformes (ciclo de vida da chuva) mesmo em uma área continental possuem diferentes controles

sobre a variabilidade isotópica, o que dificulta ainda mais uma definição clara e confirma a ideia de que o efeito de quantidade é amenizado em escalas de coleta mais curtas, devido à complexidade e diversidade da dinâmica da formação das chuvas em áreas tropicais.

Esta diferença nos controles meteorológicos sobre a composição isotópica demonstrados neste estudo, resultou nas diferentes RMLs e assimetrias nos valores isotópicos para as chuvas convectivas e estratiformes (Figura 35 e Tabela 7).

Apesar disso, o teste de Kruskal-Wallis demonstrou que não houve diferenças estatísticas entre os valores isotópicos dos dois tipos de chuva, indicando que os conjuntos de dados têm uma variância em seus dados similar, o que pode ser observado pela proximidade nos valores mínimos e máximos (Tabela 7), mas difere nos valores de mediana e assimetria.

Por esta razão, análise de regressão linear múltipla foi utilizada, buscando esclarecer esta variabilidade isotópica por métricas estatísticas e gerar valores estimados que confirmem as interpretações realizadas.

Os diferentes parâmetros meteorológicos utilizados em cada modelo de regressão, já indicam diferenças na dependência da variabilidade isotópica em relação as variáveis meteorológicas. No modelo de regressão das chuvas convectivas, BT e T são importantes variáveis relacionadas ao ciclo diurno, o primeiro a altura do topo da nuvem como indicativo das diferenças de estrutura vertical, assim como a diferença de T na superfície durante o dia e a noite. Já para as estratiformes, o parâmetro de w em altura pode ser um indicativo da estrutura vertical da chuva estratiforme, importante fator discutido no capítulo deste tipo de chuva.

Para ambos os tipos de chuva, UR foi utilizado nos modelos de regressão e pode ser relacionada à influência dos processos evaporativos durante a queda das gotas de chuva, uma vez que foi observado que condições de menor umidade favorecem a evaporação das gotas de chuva, resultando na diminuição dos valores de *d*-excess e enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$.

Ambos os modelos reproduziram de maneira satisfatória (análise de resíduo e R^2) e significativa (p-valores) os valores observados (Tabela 8 e Figura 38), confirmando estatisticamente as diferenças nos controles meteorológicos sobre a variabilidade isotópica e a rivalidade que estes processos criam para uma melhor definição do efeito de quantidade em amostras de alta frequência.

Apesar de modular bem os valores isotópicos moderados e enriquecidos de

$\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$, o modelo de regressão com o conjunto de dados convectiva-estratiforme não foi validado completamente, com valores menores que $<0,05$ no teste de White, indicando heterocedasticidade. Segundo Zar (2010), dados heterocedásticos às vezes podem ser analisados vantajosamente por um procedimento conhecido como regressão ponderada, o que poderá ser testado em uma avaliação futura.

Já os valores modelados de *d*-excess em todos os modelos, realçam a dificuldade estatística de interpretação deste parâmetro. A junção de parâmetros meteorológicos que indiquem processos regionais, como variáveis obtidas nas trajetórias do HYSPLIT e dados de Reanalysis podem ajudar a melhorar os modelos de regressão apresentados neste estudo, no entanto, um maior número de eventos terá que ser coletado.

6. CONCLUSÃO

A combinação de amostras em alta frequência e dados meteorológicos na escala de minutos, com utilização de instrumentos na superfície (estação meteorológica compacta) informação da estrutura vertical da chuva (micro radar) até o topo da nuvem (imagens do GOES-16), possibilitou refinar as análises feitas na escala mensal e diária, entendendo a grande variabilidade da composição isotópica fora de um contexto sazonal (empobrecida na estação chuvosa versus enriquecida na seca) e apenas regional (fonte de umidade predominante da Amazônia versus do Oceano Atlântico, respectivamente), interrelacionado processos regionais e locais, tornando possível desvendar a história da chuva em Rio Claro.

Esta história tem sua origem na principal fonte de umidade da Terra, os oceanos. No caso deste trabalho, quando a água evaporou do Oceano Atlântico, ela percorreu três origens observadas com as trajetórias do HYSPLIT. O próprio Oceano Atlântico, percorrendo um caminho até o estado de São Paulo impulsionado pela presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul, a floresta Amazônica que recebe umidade do oceano pelos ventos alísios, reevaporando umidade para atmosfera, sendo levada ao choque com os Andes, mudando sua rota, transportada até a região centro-sul do Brasil, e em menor número, trajetórias do Sul do Brasil, associada a passagem de frentes frias pelo litoral sul brasileiro.

A perda de isótopos pesados ocorreu de maneira mais acentuada em trajetórias associadas a Amazônia, devido ao processo de reevaporação da floresta e ao longo caminho continental que está umidade percorreu, interagindo com a circulação atmosférica regional e atividade convectiva durante o verão formando chuvas que possibilitaram esta perda em isótopos pesados. Este mecanismo foi menor quando as trajetórias foram provenientes direto do Oceano Atlântico e do Sul do Brasil, porque percorrem um caminho menor e menos continental do que as trajetórias da Amazônia.

Todo este mecanismo de transporte é caracterizado pela formação de chuvas contínuas ao longo do caminho (*continuous rainout*) produzindo uma história pretérita, aqui denominada de processos ou influência regional, que compõe o vapor que chega no estado de São Paulo e interage com os sistemas atmosféricos atuantes (Frentes Frias, cavados, zonas de baixa pressão, Zona de Convergência do Atlântico Sul, Instabilidades) produzindo os sistemas de chuvas, descritos e classificados pelo micro radar e imagens do GOES-16, em convectivas (cluster de 40 pixels de temperatura de brilho do GOES-16 menor que -38°C , 10mm de chuva em 1 hora e refletividade do

radar variada), estratiformes (presença da banda brilhante nos perfis do radar), mistas (mistura de tipos de chuva durante um mesmo evento) e não-classificadas (não observado nenhuma das características das demais chuvas).

A passagem e evolução destes diferentes sistemas atmosféricos e diferentes tipos de chuva produziu uma grande variabilidade na assinatura isotópica dos intra-eventos, sendo consequência da história pretérita da umidade que chegou no estado de São Paulo, amplificada ou modificada localmente durante a formação dos tipos de chuva, até a queda de suas gotas na superfície.

Chuvas não-classificadas e mistas tem sua história isotópica caracterizadas, respectivamente, por valores de $\delta^{18}\text{O}$ refletindo os efeitos regionais, com a combinação das trajetórias e sistemas atmosféricos, enquanto a mistura de processos convectivos (convecção antiga) e estratiformes durante um mesmo evento resultou em composição isotópica variada, descaracterizando os efeitos regionais pretéritos.

Em chuvas convectivas a umidade regional foi modificada durante o dia, devido a diferenças dia-noite da atividade convectiva, produzindo nuvens com desenvolvimento vertical distintos, mais profundo e com menor umidade na superfície durante o dia, resultando em uma história isotópica marcada por processos de evaporação durante a queda das gotas de chuva, diminuindo os valores de d -excess e enriquecendo os de $\delta^{18}\text{O}$ em relação à noite, com predominância de trajetórias provenientes da Amazônia (perda de isótopos pesados), produzindo valores de $\delta^{18}\text{O}$ fortemente empobrecidos.

O ciclo de vida, caracterizado pela fase de desenvolvimento de uma nuvem, tornando-se madura, até a fase de dissipação, foi observado nas chuvas estratiformes, possibilitando identificar a importância da evolução espacial e temporal da chuva, resultando em uma história isotópica que perdeu cada vez mais isótopos pesados conforme avançou em seu ciclo de vida, tornando-se muito empobrecido na fase de dissipação. Em oposição, durante a fase de desenvolvimento, os processos de influência regional foram modificados por processos evaporativos, em condições de menor umidade e intensidade de chuva próximo a superfície, resultando em um $\delta^{18}\text{O}$ mais enriquecido e de menor d -excess.

A atuação das frentes frias ao longo de todo ano, produziu todos os tipos de chuva classificados neste trabalho, resultando em uma composição isotópica de empobrecida a enriquecida caracterizando-se, como sistema atmosférico mais importante para a geração da variabilidade isotópica no recorte temporal deste estudo.

Sistemas atmosféricos como a Zona de Convergência do Atlântico do Sul e instabilidades, ambos relacionados a atividade convectiva termal, produziram eventos mais empobrecidos, o que confirma avaliações anteriores, sobre a importância da atividade convectiva para o empobrecimento isotópico. Além disso, a atividade convectiva tem um papel fundamental para a formação das chuvas durante o verão, e deve ter uma atenção especial em virtude da possível geração de eventos extremos e de danos a população.

Portando, a história isotópica da chuva têm nos processos atmosféricos de escala local, a evaporação durante a queda das gotas de chuva o principal controle meteorológico para enriquecer a composição isotópica da chuva, enquanto no processo de destilação Rayleigh com perda de isótopos pesados para empobrecer a composição isotópica da chuva, seja pelo caminho proveniente da Amazônia, principal fator regional e pelos processos de formação local das chuvas convectivas durante a noite e estratiformes na fase de dissipação.

A comparação entre os tipos de chuvas, convectivas e estratiformes, demonstrou que chuvas convectivas tendem a ter valores ligeiramente mais negativos do que chuvas estratiformes, no entanto não é possível afirmar com clareza, como esta informação possa ser estendida para escalas de coleta maiores, uma vez que não foram coletados intra-eventos de todos os eventos que ocorreram em Rio Claro durante o período de amostragem. Apesar disso, as interpretações dos controles meteorológicos sobre a composição isotópica foram confirmadas com o uso de modelos de regressão lineares, de resultado significativo e de bons valores modelados em relação aos observados, indicando que os tipos de chuvas têm características distintas importantes que podem ser modeladas, abrindo perspectivas para estudos futuros. Quando unido em um único banco de dados, o modelo perdeu robustez, o que pode explicar a dificuldade encontrada na escala diária em estudos anteriores de interpretar os diferentes tipos de chuva, explicando a falta correlação observada entre a composição isotópica e as frações convectiva e estratiformes.

Por fim, reforçamos a necessidade de usar a alta frequência em estudos futuros nos trópicos para avançar na interpretação dos controles meteorológicos sobre a composição isotópica e melhorar a observação com dados refinados como utilizados neste trabalho, gerando conhecimento e informação para modelar processos atmosféricos de formação de chuva, como resposta aos efeitos das mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAR, E. M.; KARNIELI, A.; SANDLER, B. Z.; ISSAR, A.; WOLF, M.; LANDSMAN, L. **A mechanical sequential rain sampler for isotopic and chemical analysis**. Final Scientific Rep., Contract 5542/RO/Rb, IAEA, Vienna, Austria, 1991, 32 p.

AGGARWAL, P. K.; ROMATSCHKE, U.; ARAGUAS-ARAGUAS, L.; BELACHEW, D.; LONGSTAFFE, F. J.; BERG, P.; SCHUMACHER, C.; FUNK, A. Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 8, p. 624-629, 2016. DOI: [10.1038/ngeo2739](https://doi.org/10.1038/ngeo2739).

ANDRADE, K. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric characteristics that induce extreme precipitation in frontal systems over Southeastern Brazil during summer: Observations and atmospheric model simulation. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 14, p. 5368–5385, 2018. DOI: [10.1002/joc.5744](https://doi.org/10.1002/joc.5744).

AYRES, M. **Elementos de Bioestatística - A Seiva do Açaizeiro**. 2ed. ed. Belém: CNPq/MCT, 2011, 531p.

BARRAS, V.; SIMMONDS, I. Observation and modeling of stable water isotopes as diagnostics of rainfall dynamics over southeastern Australia. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 23, 2009. DOI: [10.1029/2009JD012132](https://doi.org/10.1029/2009JD012132).

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, weather and climate**. v. 9th ed. London: Routledge, 2010, 536p.

BONY, S.; RISI, C.; VIMEUX, F. Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 1. Radiative-convective equilibrium and Tropical Ocean-Global Atmosphere-Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE). **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 19, p. 1–21, 2008. DOI: [10.1029/2008JD009942](https://doi.org/10.1029/2008JD009942).

BRAGA, Ramon Campos; VILA, Daniel Alejandro. Investigating the Ice Water Path in Convective Cloud Life Cycles to Improve Passive Microwave Rainfall Retrievals. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 4, p. 1486–1497, 2014. DOI: [10.1175/jhm-d-13-0206.1](https://doi.org/10.1175/jhm-d-13-0206.1).

BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **Thunderstorms and the Thunderstorm Project**. Report of the Thunderstorm Project. U.S. Government Printing Office. 1949, 287p.

CALHEIROS, A. J. P.; MACHADO, L. A. T. Cloud and rain liquid water statistics in the CHUVA campaign. **Atmospheric Research**, v. 144, p. 126–140, 2014. DOI: [10.1016/j.atmosres.2014.03.006](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.03.006).

CATTO, J. L.; JAKOB, C.; BERRY, G.; NICHOLLS, N. Relating global precipitation to atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 10, p. 1–6, 2012. DOI: [10.1029/2012GL051736](https://doi.org/10.1029/2012GL051736).

CAVALCANTI, I. F. A; KOUSKY, V. E. **Climatology of South American Cold Fronts**. p. 4–5, 2003. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/37678964> **Climatology of South America**

[n cold fronts.](#)

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e Clima no Brasil**. 1 ed. São Paulo: Oficina de textos, 2009, 464p.

CELLE-JEANTON, H.; GONFIANTINI, R.; TRAVI, Y.; SOL, B. 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. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2003.11.017](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.11.017).

CELLE-JEANTON, H.; TRAVI, Y.; BLAVOUX, B.. Isotopic typology of the precipitation in the Western Mediterranean Region at three different time scales. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 7, p. 1215–1218, 2001. DOI: [10.1029/2000GL012407](https://doi.org/10.1029/2000GL012407).

CLARK, I.; FRITZ, P. **Environmental Isotopes in Hydrogeology**. In: First ed. Boca Raton: CRC Press, 1997. p. 343.

COPLEN, T. B.; NEIMAN, P. J.; WHITE, A. B.; LANDWEHR, J. M.; RALPH, F. M.; DETTINGER, M. D. Extreme changes in stable hydrogen isotopes and precipitation characteristics in a landfalling Pacific storm. **Geophysical Research Letters**, v. 35, p. 1–5, 2008. DOI: [10.1029/2008GL035481](https://doi.org/10.1029/2008GL035481).

COPLEN, T. B.; NEIMAN, P. J.; WHITE, A. B.; RALPH, F. M. Categorisation of northern California rainfall for periods with and without a radar brightband using stable isotopes and a novel automated precipitation collector. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 67, 2015. DOI: [10.3402/tellusb.v67.28574](https://doi.org/10.3402/tellusb.v67.28574).

CRAIG, H. and GORDON, L. I. **Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere**. Pages 9-130, 1965, in *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. Laboratory of Geology and Nuclear Science, Pisa, Italy.

CRAIG, H. Isotopic Variations in Meteoric Waters. **Science**, v. 133, n. 3465, p. 1702-1703, 1961.

DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. **Tellus**, v. 16, n. 4, p. 436–468, 1964. DOI: [10.3402/tellusa.v16i4.8993](https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993).

DOS SANTOS, V.; GASTMANS, D.; SÁNCHEZ-MURILLO, R.; GOZZO, L. F.; BATISTA, L. V.; MANZIONE, R. L.; MARTINEZ, J. Regional atmospheric dynamics govern interannual and seasonal stable isotope composition in southeastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 579, p. 124-136, 2019. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2019.124136](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124136).

DOS SANTOS, V.; MARSHALL F., P.; MANCINI, L. H.; COTA, S. D. S.; DE LIMA, G. B.; RODRIGUES, R. G.; KIRCHHEIM, R. E.; SANCHÉZ-MURILLO, R.; GASTMANS, D. Distinguishing the Regional Atmospheric Controls on Precipitation Isotopic Variability in the Central-Southeast Portion of Brazil. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 10, p. 1693–1708, 2022. DOI: [10.1007/s00376-022-1367-0](https://doi.org/10.1007/s00376-022-1367-0).

DUBREUIL, V.; FANTE, K. P. PLANCHON, O.; SANT'ANNA, J. L. Les types de climats

annuels au Brésil: une application de la classification de Köppen de 1961 à 2015. **Échogéo**, v. 41, p. 0–26, 2017. DOI: [10.4000/echogeo.15017](https://doi.org/10.4000/echogeo.15017).

EMPINOTTI, V. L.; BUDDS, J.; AVERSA, M. Governance and water security: The role of the water institutional framework in the 2013–15 water crisis in São Paulo, Brazil. **Geoforum**, v. 98, p. 46–54, 2019. DOI: [10.1016/j.geoforum.2018.09.022](https://doi.org/10.1016/j.geoforum.2018.09.022).

ENDRIES, J. L.; PERRY, L. B.; YUTER, S. E.; SEIMON, A.; ANDRADE-FLORES, M.; WINKELMANN, R.; QUISPE, N.; RADO, M.; MONTOYA, N.; VELARDE, F.; ARIAS, S. Radar-observed characteristics of precipitation in the tropical high andes of Southern Peru and Bolivia. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 7, p. 1441–1458, 2018. DOI: [10.1175/JAMC-D-17-0248.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0248.1).

FEDORAVA, N. **Meteorologia Sinótica**. 1 ed. Pelotas: Editora e Gráfica Universitária, UFPel, v. 500, 1999, 260 p.

FORTUNE, M. A.; KOUSKY, V. E. Two Severe Freezes in Brazil: Precursors and Synoptic Evolution. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 1, p. 181-196, 1983.

FRAGOSO, M. A Utilizacao das imagens de radar meteorologico em climatologia. **Finisterra**, v. 31, n. 61, p. 29-42, 1996. DOI: [10.18055/finis1808](https://doi.org/10.18055/finis1808).

GADGIL, S. The Indian monsoon and its variability. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 31, p. 429-467, 2003. DOI: [10.1146/annurev.earth.31.100901.141251](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.141251).

GAMACHE, J. F.; HOUZE JR., R. A. Mesoscale Air Motions Associated with a Tropical Squall Line. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 118-135, 1982.

GARREAUD, René D. Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7 II, p. 2544-2559, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128%3C2544:CAIOSS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128%3C2544:CAIOSS%3E2.0.CO;2).

GASTMANS, D.; SANTOS, V.; GALHARDI, J. A.; GROMBONI, J. F.; BATISTA, L. V.; MIOTLINSKI, K.; CHANG, H. K.; GOVONE, J. S. 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, 2017. DOI: [10.1080/10256016.2017.1305376](https://doi.org/10.1080/10256016.2017.1305376).

GEDZELMAN, S. D.; LAWRENCE, J. R. The Isotopic Composition of Precipitation from Two Extratropical Cyclones. **American Meteorological Society**, v. 118, p. 495-509, 1990. DOI: [10.1175/1520-0493\(1990\)118,0495:TICOPF.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118,0495:TICOPF.2.0.CO;2).

GEDZELMAN, S.; LAWRENCE, J.; GAMACHE, J.; BLACK, M.; HINDMAN, E.; BLACK, R.; DUNION, J.; WILLOUGHBY, H.; ZHANG, X.. Probing hurricanes with stable isotopes of rain and water vapor. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 6, p. 1112-1127, 2003. DOI: [10.1175/1520-0493\(2003\)131<1112:PHWSIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<1112:PHWSIO>2.0.CO;2).

GELARO, R.; MCCARTY, W.; SUÁREZ, M. J.; TODLING, R.; MOLOD, A.; TAKACS, L.; RANDLES, C. A.; DARMENOV, A.; BOSILOVICH, M. G.; REICHLE, R.; WARGAN,

K.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; AKELLA, S.; BUCHARD, V.; CONATY, A.; SILVA, A. M. S.; GU, W.; KIM, G.K.; KOSTER, R.; LUCCHESI, R.; MERKOVA, D.; NIELSEN, J. E.; PARTYKA, G.; PAWSON, S.; PUTMAN, W.; RIENECKER, M.; SCHUBERT, S. D.; SIENKIEWICZ, M.; ZHAO, B. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, n. 14, p. 5419-5454, 2017. DOI: [10.1175/JCLI-D-16-0758.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1).

GETIRANA, Augusto; LIBONATI, Renata; CATALDI, Marcio. Brazil is in water crisis — it needs a drought plan. **Nature**, v. 600, n. 7888, p. 218–220, 2021. DOI: [10.1038/d41586-021-03625-w](https://doi.org/10.1038/d41586-021-03625-w).

GIMENO, L.; DRUMOND, A.; NIETO, R.; TRIGO, R. M.; STOHL, A. On the origin of continental precipitation. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 13, p. 1-7, 2010. DOI: [10.1029/2010GL043712](https://doi.org/10.1029/2010GL043712).

GOZZO, L. F.; PALMA, D. S.; CUSTÓDIO, M. S.; DRUMOND, A. Padrões Climatológicos Associados a Eventos de Seca no Leste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 28, p. 321-341, 2021. DOI: [10.5380/rbclima.v28i0.76268](https://doi.org/10.5380/rbclima.v28i0.76268).

GRAF, P.; WERNLI, H.; PFAHL, S.; SODEMANN, H. A new interpretative framework for below-cloud effects on stable water isotopes in vapour and rain. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 2, p. 747-765, 2019. DOI: [10.5194/acp-19-747-2019](https://doi.org/10.5194/acp-19-747-2019).

GRÖNING, M.; LUTZ, H. O.; ROLLER-LUTZ, Z.; KRÁLIK, M.; GOURCY, L.; PÖLTENSTEIN, L. A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analysis of cumulative precipitation samples. **Journal of Hydrology**, v. 448-449, p. 195-200, 2012. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2012.04.041](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.041).

HAN, T.; ZHANG, M.; WANG, S.; QU, D.; DU, Q. Sub-hourly variability of stable isotopes in precipitation in the marginal zone of East Asian monsoon. **Water (Switzerland)**, v. 12, n. 8, 2020. DOI: [10.3390/W12082145](https://doi.org/10.3390/W12082145).

HAN, X.; LANG, Y.; WANG, T.; CONG-QIANG, L.; LI, F.; WANG, F.; GUO, Q.; LI, S.; LIU, M.; WANG, Y.; XU, A. Temporal and spatial variations in stable isotopic compositions of precipitation during the typhoon Lekima (2019), China. **Science of the Total Environment**, v. 762, p. 143143, 2021. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2020.143143](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143143).

HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; HIRAHARA, S.; HORÁNYL, A.; MUÑOZ-SABATER, J.; NICOLAS, J.; PEUBEY, C.; RADU, R.; SCHEPERS, D.; SIMMONS, A.; SOCI, C.; ABDALLA, S.; ABELLAN, X.; BALSAMO, G.; BECHTOLD, P.; BIAVATI, G.; BIDLOT, J.; BONAVITA, M.; DE CHIARA, G.; DAHLGREN, P.; DEE, D.; FUENTES, M.; GEER, A.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S.; HOGAN, R. J.; LUPU, E.; RADNOTI, G.; ROSNAY, P.; ROZUM, I.; VAMBORG, F.; VILLAUME, S.; THÉPAUT, J. N. The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999-2049, 2020. DOI: [10.1002/qj.3803](https://doi.org/10.1002/qj.3803).

HORITA, J.; ROZANSKI, K.; COHEN, S. Isotopes in Environmental and Health Studies Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig–Gordon model

Isotopes in Environmental and Health Studies, v. 44, n. 1, p. 23-49, 2008. DOI: [10.1080/10256010801887174](https://doi.org/10.1080/10256010801887174).

HOUZE, R. A. JR. **Cloud dynamics**. International Geophysics Series, 53, Waltham, Academic Press Limited, 1993, 573p.

HOUZE, R. A. JR. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 115, p. 425-461, 1989.

HOUZE, R. A. JR. Stratiform precipitation in regions of convection: A Meteorological Paradox? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 2179–2195, 1997.

IPCC: Climate Change 2021: **The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Masson-Delmonte, V. et al. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2021, 2391p. DOI: [10.1017/9781009157896](https://doi.org/10.1017/9781009157896).

JASECHKO, S. Global Isotope Hydrogeology-Review. **Reviews of Geophysics**, v. 57, n. 3, p. 835-965, 2019. DOI: [10.1029/2018RG000627](https://doi.org/10.1029/2018RG000627).

LI, J.; TAO T.; PANG, Z.; ZHONGHE, P.; TAN, M.; YANLONG, K.; DUAN, W.; ZHANG, Y. Identification of Different Moisture Sources through Isotopic Monitoring during a Storm Event. **Journal of Hydrometeorology**, v. 16, n. 2015, p. 1918-1927, 2015. DOI: 10.1175/JHM-D-15-0005.1.

JONES, D. M. A. Rainfall drop size-distribution and radar reflectivity. **Research Report n°6**. University of Illinois, Urbana, Illinois, 1956, p. 20.

JOSS, V. J. & WALDVOGEL, A. Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit Automatischer Auswertung. **Pure Appl. Geophys.**, v. 68, p. 240-246, 1967.

JOSS, V. J. & WALDVOGEL, A. A method to improve the accuracy of radar-measurements by radar. Tucson, AZ, **Amer. Meteor. Soc. In: PROC. 13TH RADAR METEOROLOGY CONF.** Tucson: American Soc, p. 237-238, 1970.

JOSS, V. J. & WALDVOGEL, A. The Accuracy of Daily Rainfall Measurements by Radar. In: 1991, **Montreal. Anais**. Montreal: 13 th Radar Meteorology Conf., 448-451, 1991.

JOUZEL, J.; MERLIVAT, L. Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modeling of the isotopic effects during snow formation. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. D7, p. 749-757, 1984. DOI: [10.1029/jd089id07p11749](https://doi.org/10.1029/jd089id07p11749).

KODAMA, Yasumasa. 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. DOI: [10.1248/cpb.37.3229](https://doi.org/10.1248/cpb.37.3229).

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.

KUMAR, S.; CASTILLO-VELARDE, C. D.; FLORES ROJAS, J. L.; MOYA-ÁLVAREZ, A.; MARTÍNEZ CASTRO, D.; SRIVASTAVA, S.; SILVA, Y. Precipitation structure during various phases the life cycle of precipitating cloud systems using geostationary satellite and space-based precipitation radar over Peru. **GIScience and Remote Sensing**, v. 57, n. 8, p. 1057–1082, 2020. DOI: [10.1080/15481603.2020.1843846](https://doi.org/10.1080/15481603.2020.1843846).

KURITA, Naoyuki. 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. DOI: [10.1002/jgrd.50754](https://doi.org/10.1002/jgrd.50754).

KURITA, N.; ICHIYANAGI, K.; MATSUMOTO, J.; YAMANAKA, M. D.; OHATA, T. 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. DOI: [10.1016/j.gexplo.2009.03.002](https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.03.002).

LACOUR, J. L.; RISI, C.; WORDEN, J.; CLERBAUX, C.; COHEUR, P. F. 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. DOI: [10.1016/j.epsl.2017.10.048](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.048).

LEE, J.; FUNG, I. “ Amount effect ” of water isotopes and quantitative analysis of post-condensation processes. **Hydrological Processes**, v. 8, p. 1-8, 2008. DOI: [10.1002/hyp.6637](https://doi.org/10.1002/hyp.6637).

LEKSHMY, P. R.; MIDHUN, M.; RAMESH, R. Influence of stratiform clouds on δD and $\delta^{18}O$ of monsoon water vapour and rain at two tropical coastal stations. **Journal of Hydrology**, v. 563, 354-362, 2018. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2018.06.001](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.06.001).

LEKSHMY, P. R.; MIDHUN, M.; RAMESH, R.; JANI, R. A. ^{18}O depletion in monsoon rain relates to large scale organized convection rather than the amount of rainfall. **Scientific Reports**, v. 4, p. 1-5, 2014. DOI: [10.1038/srep05661](https://doi.org/10.1038/srep05661).

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, 2988-3005, 1995.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; PABLO, J.; FERNÁNDEZ, R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, 121-135, 2010. DOI: [10.1007/s00704-009-0207-9](https://doi.org/10.1007/s00704-009-0207-9).

LIU, Q.; LI, Y.; YU, M.; CHIU, L. S.; HAO, X.; DUFFY, D. Q.; YANG, C. Daytime rainy cloud detection and convective precipitation delineation based on a deep neural network method using GOES-16 ABI images. **Remote Sensing**, v. 11, n. 21, p. 1-18, 2019. DOI: [10.3390/rs11212555](https://doi.org/10.3390/rs11212555).

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B. Structural Characteristics and Radiative Properties of Tropical Cloud Clusters. **Monthly Weather Review**, v. 121, 3234-3260, 1993.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630-1654, 1998. DOI: [10.1175/1520-0493\(1998\)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2).

MACHADO, L. A. T. et al. The CHUVA project: How does convection vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365-1380, 2014. DOI: [10.1175/BAMS-D-13-00084.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00084.1).

MANAGAVE, S. R.; JANI, R. A.; NARAYANA RAO, T.; SUNILKUMAR, K.; SATHEESHKUMAR, S.; RAMESH, R. Intra-event isotope and raindrop size data of tropical rain reveal effects concealed by event averaged data. **Climate Dynamics**, v. 47, n. 3-4, p. 981-987, 2016. DOI: [10.1007/s00382-015-2884-7](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2884-7).

MAPES, B. E; HOUZE, R. A. JR. Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. **Monthly Weather Review**, v. 121, 1398-1416, 1993.

MARENGO, J. A. Global to National – Regional Assessments of Extremes in South America and Risk of Natural Disasters in Brazil. **IPCC Workshop on Regional Climate Projections and their Use in Impacts and Risk Analysis Studies**, p. 2466, 2021. DOI: [10.1007/s00382-014-2466-0](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2466-0).IPCC.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, 2261-2280, 2004. DOI: [10.1175/1520-0442\(2004\)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2).

MARSHALL, J. S. & PALMER, McK. The distribution of raindrops with size. **Journal of Meteorology**, v. 5, p. 165-167, 1948.

MASSMANN, A. K.; MINDER, J. R.; GARREAUD, R. D.; KINGSMILL, D. E.; VALENZUELA, R. A.; MONTECINOS, A.; FULTS, S. L.; SNIDER, J. R. The Chilean Coastal Orographic Precipitation Experiment: Observing the influence of microphysical rain regimes on coastal orographic precipitation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 18, n. 10, p. 2723-2743, 2017. DOI: [10.1175/JHM-D-17-0005.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0005.1).

MEHTA, S.; MEHTA, S. K.; SINGH, S.; MITRA, A.; GHOSH, S. K.; RAHA, S. Characteristics of the Z-R Relationships Observed Using Micro Rain Radar (MRR-2) over Darjeeling (27.05° N, 88.26° E): A Complex Terrain Region in the Eastern Himalayas. **Pure and Applied Geophysics**, v. 177, n. 9, p. 4521-4534, 2020. DOI: [10.1007/s00024-020-02472-6](https://doi.org/10.1007/s00024-020-02472-6).

MERLIVAT, L.; JOUZEL, J. Global Climatic Interpretation of the Deuterium-Oxygen 18 Relationship for Precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n. 9, 5029-5033, 1979.

MIYAKE, Y.; MATSUBAYA, O.; NISHIHARA, C. An Isotopic Study on Meteoric Precipitation. **Papers Meteorology and Geophysics**, v. 19, n. 2, p. 243-266, 1968.

MOERMAN, J. W.; COBB, K. M.; ADKINS, J. F.; SODEMANN, H.; CLARK, B.; TUEN, A. A. Diurnal to interannual rainfall $\delta^{18}\text{O}$ variations in northern Borneo driven by regional hydrology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 369-370, 108-119, 2013. DOI: [10.1016/j.epsl.2013.03.014](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.014).

MOOK, W. G. Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. 39: v. 1, UNESCO, Paris, 2000, 280p.

MORALES, R. C. A. Thunderstorm Efficiency Regimes in South America as Observed by STARNET and TRMM. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 21, p. 11428-11451, 2019. DOI: [10.1029/2019JD030950](https://doi.org/10.1029/2019JD030950).

MOREIRA, M. S.; RODRIGUES, M. P.; FERREIRA, C. F.; NIENOV, O. H. Regressão linear simples e múltipla. In: CAPP, Edison; NIENOV, Otto Henrique (org.). **Bioestatística Quantitativa Aplicada**. Rio Grande do Sul. 2020, p. 260.

MULLER, C. L.; BAKER, A.; FAIRCHILD, I.A.; KIDD, C.; BOOMER, I. Intra-Event Trends in Stable Isotopes: Exploring Midlatitude Precipitation Using a Vertically Pointing Micro Rain Radar. **Journal of Hydrometeorology**, v. 16, p. 194-214, 2015. DOI: [10.1175/JHM-D-14-0038.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0038.1).

MUNKSGAARD, N. C.; WURSTER, C. M.; BASS, A.; BIRD, M. I. Extreme short-term stable isotope variability revealed by continuous rainwater analysis. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 23, p. 3630-3634, 2012. DOI: [10.1002/hyp.9505](https://doi.org/10.1002/hyp.9505).

MUNKSGAARD, N. C. et al. Data Descriptor: Daily observations of stable isotope ratios of rainfall in the tropics. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 1-7, 2019. DOI: [10.1038/s41598-019-50973-9](https://doi.org/10.1038/s41598-019-50973-9).

MUNKSGAARD, N. C.; ZWART, C.; HAIG, J.; CERNUSAK, L. A.; BIRD, M. I. Coupled rainfall and water vapour stable isotope time series reveal tropical atmospheric processes on multiple timescales. **Hydrological Processes**, v. 34, n. 1, p. 111-124, 2020. DOI: [10.1002/hyp.13576](https://doi.org/10.1002/hyp.13576).

NARAYANA RAO, T.; KIRANKUMAR, N. V. P.; RADHAKRISHNA, B.; NARAYANA RAO, D. Classification of tropical precipitating systems using wind profiler spectral moments. Part I: Algorithm description and validation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 25, n.6, p. 884-897, 2008. DOI: [10.1175/2007JTECHA1031.1](https://doi.org/10.1175/2007JTECHA1031.1).

NIETO-FERREIRA, R.; RICKENBACH, T. M.; WRIGHT, E. A. The role of cold fronts in the onset of the monsoon season in the South Atlantic convergence zone. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Q. J. R. Meteorol. Soc, v. 137, p. 908-922, 2011. DOI: [10.1002/qj.810](https://doi.org/10.1002/qj.810).

NZEUKOU, A.; SAUVAGEOT, H. Raindrop Size Distribution and Radar Parameters at Cape Verde. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, p. 90-105, 2004.

PAMPUCH, L. A.; AMBRIZZI, T. Sistemas Frontais Sobre a América Do Sul Parte II: Monitoramento Mensal Em Dados Da Reanálise I Do Ncep/Ncar. **Ciência e Natura**, v. 38, 105, 2016. DOI: [10.5902/2179460x19811](https://doi.org/10.5902/2179460x19811).

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. DOI: [10.5194/hess-11-1633-2007](https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007).

PELLEGRINA, G. J. **Precipitação e Movimentos de Massa: contribuição à Emissão de Alerta nos Municípios de Coimbra - Portugal e Campinas (SP) - Brasil**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2015.

PUTMAN, A. L.; FIORELLA, R. P.; BOWEN, G. J.; CAI, Z. A Global Perspective on Local Meteoric Water Lines: Meta-analytic Insight Into Fundamental Controls and Practical Constraints. **Water Resources Research**, v. 55, n. 8, p. 6896-6910, 2019. DOI: [10.1029/2019WR025181](https://doi.org/10.1029/2019WR025181).

R CORE TEAM. **A language and environment for statistical computing**. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>, 2022.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. Da; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010. DOI: [10.1590/S0102-77862010000200004](https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000200004).

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Da. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didactica**, v. 8, n. 1, p. 34, 2012. DOI: [10.20396/td.v8i1.8637425](https://doi.org/10.20396/td.v8i1.8637425).

RIBEIRO, B. Z.; MACHADO, L. A. T.; BISCARO, T. S.; FREITAS, E. D.; MOZER, K. W.; GOODMAN, S. J. An evaluation of the GOES-16 rapid scan for nowcasting in southeastern Brazil: Analysis of a severe hailstorm case. **Weather and Forecasting**, v. 34, n. 6, p. 1829-1848, 2019. DOI: [10.1175/WAF-D-19-0070.1](https://doi.org/10.1175/WAF-D-19-0070.1).

RINDSBERGER, M.; JAFFE, S.; RAHAMIM, S.; GAT, J. R. Patterns of the isotopic composition of precipitation in time and space: data from the Israeli storm water collection program. **Tellus**, Series B, v. 42 B, n. 3, p. 263-271, 1990. DOI: [10.3402/tellusb.v42i3.15218](https://doi.org/10.3402/tellusb.v42i3.15218).

RISI, C.; BONY, S.; VIMEUX, F.; DESCROIX, L.; IBRAHIM, B.; LEBRETON, E.; MAMADOU, I.; SULTAN, B.; What controls the isotopic composition of the African monsoon precipitation? Insights from event-based precipitation collected during the 2006 AMMA field campaign. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 24, p. 1-6, 2008. DOI: [10.1029/2008GL035920](https://doi.org/10.1029/2008GL035920).

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. DOI: [10.1029/2008JD009943](https://doi.org/10.1029/2008JD009943).

RISI, C.; BONY, S.; VIMEUX, F.; CHONGD, M.; DESCROIXE, L. Evolution of the stable water isotopic composition of the rain sampled along sahelian squall lines. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 136, n. 1, 227-242, 2010a. DOI: [10.1002/qj.485](https://doi.org/10.1002/qj.485).

RISI, C.; BONY, S.; VIMEUX, F.; JOUZEL, J. Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model: Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 12, 1-27, 2010b. DOI: [10.1029/2009JD013255](https://doi.org/10.1029/2009JD013255).

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, Robert A. Extreme summer convection in South America. **Journal of Climate**, v. 23, n. 14, 3761-3791, 2010. DOI: [10.1175/2010JCLI3465.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3465.1).

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. JR. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 1, p. 25-46, 2013. DOI: [10.1175/JHM-D-12-060.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-060.1).

ROZANSKI, K.; SONNTAG, C. Vertical distribution of deuterium in atmospheric water vapour. **Tellus**, v. 34, n. 2, p. 135-141, 1982. DOI: [10.3402/tellusa.v34i2.10795](https://doi.org/10.3402/tellusa.v34i2.10795).

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS-ARAGUÁS, L.; GONFIANTINI, R. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. **Climate Change in Continental Isotopic Records**, Monograph 78: 1-36, 1993. DOI: [10.1029/GM078p0001](https://doi.org/10.1029/GM078p0001).

SÁNCHEZ-MURILLO, R. et al. Deciphering key processes controlling rainfall isotopic variability during extreme tropical cyclones. **Nature Communications**, v. 10, n. 1, p. 1-10, 2019. DOI: [10.1038/s41467-019-12062-3](https://doi.org/10.1038/s41467-019-12062-3).

SANTOS, V.; GASTMANS, D.; SANTAROSA, L. V.; BATISTA, L. V.; BETANCUR, S. B.; OLIVEIRA, M. E. D.; FILHO, A. J. P. Variabilidade da Composição Isotópica da Precipitação na Região Central do Estado de São Paulo. **Revista Águas Subterrâneas**, v. 33, n. 2, p. 171-181, 2019a.

SANTOS, V.; OLIVEIRA, M. D.; BOLL, J.; SÁNCHEZ-MURILLO, R.; MENEGÁRIO, A. A.; GOZZO, L. F.; GASTMANS, D. Isotopic composition of precipitation during strong El Niño–Southern Oscillation events in the Southeast Region of Brazil. **Hydrological Processes**, v. 33, n. 4, p. 647-660, 2019b. DOI: [10.1002/hyp.13351](https://doi.org/10.1002/hyp.13351).

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological Lower Tropospheric Frontogenesis in the Midlatitudes Due to Horizontal Deformation and Divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, 1355-1364, 1989.

SAUVAGEOT, H. **Radar Meteorology**. Norwood, Artech House, 1992, 366p.

SCHMIT, T. J.; GRIFFITH, P.; GUNSHOR, M. M.; DANIELS, J. M.; GOODMAN, S. J.; LEBAIR, W. J. A closer look at the ABI on the goes-r series. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 4, 681-698, 2017. DOI: [10.1175/BAMS-D-15-00230.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00230.1).

SCHUMACHER, C.; HOUZE R. A. JR.; KRAUCUNAS, I. The Tropical Dynamical Response to Latent Heating Estimates Derived from the TRMM Precipitation Radar. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, 1341-1358, 2004. DOI: [10.1175/1520-0469\(2004\)061%3C1341:TTDRTL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061%3C1341:TTDRTL%3E2.0.CO;2).

SCHUMACHER, C.; HOUZE, R. A. JR. Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar. **Journal of Climate**, v. 16, n. 11, p. 1739-1756, 2003. DOI: [10.1175/1520-0442\(2003\)016<1739:SRITTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1739:SRITTA>2.0.CO;2).

SEABOLD, S.; PERKTOLD, J. Statsmodels: Econometric and Statistical Modeling with Python. **Proceedings of the 9th Python in Science Conference**, n. Scipy, 92-96, 2010. DOI: [10.25080/majora-92bf1922-011](https://doi.org/10.25080/majora-92bf1922-011).

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 53, n. 3-4, 591-611, 1965.

SHORT, D. A.; KOZU, T.; NAKAMURA, K. Rain rate and raindrop size distribution observations in Darwin Australia. **Proc. Open Symp. on Regional Factors in Predicting Radiowave Attenuation due to Rain**, Rio de Janeiro, Brazil, URSI, 34-40, 1990.

SILVA, J. P. R.; REBOITA, M. S.; ESCOBAR, G. C. J. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul em Campo Atmosféricos Recentes. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 25, p. 355-377, 2019. DOI: [10.5380/abclima.v25i0.64101](https://doi.org/10.5380/abclima.v25i0.64101).

SIQUEIRA, J. R.; ROSSOW, W. B.; MACHADO, L. A. T. Características Estruturais dos Sistemas Convectivos associados à propagação meridional da convecção na América do Sul. **INPE ePrint**: v. 2, p. 1-9, 2004.

SIQUEIRA, J. R.; MACHADO, L. A. T. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, n. 9, 1754-1766, 2004. DOI: [10.1175/1520-0442\(2004\)017<1754:IOTFSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1754:IOTFSO>2.0.CO;2).

SMITH, P. L.; DENNIS, A. S. Derivation of an Z-R relationship by computer optimization and its use in measuring daily areal rainfall. In: (**Amer. Meteor. Soc., Org.**) 1975, Houston: Preprints, 16th Radar Meteorology Conf, 461-466, 1975.

SODEMANN, H. **Tropospheric transport of water vapour: Lagrangian and Eulerian perspectives**. 2006, 225p. Thesis (Doctoral of Sciences), Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 2006.

SODERBERG, K.; GOOD, S. P.; O'CONNOR, M.; WANG, L.; RYAN, K.; CAYLOR, K. K. Using atmospheric trajectories to model the isotopic composition of rainfall in central Kenya. **Ecosphere**, v. 4, n. 3, p. 1-18, 2013. DOI: [10.1890/ES12-00160.1](https://doi.org/10.1890/ES12-00160.1).

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. DOI: [10.1007/s10874-012-9227-4](https://doi.org/10.1007/s10874-012-9227-4).

STEIN, A. F.; DRAXLER, R. R.; ROLPH, G. D.; STUNDER, B. J. B.; COHEN, M. D.; NGAN, F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, 2059-2077, 2015. DOI: [10.1175/BAMS-D-14-00110.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1).

STEINER, M.; HOUZE, R. A. JR.; YUTER, S. E. Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm Structure from Operational Radar and Rain Gauge Data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, 1978-2007, 1995.

STEINER, M.; SMITH, J. A. Convective versus stratiform rainfall: An ice-microphysical and kinematic conceptual model. **Atmospheric Research**, v. 47-48, p. 317-326, 1998. DOI: [10.1016/S0169-8095\(97\)00086-0](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(97)00086-0).

STEINKE, E. T. **Climatologia fácil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2012, 148p.

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. DOI: [10.1029/JC080i009p01133](https://doi.org/10.1029/JC080i009p01133).

SUN, C.; SHANAHAN, T. M.; PARTIN, J. Controls on the Isotopic Composition of Precipitation in the South-Central United States. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 14, p. 8320-8335, 2019. DOI: [10.1029/2018JD029306](https://doi.org/10.1029/2018JD029306).

TAIYUN, W.; VILIAM, S. **R package "corrplot"**, 2017. Disponível em: <https://github.com/taiyun/corrplot>. Acesso em 23 de dezembro de 2021.

TAVARES, A. C.; 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.

TENÓRIO, S. R.; B. H. KWON, M. C. S.; LEE, G. Tropical Rainfall Characteristic at the Eastern Coast of South America. **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**, v. 46, 415-423, 2010.

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. DOI: [10.1002/2016JD026154](https://doi.org/10.1002/2016JD026154).

UREY, H. C. The thermodynamic properties of isotopic substances. **Journal of the Chemical Society**, n. 582, 562, 1947. DOI: [10.1039/jr9470000562](https://doi.org/10.1039/jr9470000562).

VERA, C. et al. The South American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, 63-77, 2006. DOI: [10.1175/BAMS-87-1-63](https://doi.org/10.1175/BAMS-87-1-63).

VIMEUX, F.; TREMOY, G.; RISI, C.; GALLAIRE, R. 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. DOI: [10.1016/j.epsl.2011.04.031](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.031).

VIRTANEN, P. et al. SciPy 1.0: fundamental algorithms for scientific computing in Python. **Nature Methods**, v. 17, n. 3, 261-272, 2020. DOI: [10.1038/s41592-019-0686-2](https://doi.org/10.1038/s41592-019-0686-2).

WANG, S.; ZHANG, M.; CHE, Y.; ZHU, X.; LIU, X. Influence of below-cloud evaporation on deuterium excess in precipitation of arid Central Asia and its meteorological controls. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 7, 1973-1984, 2016. DOI: [10.1175/JHM-D-15-0203.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0203.1).

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, 1123-1131, 2014. DOI: [10.1021/es403354n](https://doi.org/10.1021/es403354n).

WHITE, A. B.; GOTTAS, D. J.; STREM, E. T.; RALPH, F. M.; NEIMAN, P. J. An automated brightband height detection algorithm for use with Doppler radar spectral moments. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, n. 5, 687-697, 2002. DOI: [10.1175/1520-0426\(2002\)019<0687:AABHDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0687:AABHDA>2.0.CO;2).

WICKHAM, H. **ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis**. New York, Springer-Verlag, 2016.

WILLIAMS, M.; HOUZE R. A. JR. Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. **Monthly Weather Review**, v. 115, 505-519, 1987. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115,0505:SOCOWM.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115,0505:SOCOWM.2.0.CO;2).

XI, X. A Review of Water Isotopes in Atmospheric General Circulation Models: Recent Advances and Future Prospects. **International Journal of Atmospheric Sciences**, v. 2014, n. 1, 1-16, 2014. DOI: [10.1155/2014/250920](https://doi.org/10.1155/2014/250920).

XU, T. et al. Stable isotope ratios of typhoon rains in Fuzhou, Southeast China, during 2013-2017. **Journal of Hydrology**, v. 570, 445-453, 2019. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2019.01.017](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.01.017).

YOSHIMURA, K. Stable water isotopes in climatology, meteorology, and hydrology: A review. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 93, n. 5, p. 513-533, 2015. DOI: [10.2151/jmsj.2015-036](https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-036).

ZAR, J. H. **Biostatistical Analysis**. Fifth Edit ed. Upper Saddle River, New Jersey: Pearson, 2010, 945p. DOI: [10.1080/00927879008823943](https://doi.org/10.1080/00927879008823943).

ZHANG, A.; FU, Y. Life cycle effects on the vertical structure of precipitation in East China measured by Himawari-8 and GPM DPR. **Monthly Weather Review**, v. 146, n. 7, 2183-2199, 2018. DOI: [10.1175/MWR-D-18-0085.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0085.1).

ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M. V.; LINTNER, B. R. The poleward shift of South Atlantic Convergence Zone in recent decades. **Climate Dynamics**, v. 52, n. 5-6, p. 2545-2563, 2019. DOI: [10.1007/s00382-018-4277-1](https://doi.org/10.1007/s00382-018-4277-1).

ZWART, C.; MUNKSGAARD, N. C.; LAMBRINIDIS, D.; BIRD, M. I.; PROTAT, A.; KURITA, N. The isotopic signature of monsoon conditions, cloud modes, and rainfall type. **Hydrological Processes**, 2296-2303, 2018. DOI: [10.1002/hyp.13140](https://doi.org/10.1002/hyp.13140).