



UFRJ



IGEO
Instituto de Geociências



Departamento de
METEOROLOGIA
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Universidade Federal do Rio de Janeiro
PPGM-IGEO/CCMN/UFRJ

Análise de variáveis meteorológicas de mesoescala associadas à tempestades no Observatório de Huancayo no Peru por transformada de ondeleta cruzada

por

Wagner Leite dos Santos

UFRJ

Rio de Janeiro


Agosto de 2024

**ANÁLISE DE VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS DE MESOESCALA ASSOCIADAS À
TEMPESTADES NO OBSERVATÓRIO DE HUANCAYO NO PERU POR
TRANSFORMADA DE ONDELETA CRUZADA**


Wagner Leite dos Santos

Dissertação de Mestrado submetida ao Corpo Docente do Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências em Meteorologia.


Examinada por:

Documento assinado digitalmente
 **HUGO ABI KARAM**
Data: 01/10/2024 08:23:29-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Hugo Abi Karam, Prof. Dr. - UFRJ (Orientador)

Documento assinado digitalmente
 **DORIS REGINA AIRES VELEDA**
Data: 01/10/2024 09:53:34-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Doris Regina Aires Veleda, Profa. Dra. - UFPE

Documento assinado digitalmente
 **CLAUDINE PEREIRA DERECZYNSKI**
Data: 01/10/2024 17:04:26-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Claudine Pereira Derezynski, Profa. Dra. - UFRJ

Rio de Janeiro-RJ, Brasil

Agosto de 2024

Ficha catalográfica

Santos, Wagner Leite dos

S551.5w Análise de variáveis meteorológicas de mesoescala associadas à tempestades no Observatório de Huancayo no Peru por transformada de ondeleta cruzada / Wagner Leite dos Santos; orientador: Hugo Abi Karam. -- Rio de Janeiro,

2024.

85 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-graduação em Meteorologia) -- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2024.

1. Transformada de ondeleta cruzada. 2. Fluxos de mesoescala. 3. Tempestades convectivas.. I. Karam, Hugo Abi, orient. II. Título.

Análise de variáveis meteorológicas de mesoescala associadas à tempestades no Observatório de Huancayo no Peru por transformada de ondeleta cruzada

Resumo

Este estudo analisa os fluxos de calor e umidade associados ao desenvolvimento de tempestades convectivas intensas no Observatório de Huancayo, Peru, com base em dados de reanálise ERA5-NOAA e da estação meteorológica local. Foram investigados quatro casos de tempestades intensas selecionados de 2018 a 2021. A análise sinótica revelou a influência de um escoamento anticiclônico, com a circulação da Alta da Bolívia e a presença de um cavado afastado a leste, enquanto a convergência de ventos em 700 hPa, associados à Monção Amazônica, contribuiu para a formação das tempestades. A brisa marítima também desempenhou um papel importante, atuando como gatilho para a intensificação da convecção sobre o Altiplano Central. A análise mesoescalar, baseada na transformada de ondeleta cruzada, destacou os fluxos de calor e umidade em escalas temporais dominantes de 12 e 24 horas, com evidências de organização do escoamento antes da tempestade. Os resultados indicam que, além das forçantes mesoescalas, fatores sinóticos também influenciam a ocorrência de tempestades intensas, com a interação entre a circulação da brisa marítima e os fluxos da Monção Amazônica desempenhando papel crucial no processo.

Palavras-chave: Transformada de ondeleta cruzada; Fluxos de mesoescala; Tempestades convectivas.

Analysis of mesoscale meteorological variables associated with storms at the Huancayo Observatory in Peru by cross wavelet transform

ABSTRACT

This study analyzes the heat and moisture fluxes associated with the development of intense convective storms at the Huancayo Observatory, Peru, based on ERA5-NOAA reanalysis data and local meteorological station observations. Four cases of intense storms, selected from 2018 to 2021, were investigated. The synoptic analysis revealed the influence of an anticyclonic flow, with the circulation of the Bolivia High and the presence of a trough located to the east, while the convergence of winds at 700 hPa, associated with the Amazon Monsoon, contributed to storm formation. The sea breeze also played an important role, acting as a trigger for convection intensification over the Central Altiplano. The mesoscale analysis, based on the cross-wavelet transform, highlighted the heat and moisture fluxes at dominant time scales of 12 and 24 hours, with evidence of flow organization preceding the storm. The results indicate that, in addition to mesoscale forcing, synoptic factors also influence the occurrence of intense storms, with the interaction between the sea breeze circulation and the Amazon Monsoon flows playing a crucial role in the process.

Keywords: *Cross-wavelet transform; Mesoscale fluxes; Convective storms.*

Agradecimentos

Agradeço aos meus familiares de Belém do Pará, ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, e ao Professor Hugo Abi Karam pela orientação. Expresso também minha gratidão à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior do Ministério da Educação do Brasil (CAPES-MEC) e à Pró-Reitoria de Pós-Graduação e Pesquisa da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PR-2/UFRJ) pelo apoio financeiro por meio da bolsa de mestrado recebida.

Índice

1 Introdução.....	10
1.1 Objetivos.....	20
2 Metodologia.....	22
2.1 Área de estudo.....	22
2.2 Dados de superfície.....	22
2.3 Dados de reanálise.....	27
2.4 Análise sinótica.....	28
2.5 Transformada de ondeleta.....	28
2.6 Fluxos Cinemáticos de Calor e Umidade.....	37
3 Resultados.....	39
3.1 Análise dos fluxos sinóticos.....	39
3.2 Análise dos fluxos de mesoescala.....	53
4 Conclusões.....	66
5 Perspectivas.....	69
6 Referências.....	70

Índice de Figuras

Figura 1 Observatório de Huancayo do Instituto Geofísico del Peru localizado na província de Huancayo, vale do rio Mantaro, Peru. Fonte: Flores Rojas, IGP.....	23
Figura 2: Localização do Observatório de Huancayo do Instituto Geofísico do Peru (12°02'18"S, 75°19'22"W, a 3350 metros de altitude), no Vale do Rio Mantaro, indicado pelo círculo vermelho. A. Localização no mapa topográfico e político do Peru, com destaque para o contorno do vale do Rio Mantaro, na bacia do Rio Junin, sobre o Altiplano Central Sul do Peru. B. Detalhes topográficos da área do vale do Rio Mantaro e das instalações do Observatório de Huancayo. Adaptado de Flores Rojas et al. (2021).....	24
Figura 3: Linhas de corrente e velocidade do vento ($m s^{-1}$) (escala de cores) em 200 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	40
Figura 4: Linhas de corrente e divergência (escala de cores) ($10^{-4} s^{-1}$) em 200 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	41
Figura 5: Linhas de corrente e divergência (escala de cores) ($10^{-4} s^{-1}$) em 700 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	42
Figura 6: Temperatura (escala de cores) (em °C) e vento (barbelas) (em kt [nós]) no nível de 700 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	44
Figura 7: Linhas de corrente e umidade específica (escala de cores) ($g kg^{-1}$) no nível de 850 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	45
Figura 8: Advecção de temperatura ($^{\circ}C s^{-1}$) [média da camada entre 1000 e 500 hPa] (escala de cores) e altura geopotencial (m) em 500 hPa, às 24:00 h (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-	

2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	46
Figura 9: Advecção de umidade específica ($g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) [média da camada entre 1000 e 500 hPa] (escala de cores) e altura geopotencial (m) no nível de 500 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	48
Figura 10: Advecção de umidade específica conjunta da água líquida e gelo ($g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) [média da camada entre 1000 e 500 hPa] (escala de cores) e altura geopotencial (m) no nível de 500 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	49
Figura 11: Espessura da camada (mgp) entre as superfícies isobáricas 1000 hPa e 500 hPa (escala de cores) e linhas de corrente [média da camada] (escala de cores), às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	51
Figura 12: Espessura da camada (mgp) entre as superfícies isobáricas 200 hPa e 500 hPa (escala de cores) e linhas de corrente [média da camada], às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	52
Figura 13: Evolução temporal das variáveis meteorológicas a superfície medidas no Observatório de Huancayo entre os dias 04 e 09 de Outubro de 2019, sendo mostrados: A. temperatura do ar ($^{\circ}C$), B. umidade específica do ar ($g\ kg^{-1}$), B. componente zonal u ($m\ s^{-1}$) do vento e D. componente meridional v ($m\ s^{-1}$). O eixo x corresponde ao índice temporal (múltiplos de meia-hora). A precipitação ocorre para o índice de tempo 135 (~19:30 LT).....	54
Figura 14 Histogramas de variáveis de superfície para a série de dados de 5 dias, centrados no dia 6/Out/2019 no Observatório de Huancayo, Peru. Nos sub-títulos, T indica a temperatura ($^{\circ}C$), q indica a umidade específica ($g\ kg^{-1}$) e vel indica a velocidade do vento sobre a superfície ($m\ s^{-1}$).	56
Figura 15 Histogramas de variáveis de superfície para a série de dados de 5 dias, centrados no dia 6/Out/2019 no Observatório de Huancayo, Peru. Nos sub-títulos, vel indica a velocidade do vento sobre a superfície ($m\ s^{-1}$), dir indica a direção do vento (graus), u indica a componente zonal do vento ($m\ s^{-1}$) e v indica a componente meridional do vento ($m\ s^{-1}$).	57
Figura 16: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: temperatura do ar e componente zonal do vento [$T*U$] (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	61
Figura 17: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: temperatura do ar e componente meridional do vento [$T*V$] (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	62
Figura 18: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: umidade específica do ar e componente zonal do vento [$Q*U$] (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	63
Figura 19: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: umidade específica do ar e componente meridional do vento [$Q*V$] (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....	64
Figura 20: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: temperatura do ar e umidade específica do ar [$T*Q$] (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os	

sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.....65

Índice de Tabelas

Tabela 1: Lista de 18 eventos de tempestades entre 2018 e 2021 observadas em Huancayo, vale do Mantaro, Peru (FLORES ROJAS et al., 2021). (*) E=Escoamento de Leste em 200 hPa; (**) W=Escoamento de Oeste em 200 hPa e tipo de escoamento divergente (Div./convergente (Conv.) em 200 hPa. Modificado de Flores Rojas et al. (2021).....25

1 Introdução

As tempestades que ocorrem no Altiplano Sul do Peru são um fenômeno de grande relevância para a região de Junín, especialmente para a área de Huancayo, tanto do ponto de vista meteorológico quanto do socioeconômico. O Altiplano, uma vasta planície situada nas regiões montanhosas dos Andes, abrange partes do Peru, Bolívia, Chile e Argentina, e está entre as áreas mais altas do mundo, com uma altitude média superior a 3.500 metros acima do nível do mar.

O clima da região varia de tropical de altitude a temperado, com estações secas e chuvosas bem definidas, sendo que as tempestades convectivas intensas são um fenômeno comum, especialmente no período de verão. A região de Junín possui um grande potencial agrícola, sendo uma importante área produtora de produtos como milho, batata e quinoa. Além disso, é estratégica para a geração de energia hidrelétrica devido aos rios que cortam a região. A ocorrência de tempestades intensas, além de ser um fenômeno meteorológico relevante, pode ter impactos significativos nas atividades socioeconômicas, como a agricultura e a gestão de recursos hídricos, sendo um importante fator a ser estudado para o planejamento e a mitigação de riscos na região.

Meteorologicamente, as tempestades sobre o Altiplano peruano desempenham um papel crucial no ciclo hidrológico, influenciando a disponibilidade de água para a agricultura e os reservatórios de energia hidrelétrica, essenciais para a economia local. Além disso, as condições meteorológicas extremas podem impactar comunidades vulneráveis, assim como as atividades econômicas na região. Estudos, como o de Garreaud (2009), destacam que o clima dos Andes é fortemente modulado por fatores orográficos, padrões de circulação atmosférica e pela interação entre fluxos úmidos amazônicos e sistemas de altitude, características fundamentais para compreender a dinâmica das tempestades no Altiplano.

As tempestades na região andina são frequentemente classificadas como 'tempestades de mesoescala', 'tempestades convectivas' ou 'tempestades de curta duração'. Essas tempestades convectivas são caracterizadas por chuvas fortes, trovoadas e granizo, que podem se intensificar rapidamente, resultando, muitas vezes, em inundações nas áreas baixas e deslizamentos de terra em áreas de encostas (UNESCO, 2021; SPUTNIK, 2024).

Além disso, esses eventos convectivos têm impactos significativos nas comunidades locais, afetando principalmente a agricultura, a infraestrutura e a segurança. A gestão eficaz dos riscos associados a essas tempestades é crucial para mitigar seus efeitos e proteger as populações

vulneráveis que habitam a região do Altiplano Sul do Peru (ANDERSON et al., 2012; IGP, 2024).

Vários fatores contribuem para a formação dessas tempestades no Altiplano Sul do Peru:

1. **Topografia:** A topografia irregular da região, com montanhas e vales, pode influenciar a circulação atmosférica e a formação de nuvens convectivas.
2. **Convergência de Massas de Ar:** A convergência de massas de ar quente e úmido com massas de ar frio e seco pode gerar instabilidade atmosférica, favorecendo a formação de tempestades.
3. **Efeito de Altitude:** A alta altitude do Altiplano pode contribuir para condições atmosféricas instáveis, especialmente durante certas épocas do ano.
4. **Influência do Oceano Pacífico:** O Altiplano Sul do Peru também pode ser influenciado por padrões climáticos associados ao Oceano Pacífico, como o fenômeno El Niño, que pode aumentar a frequência e intensidade das tempestades.

Os regimes de precipitação na América do Sul foram descritos de forma abrangente por Ferreira e Reboita (2022), que aplicaram um método de agrupamento não hierárquico aos dados do *Climate Prediction Center Global Unified Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation* (CPC Unified) (XIE et al., 2010) e do sistema de previsão sazonal de longo alcance do Centro Europeu de Previsão de Tempo de Médio Prazo (ECMWF SEAS5) (JOHNSON et al., 2019). O estudo demonstrou que diferentes padrões de distribuição da precipitação estão associados à intensidade e posição de grandes centros de pressão, como a Alta da Bolívia, a Monção Amazônica, o jato de baixos níveis a leste dos Andes e a Alta Pressão Subtropical a leste do Pacífico Sul.

Padrões sinóticos de maior escala, associados aos regimes de precipitação, têm sido identificados e descritos (e.g., GARREAUD, 2009). No verão, o regime de precipitação do Sul do Altiplano peruano é caracterizado por chuvas convectivas, associadas tanto ao escoamento na baixa troposfera da monção amazônica de Este (E, em escala sinótica), que ultrapassa os Andes orientais desde a Amazônia peruana em 850 hPa, quanto à circulação anticiclônica da Alta da Bolívia (localizada a sudeste do Peru), com ventos de leste-nordeste (E-NE). No inverno, na alta troposfera sobre o sul do Altiplano peruano, predomina o escoamento anticiclônico, com componente de oeste (W), também associado à presença da área de alta pressão que margeia ao sul a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (FERREIRA; REBOITA, 2022).

De acordo com a classificação climática de Thornthwaite (1948), o Peru possui 27 dos 32

tipos de clima existentes no planeta. Na costa, predomina o clima semi-quente e muito seco (desértico-árido-subtropical) com precipitação média anual de 150 mm e temperatura média anual de 18 a 19°C, no litoral centro e sul possui um clima fortemente influenciado pela Corrente Peruana ou de Humboldt, que tem temperatura média anual de 18,2°C, com máximas no verão de 26°C e mínimas no inverno de 13°C e chuvas escassas (1- 50 mm por ano). Porém, o litoral norte se diferencia por apresentar um clima semitropical com temperatura média anual de 24°C (SENAMHI, 1988; SENAMHI, 2009; MINAM, 2014).

O Altiplano Central Sul peruano apresenta características hidroclimáticas marcadas pela alternância de estações seca e úmida (VARGAS, 2019; ESPINOZA et al., 2020; ARIAS et al., 2021). De acordo com Vargas (2019), as condições meteorológicas são moduladas pela: intensificação da perturbação (i.e., desvio em relação à média mensal) do escoamento do jato a leste dos Andes de N na baixa troposfera sobre a Bolívia, norte da Argentina e Paraguai; intensificação da perturbação da circulação anticiclônica na média troposfera; e intensificação da perturbação do escoamento de NW na alta troposfera, que caracteriza o início do período úmido (i.e., período de chuvas). As variações da posição e intensidade dessas perturbações caracterizam as transições em relação ao período seco. As perturbações do escoamento vis-à-vis estão associados ao transporte da massa de ar sobre o altiplano sul peruano, desde suas áreas fontes tropicais, equatoriais e subtropicais.

O Peru apresenta clima variado localmente determinado pela cordilheira dos Andes. Caracteriza-se por possuir um clima tropical, com alto índice pluviométrico e elevadas temperaturas a leste dos Andes (i.e., na Amazônia peruana). A zona de transição entre os Andes e a floresta amazônica mais a leste, apresenta temperaturas médias anuais entre 22°C e 26°C, poucas variações térmicas durante o ano. Esta área concentra grande umidade com precipitações anuais que oscilam entre 1000 a 3000 mm e uma temperatura média de 25°C (SENAMHI, 2009).

Os ventos de leste sobre os Andes tropicais promovem influxo de umidade amazônica por sobre as montanhas durante os meses de verão, o que leva a um período chuvoso entre novembro e abril para grande parte do Peru. Esse escoamento se contrapõe ao escoamento que vem do litoral Pacífico (brisa) de oeste, que ascende pelas encostas dos Andes ocidentais para escoar sobre o Altiplano Central. Mais ao sul, na Bolívia e no extremo norte do Chile, o período chuvoso é menor entre dezembro e março (GARREAUD et al., 2003).

Em geral, os sistemas atmosféricos que produzem precipitação intensa estão associados a

processos convectivos e à formação de nuvens tipo cumulonimbus, resultantes da interação de diversos mecanismos físicos (ROCKWOOD e MADDOX, 1988). Na região do Altiplano Central peruano, bandas de precipitação se formam e se desenvolvem sob a influência dos efeitos da topografia local e regional (GARREAUD et al., 2003; BENISTON, 2000; SMITH, 1979).

A Cordilheira dos Andes é uma topografia dominante na América do Sul (AS). Essa região montanhosa se torna uma barreira natural que produz condições hidrometeorológicas distintas, exercendo forte influência no comportamento climático desta porção do continente sul-americano, influenciando a circulação atmosférica num grande espectro de escalas, desde a geração de ondas de montanha (SELUCHI et al., 2003b) até o posicionamento das ondas planetárias (SATYAMURTY et al., 1980).

Os Andes cortam o território peruano longitudinalmente separando duas zonas climáticas distintas, funcionando como barreira para as massas de ar do Pacífico e do Atlântico, impedindo ou reduzindo a livre circulação de ventos entre as zonas, tendo influência na distribuição das chuvas e gerando a heterogeneidade climática do Peru (MINAM, 2014). Os Andes tropicais tendem a segmentar a circulação atmosférica da baixa troposfera, resultando em um aumento do gradiente climático leste-oeste (GARREAUD et al., 2009). A oeste dos Andes, ao sul do Equador, condições frias e secas são estabelecidas pela proximidade às águas frias do Oceano Pacífico, com subsidência do ar atmosférico associada à presença semipermanente do Anticiclone do Pacífico sul. Essas duas características combinadas geram grande estabilidade estática na baixa troposfera, que tende a inibir o transporte de umidade pela brisa marítima que pode subir pelas encostas ocidentais até o interior do Altiplano Central. Eventualmente, a frente de brisa consegue subir as encostas e fluir sobre o Altiplano à tarde (em condições favoráveis do ponto de vista dinâmico), convergindo com escoamento presente sobre o Altiplano (FLORES ROJAS et al., 2019). Por outro lado, a leste dos Andes, observa-se um transporte abundante de umidade pela Amazônia, advectada desde o Oceano Atlântico pela monção amazônica, o que resulta em condições úmidas e altas taxas de precipitação sobre a porção ocidental da bacia amazônica (VUILLE, 2013).

Zamuriano et al. (2019) mostram que nevascas extremas sobre os Andes Centrais ocorrem sob condições sinóticas e de mesoescala específicas. Os autores apontaram o domínio de fenômenos de escala sinótica com dois estágios. O primeiro estágio inicia-se na baixa troposfera pelo deslocamento da massa de ar fria e seca no norte argentino, que tem papel de bloquear o escoamento de ar tropical de sudoeste desde a Amazônia oriental (pelo Jato de Baixo Níveis a leste

dos Andes), ao mesmo tempo que se dá o desenvolvimento de um cavado a sudoeste em 500 hPa e um trem de onda de Rossby sobre a Amazônia. O segundo estágio inicia-se com a intensificação do cavado em 500 hPa, associado a seu deslocamento para leste, ao mesmo tempo em que ocorre espalhamento do trem da onda de Rossby e um grande aumento da advecção de umidade específica de NE sobre o Altiplano Central. Trajetórias de ar com origem na Amazônia brasileira (Acre e Amazonas ocidental) e também no Pacífico tropical oeste ocorrem durante o segundo estágio. Em mesoescala, circulações térmicas associadas às brisas do lago Titicaca e de vale-montanha (o Altiplano corresponde a um vale com elevações a oeste e a leste) implicam na distribuição de zonas de convergência/divergência e movimento vertical.

As questões relacionadas à modelagem de mesoescala do ciclo diurno de precipitação sobre a região andina glacial (Antisana, Equador) foram abordadas por Junquas et al. (2022). Segundo esses autores, a melhoria nos resultados das simulações com o modelo numérico de previsão do tempo WRF (Weather Research and Forecasting) (SKAMOROCK et al., 2008) está associada à adoção de uma resolução espacial inferior a 1 km, à inclusão dos efeitos da topografia sobre o balanço de radiação e à aplicação de parametrização de cúmulos.

As questões relacionadas à modelagem de mesoescala do ciclo diurno de precipitação sobre a região andina glacial foram abordadas por Junquas et al. (2022). Segundo esses autores, a melhoria nos resultados das simulações com o modelo numérico de previsão do tempo WRF (Weather Research and Forecasting) (SKAMAROCK et al., 2008) está associada à adoção de uma resolução espacial inferior a 1 km, à consideração dos efeitos da topografia no balanço de radiação e à aplicação de parametrizações de cúmulos (GRELL; FREITAS, 2014).

A região do Altiplano Sul do Peru apresenta características climáticas únicas e desafiadoras, marcadas por tempestades intensas e precipitações significativas. Um corpo substancial de pesquisa recente tem sido dedicado ao estudo desses fenômenos meteorológicos e seus mecanismos desencadeadores. Estudos prévios investigaram os eventos de chuva intensa no Observatório de Huancayo e os mecanismos dinâmicos por trás das tempestades severas na região do Vale do Mantaro (FLORES ROJAS et al., 2019; FLORES ROJAS et al., 2021). Esses estudos forneceram conhecimento sobre a complexidade dos padrões climáticos locais e o papel de fatores como topografia, convergência de massas de ar e efeitos de altitude.

Além disso, pesquisadores como Villalobos-Puma et al. (2022) examinaram os extremos de precipitação durante o verão e seu vínculo com os fluxos atmosféricos nas encostas ocidentais dos

Andes do sul do Peru, enquanto Apaéstegui et al. (2023) investigaram as fontes de umidade e a variabilidade isotópica da precipitação na Bacia do Rio Mantaro. Esses estudos destacam a importância de compreender não apenas os padrões de precipitação, mas também as origens e os processos que influenciam a formação das tempestades na região. A integração dessas descobertas em modelos climáticos regionais pode fornecer uma base sólida para a previsão e mitigação de riscos relacionados ao clima e tempo, contribuindo assim para o desenvolvimento sustentável e a resiliência das comunidades do Altiplano Sul do Peru.

A pesquisa recente na região do Altiplano Sul do Peru tem proporcionado uma compreensão mais abrangente da hidrometeorologia local, abordando não apenas as características das precipitações e tempestades, mas também seu impacto no ciclo hidrológico regional. Autores como Montesinos et al. (2023) contribuíram para o desenvolvimento de curvas pluviométricas Intensidade-Duração-Frequência (IDF), fornecendo ferramentas essenciais para a gestão de recursos hídricos e prevenção de desastres relacionados à chuva intensa na região. Além disso, estudos sobre fontes de umidade e variabilidade isotópica da precipitação, como os conduzidos por Apaéstegui et al. (2023), levaram a conhecimentos cruciais sobre os processos que influenciam a disponibilidade de água na Bacia do Rio Mantaro e áreas adjacentes.

A compreensão dos padrões de precipitação e sua relação com o ciclo hidrológico é fundamental para a gestão sustentável dos recursos hídricos na região do Altiplano. Isso é especialmente relevante em face das mudanças climáticas globais, que podem alterar significativamente a distribuição e a intensidade das precipitações na área. Os estudos hidrometeorológicos recentes não apenas aumentaram nossa compreensão dos processos físicos envolvidos na formação das precipitações, mas também forneceram informações cruciais para a adaptação e a tomada de decisões em cenários de mudança climática. Incorporar essas descobertas em modelos hidrológicos e de previsão climática pode melhorar significativamente nossa capacidade de gerenciar os recursos hídricos e mitigar os impactos adversos das mudanças climáticas na região do Altiplano Sul do Peru.

Outros autores mencionados também contribuíram significativamente para a compreensão dos processos hidrometeorológicos na região dos Andes centrais e no Altiplano Sul do Peru. Nesse contexto, Delgado et al. (2022) realizaram um inventário abrangente de grandes deslizamentos de terra ao longo dos Andes Centrais Ocidentais, oferecendo insights importantes sobre os padrões de distribuição desses deslizamentos e os fatores que os influenciam. Essa pesquisa é crucial para

entender os riscos geológicos associados às tempestades intensas e às condições climáticas extremas na região.

Estudos sobre a variabilidade isotópica da precipitação, como os conduzidos por Aron et al. (2021) e Valdivielso et al. (2020), tiveram implicações significativas para a compreensão dos processos de formação de nuvens e o transporte de umidade na atmosfera andina. Esses estudos fornecem percepções valiosas sobre as fontes de umidade e os padrões de precipitação na região, contribuindo para a modelagem hidrológica e a previsão climática.

Guy et al. (2019) e Mohammadi et al. (2020) investigaram as variações subsazonais e teleconexões entre a precipitação peruana e oscilações oceânicas, como El Niño e La Niña. Esses estudos são essenciais para compreender a influência dos padrões climáticos globais na precipitação regional e para melhorar a capacidade de previsão de eventos climáticos extremos na região dos Andes.

No contexto da gestão de recursos hídricos e riscos ambientais na região andina, pesquisas como as de Poveda et al. (2020) e Motschmann (2021) fornecem uma perspectiva integrada dos desafios enfrentados e das soluções potenciais. Esses estudos destacam a importância de abordagens interdisciplinares e integrativas para enfrentar os desafios hidrometeorológicos na região, combinando conhecimentos científicos, modelos climáticos e estratégias de adaptação local.

A análise de ondeletas é um método atual para a análise de variáveis, com decomposição dos sinais em domínios de escala e localização. Desta forma, a análise de ondeletas torna possível identificar simultaneamente as variações específicas ocorridas em uma dada escala temporal e a sua localização temporal.

Devido à complexidade dos sistemas dinâmicos, para a análise de séries temporais, é necessária a utilização de ferramentas específicas. Uma dessas ferramentas é a transformada de ondeleta (WL), cuja função é analisar séries temporais obtidas em um sistema físico qualquer, a fim de determinar as escalas de variabilidade dominantes, bem como suas localizações no tempo (BOLZAN, 2004).

A WL tem sido amplamente aplicada na análise de sinais geofísicos, atmosféricos e oceânicos, permitindo decompor a variável de interesse. Essa transformada é recomendada para o estudo de fenômenos dinâmicos que atuam simultaneamente em várias escalas do escoamento, oferecendo novas perspectivas de análise, não acessíveis facilmente pelos métodos tradicionais

(WENG; LAU, 1994). A WL envolve a transformação de uma série unidimensional em um espaço de tempo e frequência, permitindo determinar as escalas de variabilidade dominantes e suas variações ao longo da série temporal (SILVA et al., 2009).

A WL é uma técnica essencial nas análises de diferentes escalas do escoamento atmosférico, fornecendo informações valiosas que vão além da simples decomposição de frequências da Transformada de Fourier. A WL não apenas permite a análise espectral (no domínio das frequências), mas também possibilita a análise temporal dos momentos em que cada frequência predomina no sinal (análise no domínio temporal). Dessa forma, a distribuição das escalas em frequências, intensidades relativas e absolutas, energia (ou potência) e fases tornam-se acessíveis para uma análise detalhada (GOULART et al., 2015).

A WL é uma ferramenta matemática de grande utilidade na análise de séries temporais, pois permite a decomposição de variáveis não estacionárias em um conjunto de frequências e amplitudes de ondeleta. Ela é comumente aplicada para detectar variabilidade temporal e estruturas espacialmente localizadas (DOMINGUES et al., 2003). Seu funcionamento é fisicamente análogo ao de um espectrômetro, que permite analisar a distribuição de energia ao longo do espectro eletromagnético.

A WL apresenta algumas vantagens na análise de sinais, em relação à transformada de Fourier tradicional. A principal desvantagem é custo computacional em relação à transformada de Fourier. Computacionalmente, ambas transformadas são obtidas usando *Fast Fourier Transform* (FFT), enquanto a transformada de Fourier aplica apenas uma vez o algoritmo FFT, a transformada de ondeleta o faz para cada escala de variabilidade., sem necessidade de aplicar subdivisões da série temporal.

A nomenclatura ondeleta (em inglês, *wavelet*) se refere ao conjunto de pequenas ondas formadas por dilatação e translação de uma função $\Psi(t)$, quadraticamente integrável (REBOITA, 2004). Esta função é denominada ondeleta mãe, enquanto as funções geradas a partir dela são denominadas ondeletas filhas (WENG; LAU, 1994), sendo essas últimas aplicadas à convolução do sinal usando FFT.

A WL permite analisar as periodicidades de eventos em diferentes escalas de variabilidade temporal, sem a necessidade de que a série seja estacionária (SANTOS et al., 2013). Portanto, ela pode ser utilizada na análise de séries temporais com potência não estacionária ao longo de

diferentes frequências (DAUBECHIES, 1990).

A transformada de ondeletas oferece uma abordagem promissora para filtrar sinais meteorológicos e realizar análises segmentadas em três dimensões, por diferentes escalas. A aplicação dessa técnica permite decompor um sinal complexo em componentes em diferentes escalas de tempo e espaço, oferecendo uma visão mais detalhada e abrangente dos fenômenos meteorológicos.

Ao usar a transformada de ondeletas para filtrar sinais meteorológicos, é possível separar diferentes componentes do sinal com base em sua frequência e amplitude, destacando padrões específicos em várias escalas. Isso é particularmente útil em meteorologia, onde os fenômenos atmosféricos ocorrem em diferentes escalas espaciais e temporais.

Além disso, a análise segmentada em três dimensões por escalas permite uma caracterização mais detalhada dos fenômenos meteorológicos em diferentes níveis de resolução. Isso significa que é possível identificar e analisar padrões específicos em diferentes escalas de tempo, desde variações de curto prazo associadas a eventos meteorológicos extremos até tendências de longo prazo relacionadas a padrões climáticos globais.

Essa abordagem oferece percepções valiosas para entender a dinâmica atmosférica em todas as suas complexidades, permitindo uma melhor previsão do tempo e do clima. Além disso, a capacidade de segmentar análises por escalas facilita a identificação de padrões sutis e a compreensão de como diferentes processos interagem em diferentes escalas espaciais e temporais.

Portanto, o uso da transformada de ondeletas para filtrar sinais meteorológicos e obter análises segmentadas em três dimensões por escalas representa uma ferramenta poderosa para avançar nosso entendimento dos fenômenos atmosféricos e melhorar a precisão das previsões meteorológicas.

Klein, Belušić e Taylor (2018) propuseram uma abordagem inovadora para a detecção de convecção profunda em sistemas convectivos de mesoescala, utilizando análise de escala de WL em imagens de infravermelho. Este estudo evidencia que a detecção de convecção profunda é crucial para entender a evolução e a intensidade de sistemas convectivos severos, frequentemente responsáveis por eventos meteorológicos extremos, como tempestades intensas, granizo e tornados. A abordagem proposta pelos autores baseia-se na aplicação da análise de escala de WL às imagens de satélite no infravermelho, com o objetivo de identificar características específicas associadas à

convecção profunda em sistemas convectivos de mesoescala. A análise de escala de WL é uma técnica poderosa que permite examinar sinais em diferentes escalas de frequência e resolução, destacando padrões e estruturas em diversos níveis de detalhe.

Ao aplicar a WL em imagens de infravermelho, Klein, Belušić e Taylor (2018) conseguiram identificar características associadas à convecção profunda, como topos frios de nuvens, áreas com grande extensão vertical e rápida evolução temporal. Essas características são indicativas de processos convectivos intensos, frequentemente relacionados a eventos meteorológicos extremos. A principal vantagem dessa abordagem é fornecer uma maneira eficaz de identificar e monitorar a evolução da convecção profunda em sistemas convectivos de mesoescala, especialmente em regiões onde as observações convencionais são limitadas. Além disso, a análise de escala baseada em wavelet permite uma caracterização detalhada das estruturas convectivas em diferentes escalas espaciais e temporais, proporcionando um aprofundamento do conhecimento dos processos físicos subjacentes.

Os resultados desses estudos têm importantes implicações para a previsão de tempo severo e para o monitoramento de sistemas convectivos em mesoescala. Ao melhorar nossa capacidade de detectar convecção profunda em mesoescala usando análise de escala de WL a partir de imagens no infravermelho, é possível aprimorar a previsão e o monitoramento de eventos de precipitação intensa, reduzindo os riscos associados.

Yano, Moncrieff e Wu (2001) empregaram a análise de WL para decompor a estrutura de sistemas convectivos tropicais simulados, distinguindo entre escalas convectivas (menores) e de mesoescala alfa (maiores). Seus resultados destacaram a capacidade dessa abordagem em revelar a organização espacial e temporal desses sistemas, fornecendo uma compreensão mais profunda de sua dinâmica.

Klein, Belušić & Taylor (2018) exploraram a análise de escala de WL para detectar convecção profunda em sistemas convectivos de mesoescala a partir de imagens no infravermelho. Suas descobertas ressaltaram a eficácia dessa técnica na identificação e monitoramento de tempestades, contribuindo para aprimorar a análise de sistemas multiescala.

Além disso, estudos como o de Perica e Foufoula-Georgiou (1996) estabeleceram uma conexão entre os parâmetros de escalonamento e termodinâmicos da precipitação em sistemas convectivos de mesoescala em latitudes médias. Suas análises revelaram padrões consistentes entre

as variáveis filtradas, fornecendo conhecimentos valiosos sobre os processos de formação de precipitação, influenciados por diferentes escalas. Por outro lado, Cabrera (2002) propôs uma técnica de compressão de dados de campos meteorológicos tridimensionais em mesoescala, demonstrando sua eficácia na redução do volume de dados sem perda significativa de informações.

Adicionalmente, estudos como os de Zhao e Yang (2003) e Can et al. (2005) investigaram a análise de WL em diversos contextos, desde flutuações de pressão em leitos fluidizados até a caracterização de ondas gravitacionais atmosféricas. Essas pesquisas destacaram a utilidade da análise de ondeletas na revelação de padrões em diferentes escalas, fornecendo entendimentos cruciais sobre os processos dinâmicos em sistemas naturais. Por fim, estudos como os de Montzka et al. (2006) e Keister e Strub (2008) aplicaram abordagens da análise de mesoescala para modelagem de balanço hídrico e análise da circulação oceânica, respectivamente, contribuindo para uma compreensão mais abrangente dos processos ambientais em diferentes escalas espaciais e temporais.

Esses resultados, discutidos em conjunto, podem oferecer uma visão abrangente dos avanços recentes na compreensão dos fenômenos meteorológicos em meso e micro escalas, destacando a importância contínua da análise de ondeletas e abordagens da mesoescala para aprimorar as previsões e entender os sistemas ambientais complexos.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo Principal:

Investigar as interações entre os fluxos de mesoescala e as variáveis meteorológicas de superfície na região do Altiplano peruano, utilizando a transformada de ondeleta cruzada para analisar séries temporais e caracterizar as propriedades do microclima local em diferentes escalas temporais.

1.1.2 Objetivos Específicos:

1. Relacionar fisicamente os fluxos de mesoescala com as propriedades da transformada de ondeleta cruzada, a fim de identificar padrões temporais e frequenciais das variáveis meteorológicas.
2. Analisar séries temporais de dados meteorológicos, incluindo temperatura do ar, umidade específica e componentes zonal e meridional do vento, utilizando ferramentas matemáticas como a transformada de ondeletas, para examinar a evolução temporal dessas variáveis no domínio da frequência e do tempo.
3. Caracterizar as propriedades da transformada de ondeleta cruzada das variáveis

meteorológicas, investigando as relações de correlação entre elas, para melhor entender a interação entre diferentes escalas temporais dos fluxos de mesoescala e o microclima da região do Altiplano peruano.

2 Metodologia

2.1 Área de estudo

A cidade andina de Huancayo está localizada na Serra Central do Peru, a 3200 m de altitude. Seu sítio urbano ocupa a parte sul e esquerda do Vale do Rio Mantaro, do Departamento de Junín, Peru, que está dentro bacia do rio Mantaro, na região equatorial. Esta bacia está localizada na Cordilheira dos Andes centrais do Peru ($10^{\circ}34'-13^{\circ}35'S$, $73^{\circ}55'-76^{\circ}40'W$), formando uma área de aproximadamente 34550 km^2 (Figura 2).

2.2 Dados de superfície

Os dados utilizados são dados mensais e anuais de temperatura do ar, umidade, velocidade e direção do vento e precipitação pluviométrica obtidos para o período de 2018 a 2021. Todos os dados utilizados foram obtidos por meio de uma estação meteorológica (Figura 1) do Laboratório de Microfísica e Radiação (LAMAR), localizado no observatório de Huancayo do Instituto Geofísico do Peru ($12^{\circ}02'18,1'' \text{ S}$ e $75^{\circ}19'22,0'' \text{ W}$), a uma altitude de 3313 m acima do nível médio da superfície do mar (Figura 2).

A série de eventos de tempestades registrada pelo Observatório de Huancayo, no período de 2018 a 2021, foi analisada por Flores Rojas et al. (2021). Esses pesquisadores destacaram 18 eventos de tempestades, caracterizados por valores de precipitação acumulada superiores ao quantil de 90%.

A Tabela 1 (modificada em relação à apresentada por Flores Rojas et al., 2021) exhibe, nas colunas, os seguintes dados: a data da medição; a precipitação acumulada no evento (em mm); a taxa máxima de precipitação medida no evento (em mm h^{-1}); a hora da observação da máxima taxa de precipitação do evento; a duração total do evento de tempestade (em horas); e o tipo de escoamento presente a 200 hPa (i.e., circulação de leste, denotada por E, circulação de oeste,

denotada por W , e a propriedade cinemática do escoamento, divergente ou convergente, na alta troposfera).



Figura 1 Observatório de Huancayo do Instituto Geofísico del Peru localizado na província de Huancayo, vale do rio Mantaro, Peru. Fonte: Flores Rojas, IGP.

A

B

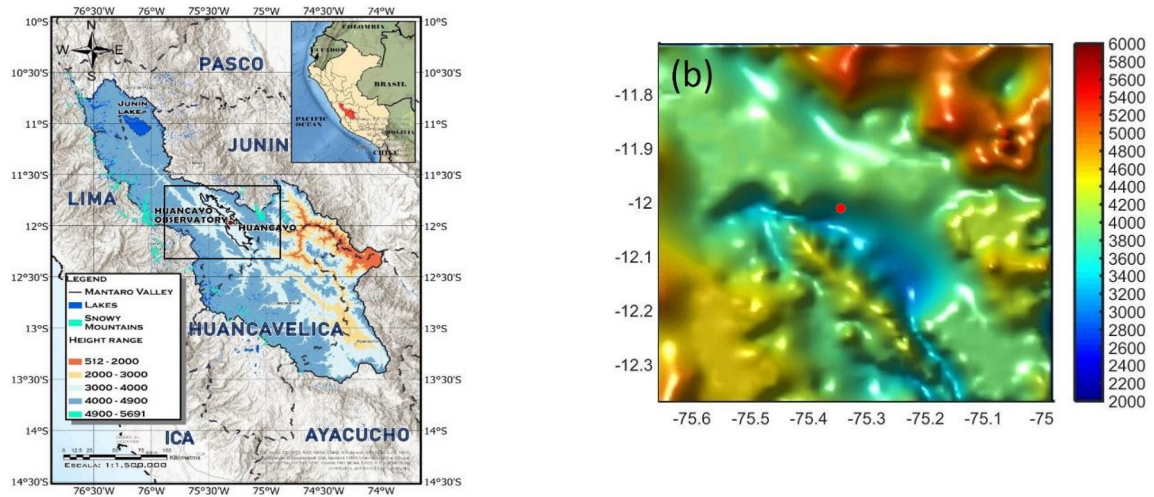


Figura 2: Localização do Observatório de Huancayo do Instituto Geofísico do Peru ($12^{\circ}02'18''S$, $75^{\circ}19'22''W$, a 3350 metros de altitude), no Vale do Rio Mantaro, indicado pelo círculo vermelho. A. Localização no mapa topográfico e político do Peru, com destaque para o contorno do vale do Rio Mantaro, na bacia do Rio Junin, sobre o Altiplano Central Sul do Peru. B. Detalhes topográficos da área do vale do Rio Mantaro e das instalações do Observatório de Huancayo. Adaptado de Flores Rojas et al. (2021).

Tabela 1: Lista de 18 eventos de tempestades entre 2018 e 2021 observadas em Huancayo, vale do Mantaro, Peru (FLORES ROJAS et al., 2021). (*) E=Escoamento de Leste em 200 hPa; (**) W=Escoamento de Oeste em 200 hPa e tipo de escoamento divergente (Div.)/convergente (Conv.) em 200 hPa. Modificado de Flores Rojas et al. (2021).

Data da tempestade (dia-mês-ano)	Precipitação acumulada no evento (mm)	Taxa de precip. média (máx.) do evento (mm h ⁻¹)	Hora da Precipitação máxima (h) (TL)	Duração do evento (h)	Característica do escoamento em 200 hPa (Huancayo, PE)
01-08-2018	10.15	5.84 (14.8)	17 h	4	W
03-08-2018	7.87	7.62 (19.4)	17 h	3	W
15-09-2018	23.62	20.32 (51.6)	16 h	3	Div. (W)
24-09-2018	12.45	8.64 (21.9)	17 h	3	W
15-11-2018	18.03	13.46 (34.2)	18 h	4	E
21-11-2018	7.62	7.11 (18.1)	18 h	2	E
25-02-2019	9.40	8.64 (21.9)	16 h	3	W
07-03-2019	7.37	7.37 (18.7)	14 h	1	E
11-03-2019	16.0	9.40 (23.9)	21 h	5	E
10-04-2019	6.85	6.60 (16.8)	14 h	2	W
17-04-2019	23.58	21.60 (54.8)	17 h	4	E
06-10-2019	6.22	6.20 (15.8)	15 h	2	Div. (W)
19-09-2020	11.18	10.6 (NA)	17 h	2	Div. (W)
22-09-2020	12.95	9.65 (NA)	17 h	3	NA
10-11-2020	7.61	7.11 (NA)	15 h	3	NA
16-11-2020	7.62	7.37 (NA)	13 h	2	NA
09-03-2021	27.94	13.21 (NA)	17 h	9	Div. (fonte)
28-03-2021	8.38	8.13 (NA)	2 h	2	NA

Em negrito são os casos selecionados neste trabalho: A. 15/09/2018, B. 06-10-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021. Dado não disponível (NA).

De acordo com Flores Rojas et al. (2021), durante o período de janeiro de 2018 a março de 2020, o número de tempestades intensas associadas ao escoamento de W na alta troposfera (200 hPa) foi de 15, representando 48,4% da amostra de 31 tempestades. Por outro lado, as tempestades

associadas ao escoamento de E na alta troposfera foram 16 dos 31 casos, correspondendo a 51,6%. As máximas refletividades, medidas pelo radar meteorológico de apontamento vertical do Observatório de Huancayo, variaram entre 35 e 40 dBZ, e estiveram associadas a valores máximos da taxa de precipitação entre 30 e 55 mm h⁻¹. A velocidade vertical da corrente ascendente das tempestades atingiu uma magnitude máxima de 12 m s⁻¹.

Para a análise apresentada neste trabalho, foram selecionados 4 eventos de tempestades no período de janeiro de 2018 a março de 2021. Os eventos selecionados estão destacados em negrito na Tabela 1. Os quatro eventos selecionados para análise foram escolhidos com base em critérios que garantem a representatividade dos padrões de tempestades na região andina do Altiplano Sul do Peru. Cada evento destaca aspectos específicos das características meteorológicas e contribui para um entendimento abrangente das dinâmicas atmosféricas associadas às tempestades intensas.

O evento de 15 de setembro de 2018 foi selecionado por apresentar uma das maiores precipitações acumuladas na série de dados (23,62 mm), acompanhada de uma alta taxa média de precipitação de 20,32 mm h⁻¹, com pico de 51,6 mm h⁻¹. Este evento é associado a um padrão de escoamento divergente de oeste em 200 hPa, o que sugere um ambiente sinótico favorável à convecção organizada. Sua inclusão permite investigar um caso clássico de tempestade intensa, com características que refletem a interação entre padrões de grande escala e processos convectivos locais.

O evento de 6 de outubro de 2019, por outro lado, foi escolhido intencionalmente para representar tempestades de menor magnitude em termos de precipitação acumulada (6,22 mm), mas que apresentam alta intensidade local, com uma taxa média de 6,20 mm h⁻¹ e pico de 15,8 mm h⁻¹. Este evento também está associado a um escoamento divergente de oeste em 200 hPa. A análise desse caso é relevante para ilustrar como eventos de curta duração e baixa precipitação acumulada podem ainda assim gerar impactos meteorológicos significativos na região.

Outro evento relevante é o de 19 de setembro de 2020, que registrou precipitação acumulada moderada (11,18 mm) e foi associado a um padrão de escoamento divergente em 200 hPa. Este evento ocorre em um período sazonal próximo a outros casos significativos, o que permite uma análise comparativa dos mecanismos atmosféricos durante a estação chuvosa. Sua inclusão contribui para o estudo das diferenças entre tempestades moderadas e intensas na região.

Finalmente, o evento de 9 de março de 2021 destaca-se por apresentar a maior precipitação

acumulada da série (27,94 mm), com uma duração prolongada de 9 horas, evidenciando a complexidade de tempestades de longa duração. Este caso está associado a um padrão de escoamento divergente com fonte em 200 hPa, indicando uma interação dinâmica entre fluxos regionais e sinóticos. Este evento é particularmente relevante para identificar os mecanismos responsáveis por tempestades extremas e seus impactos na região.

Os eventos selecionados foram escolhidos para capturar uma ampla gama de características das tempestades na região do Altiplano Sul do Peru. A variedade em termos de intensidade, duração e padrões de escoamento atmosférico garante uma análise robusta e detalhada dos processos meteorológicos envolvidos nesses fenômenos.

2.3 Dados de reanálise

Para a análise das condições sinóticas nos dias dos eventos selecionados, foram utilizados dados de reanálise ERA5 (ECMWF, 2020). A reanálise ERA5, desenvolvida pelo *Copernicus Climate Change Service*, foi acessada por meio do portal <https://cds.climate.copernicus.eu/>. Essa base de dados possui uma resolução temporal horária e uma resolução espacial de aproximadamente $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, além de cobrir uma ampla gama de variáveis meteorológicas. Para a presente análise, foram utilizados dados em níveis de pressão constante, incluindo informações em 1000, 850, 500 e 200 hPa, que são fundamentais para identificar os processos dinâmicos e termodinâmicos em diferentes camadas da atmosfera.

As variáveis analisadas incluíram temperatura, altura geopotencial, umidade específica, componentes zonal e meridional do vento e variáveis derivadas, como temperatura potencial equivalente, advecções de temperatura e umidade específica, vorticidade, divergência, e espessura da camada atmosférica entre os níveis de 1000 e 500 hPa e de 500 a 200 hPa. Para a análise gráfica e a geração de mapas representativos dos padrões sinóticos, foi utilizado o software GrADS/NCAR, que oferece ferramentas avançadas para a visualização e interpretação dos campos atmosféricos.

A integração dessas bases de dados com resolução sinótica e a análise gráfica detalhada permitiu uma compreensão abrangente das condições atmosféricas associadas aos eventos de tempestades intensas. Esse enfoque contribuiu significativamente para o entendimento dos processos sinóticos que influenciam a dinâmica climática na região andina do Altiplano Sul do

Peru.

Os casos selecionados para discussão neste trabalho ocorreram nos dias 15/09/2018 (E), 06-10-201 (W), 19-09-2020 (W) e 09/03/2021 (E), sendo 2 de circulação de oeste em 200 hPa e um de escoamento divergente em 200 hPa sobre Huancayo (Tabela 1).

2.4 Análise sinótica

Os casos de tempestades dos dias 15/09/2018 (E), 06-10-2019 (W), 19-09-2020 (W) e 09/03/2021 (com escoamento divergente na alta troposfera) são apresentados nesta sessão. A análise dos campos 3D é feita a partir de mapas sinóticos para às 24:00 UTC (i.e., às 19:00 LT do Peru, onde LT = UTC - 5 h).

2.5 Transformada de ondeleta

A transformada de ondeletas refere-se ao conjunto de pequenas ondulações, formadas por dilatação e translação temporal, que compõe o sinal. A ondeleta base é função quadraticamente integrável usada na construção do conjunto de ondeletas. Os coeficientes das ondeletas são obtida por convolução das ondeletas pelo sinal normalizado (WENG; LAU 1994; SANTOS et al., 2013; TORRENCE; COMPO, 1998).

Para ser admissível como ondeleta, a função deve ter média zero e localizada em ambos espaços de tempo e de frequência (FARGE, 1992). Uma função que satisfaz esta condição é a chamada ondeleta de Morlet, que consiste em uma onda exponencial complexa multiplicada por uma função gaussiana (envelope gaussiano), como mostrado na Equação 1,

$$\psi_0(t, \omega) = \pi^{-1/4} e^{i\omega t} e^{-1/2t^2} \quad (1)$$

onde t é o tempo, ω é a frequência adimensional a ser escolhida de forma a garantir a condição de admissibilidade, i.e., escolhida entre a frequência de Niquist, $0.5/dt$ e o inverso da metade do período total da série temporal (TORRENCE E COMPO, 1998). A ondeleta de Morlet é particularmente adequada para a análise de séries temporais e espaciais de sinais geofísicos,

atmosféricos e oceânicos, que podem apresentar características como não-homogeneidade, não-estacionariedade, não-isotropia, dispersividade e intermitência.

A WL contínua do vetor \mathbf{X} é obtida pela convolução entre a série temporal da variável e a função de ondeleta $\Psi(t)$ dilatada (Equação 2),

$$W_X(\tau, s) = \sum_{t=t_0}^{t_n} X_t * s^{-1} \psi[(t-\tau)/s] \quad (2)$$

onde X_t representa a função da série temporal, τ é o parâmetro de translação, s o parâmetro de dilatação das ondeletas (usado também como escala) e $*$ representa a convolução (i.e., o produto) pelo complexo conjugado. A convolução é repetida no algoritmo para cada uma das escalas $s=1/\omega$, sendo essas obtidas do inverso dos períodos presentes da série temporal (entre $2*dt$ e $(n/2)*dt$, onde n é o número de pontos da série de dados).

O espectro de potência da ondeleta, representa a densidade de energia da ondeleta em função do tempo e da frequência, sendo obtida elevando-se o módulo (ou amplitude) da transformada ao quadrado, corrigida as amplitudes de acordo com o valor do parâmetro de dilatação (s). Essa correção evitar resultados subestimados para altas frequências e permite a intercomparação entre escalas (LIU et al., 2007). A potência da WL é dada pela Equação 3,

$$P_X(\tau, s) = s^{-1} |W_X(\tau, s)|^2 \quad (3)$$

A transformada de ondeleta cruzada (WL cruzada) é também uma ferramenta matemática poderosa para testar conexões entre diferentes variáveis e séries temporais. De acordo com Veleda et al. (2012), a WL de duas séries temporais distintas \mathbf{X} e \mathbf{Y} é dada pelo produto normalizado das WL de cada variável, como expressa a Equação 4,

$$W_{X,Y}(t, s) = s^{-2} W_X(t, s) W_Y(t, s) \quad (4)$$

onde W_X e W_Y são as WLs das variáveis \mathbf{X} e \mathbf{Y} , respectivamente. s^{-2} é utilizado para permitir comparação das potências cruzadas de diferentes escalas (períodos). A WL cruzada é considerada análoga à covariância, indicando a interdependência numérica entre duas variáveis. Do ponto de vista físico, pode ser interpretada como um fluxo cinemático distribuído, disperso em diferentes escalas de variabilidade temporal (i.e., fluxo cinemático em função da frequência).

A potência da ondeleta cruzada é obtida pelo quadrado do módulo da transformada de ondeleta cruzada para o domínio de tempo e frequência (Equação 5),

$$P_{x,y}(\tau,s)=|W_{x,y}(\tau,s)|^2 \quad (5)$$

Adicionalmente, a diferença de fase de X em relação a Y , chamado aqui $Ang_{x,y}(\tau,s)$, é obtida do argumento da WL cruzada, ou seja, pelo cálculo do arco-tangente da razão entre a Parte Imaginária e a Parte Real da transformada de ondeleta cruzada (Equação 6),

$$Ang_{x,y}(\tau,s)=Arg(W_{x,y}(\tau,s)) \quad (6)$$

A Equação 6 permite calcular a diferença entre as fases individuais, convertendo-a para um ângulo no intervalo $[-\pi, \pi]$. Valores absolutos inferiores a $\pi/2$ indicam que as séries estão em fase, com o sinal da diferença indicando qual série lidera: X na região positiva e Y na negativa. Quando os valores absolutos são superiores a $\pi/2$, as séries estão defasadas, podendo estar em antifase, representada pelo valor $-\pi$ (com uma série atingindo seus máximos quando a outra atinge seus mínimos). Quando os valores absolutos são inferiores a $\pi/2$, os sinais estão em fase, com um sinal liderando (adiantado) em relação ao outro.

O espectro de ondeleta global (obtido pela mediação da WL ao longo do tempo) é uma forma de representar graficamente o comportamento da variância na ondeleta, exibindo os períodos com maior energia dentro da série, isto é, a potência média ao longo do tempo. O espectro obtido é análogo a potência de uma Transformada de Fourier do sinal.

Neste trabalho, os cálculos e gráficos da WL foram obtidos com a biblioteca WaveletComp do R proposta por Rösch e Schmidbauer (2014).

A decomposição de escalas convectivas e de mesoescala pode ser realizada tanto:

- para o espaço físico (e.g., que considera as perturbações dos fluxos de massa em tempestades, pela aplicação da aproximação de Boussinesq e da média de Reynolds), quanto
- para o espaço de escala (e.g., frequência no caso de séries temporais ou número de onda para distribuições espaciais) da transformada de ondeleta, realizando-se a separação das escalas em baixas e altas frequências (ou baixos e altos números de onda), seguida por recomposição do campo espaço-temporal pela transformada inversa de ondeleta (YANO; MONCRIEFF; WU, 2001).

Na análise de sistemas meteorológicos em mesoescala, como tempestades convectivas e sistemas convectivos de mesoescala, a compreensão dos fluxos cinemáticos é essencial para elucidar os processos físicos subjacentes e melhorar a previsão do tempo. Uma ferramenta

fundamental para essa análise é a covariância entre duas variáveis meteorológicas relevantes, como velocidade do escoamento e temperatura. A covariância é uma medida estatística que indica como duas variáveis variam juntas ao longo do tempo e do espaço.

Na mesoescala, os fluxos cinemáticos são frequentemente caracterizados pela covariância entre o velocidade e a temperatura. Essa covariância pode ser expressa matematicamente pela equação da covariância (Equação 7):

$$C_{uT}(\tau, \mathbf{x}) = \langle (u'(\mathbf{x}, t) - \bar{u}(\mathbf{x}))(T'(\mathbf{x}, t + \tau) - \bar{T}(\mathbf{x})) \rangle \quad (7)$$

onde:

- (C_{uT}) é a covariância entre o vento horizontal (u) e a temperatura (T),
- (τ) é o atraso temporal,
- (\mathbf{x}) representa a posição espacial,
- (u') e (T') são as flutuações turbulentas do vento e da temperatura, respectivamente,
- (\bar{u}) e (\bar{T}) são os valores médios do vento e da temperatura, e
- $(\langle \cdot \rangle)$ denota o operador de média temporal.

A covariância entre o velocidade e a temperatura fornece informações sobre a interação dinâmica entre essas duas variáveis e é crucial para entender a estrutura e a evolução dos sistemas meteorológicos em mesoescala. Por exemplo, áreas de forte covariância positiva indicam uma associação entre ventos fortes e temperaturas altas, enquanto áreas de covariância negativa indicam uma associação entre ventos fortes e perturbações de temperaturas baixas (em relação à média de mesoescala). Essas informações são essenciais para identificar padrões de fluxo atmosférico e para entender os mecanismos de desenvolvimento e evolução dos sistemas meteorológicos em mesoescala. Além disso, a transformada de ondeleta cruzada é uma ferramenta poderosa para analisar a relação entre duas séries temporais, como a covariância entre duas variáveis meteorológicas. Através da transformada de ondeleta cruzada, é possível decompor a covariância em diferentes escalas de frequência e identificar padrões de interação em diferentes intervalos de tempo e espaço. Isso permite uma análise mais detalhada e uma compreensão mais profunda dos processos físicos que governam os fluxos cinemáticos em mesoescala, contribuindo assim para o avanço no campo do desenvolvimento de tempestades e sua previsão para as próximas horas (i.e., nowcasting).

A transformada de ondeleta é uma ferramenta matemática empregada para analisar sinais complexos no domínio do tempo e da frequência. Quando aplicada a um escoamento atmosférico, a transformada de ondeleta permite decompor o sinal em diferentes escalas de tempo e frequência, revelando assim as características espaço-temporais de fenômenos transientes.

A transformada de ondeleta de um fluxo atmosférico em mesoescala opera de maneira semelhante à transformada de Fourier, mas com a vantagem de fornecer informações não apenas sobre a frequência, mas também sobre a localização no tempo. Isso significa que a transformada de ondeleta pode capturar eventos transitórios e variações abruptas, o que a torna especialmente adequada para analisar fenômenos meteorológicos dinâmicos e complexos, como sistemas convectivos, tempestades e frentes atmosféricas.

Na prática, a transformada de ondeleta de um fluxo atmosférico em mesoescala envolve a convolução do sinal original com uma função de ondeleta, que é uma função matemática localizada no tempo e na frequência. Essa função de ondeleta é então deslocada e escalada ao longo do tempo e da frequência para examinar diferentes componentes do sinal em diferentes escalas. O resultado é uma representação espaço-temporal do sinal original, onde as características em diferentes escalas são claramente identificadas.

Ao aplicar a transformada de ondeleta a um fluxo atmosférico em mesoescala, os meteorologistas podem identificar padrões de variabilidade em diferentes escalas de tempo e espaço, avaliar a influência de diferentes processos atmosféricos e entender melhor a dinâmica e a evolução dos sistemas meteorológicos em mesoescala. Isso é fundamental para melhorar a previsão do tempo de muito curto prazo e compreender os impactos da variabilidade do tempo meteorológico em escalas regionais e locais (e.g., considerando a frequência e distribuição de energia em diferentes escalas temporais ao longo da série temporal).

A transformada de ondeleta contínua (*CWT* - Continuous Wavelet Transform) de um sinal ($f(t)$) em relação a uma função de ondeleta ($\psi(t)$) é definida pela integral $W_f(a,b)$ contínua (Equação 8):

$$W_f(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot \psi^*\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (8)$$

onde:

- (a) é o parâmetro de escala, controlando o redimensionamento da função de ondeleta no

domínio do tempo (escalamento),

- (b) é o parâmetro de deslocamento (translação) da função de ondeleta,
- (ψ^*) é o conjugado complexo da função de ondeleta.

A transformada de ondeleta discreta (DWT - Discrete Wavelet Transform) é obtida por meio de uma discretização do sinal no tempo e da escala, resultando em coeficientes de ondeleta em uma grade de tempo e escala.

A covariância de duas variáveis meteorológicas, como vento (u) e temperatura (T), pode ser definida como (Equação 9):

$$C_{uT}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})(T_{i+\tau} - \bar{T}) \quad (9)$$

- (N) é o número total de amostras,
- (u_i) e (T_i) são as amostras das séries temporais de vento e temperatura, respectivamente,
- (τ) é o deslocamento temporal (lag),
- (\bar{u}) e (\bar{T}) são as médias das séries temporais de vento e temperatura, respectivamente.

Essas equações são a base matemática para analisar fluxos atmosféricos em mesoescala usando a transformada de ondeleta e para calcular a covariância entre duas variáveis meteorológicas.

A transformada de ondeleta cruzada (XWT - Cross Wavelet Transform) de dois sinais ($u(t)$) e ($v(t)$) é definida pela convolução contínua de suas séries temporais com as funções de ondeleta ($\psi_u(t)$) e ($\psi_v(t)$), respectivamente. A expressão matemática da transformada de ondeleta cruzada é dada pela Equação 10:

$$W_{u,v}(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t) \cdot v^*(t) \cdot \psi_u^*\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot \psi_v\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (10)$$

onde:

- (a) é o parâmetro de escala,
- (b) é o parâmetro de deslocamento,
- $(u(t))$ e $(v(t))$ são as séries temporais dos dois sinais a serem analisados,

- $(\psi_u(t))$ e $(\psi_v(t))$ são as funções de ondeleta correspondentes aos sinais $(u(t))$ e $(v(t))$,
- $(v^*(t))$ denota o complexo conjugado de $(v(t))$.

Essa transformada permite analisar a relação entre duas séries temporais em diferentes escalas de tempo e localizações temporais, destacando onde e quando as duas séries apresentam variações semelhantes ou diferentes.

A transformada de ondeleta cruzada (XWT) combina as transformadas de ondeleta individuais de duas variáveis para analisar sua relação conjunta em termos de frequência e tempo. Se $(W_u(a,b))$ é a transformada de ondeleta da primeira variável $(u(t))$ e $(W_v(a,b))$ é a transformada de ondeleta da segunda variável $(v(t))$, então a transformada de ondeleta cruzada pode ser expressa como (Equação 11):

$$W_{u,v}(a,b) = W_u(a,b) \cdot W_v^*(a,b) \quad (11)$$

onde:

- (a) é o parâmetro de escala,
- (b) é o parâmetro de deslocamento,
- $(W_u(a,b))$ é a transformada de ondeleta da primeira variável $(u(t))$,
- $(W_v(a,b))$ é a transformada de ondeleta da segunda variável $(v(t))$,
- $(W_v^*(a,b))$ denota o complexo conjugado da transformada de ondeleta da segunda variável.

Essa formulação permite examinar como as características de escala das duas variáveis estão relacionadas em diferentes localizações temporais e frequências.

A transformada de ondeleta cruzada (XWT) está relacionada à transformada de ondeleta da covariância de duas variáveis através da seguinte relação (Equação 12):

$$XWT(a,b) = \frac{ICO(a,b)}{\sqrt{POW_u(a,b) \cdot POW_v(a,b)}} \quad (12)$$

onde:

- $XWT(a,b)$ é a transformada de ondeleta cruzada de duas variáveis (u) e (v) na escala (a) e no deslocamento (b) .

- $ICO(a,b)$ é o *Índice de Coerência de Ondeletas* (também chamado *Índice de Co-localização*) representando a covariância normalizada entre as duas séries temporais na escala (a) e no deslocamento (b) .
- $POW_u(a,b)$ é a densidade espectral de potência da variável (u) na escala (a) e no deslocamento (b) .
- $POW_v(a,b)$ é a densidade espectral de potência da variável (v) na escala (a) e no deslocamento (b) .

Essa relação mostra como a transformada de ondeleta cruzada está relacionada à covariância normalizada das duas variáveis, considerando também as densidades espectrais de potência individuais das variáveis em questão. Isso permite analisar a co-variação entre as variáveis em diferentes escalas temporais e localizações espaciais.

Em termos do fluxo de mesoescala (cinemático), a transformada de ondeleta cruzada (XWT) de duas variáveis, como a velocidade (W) e a temperatura do ar (T) , por exemplo, pode ser expressa da seguinte forma (Equação 13):

$$XWT(a,b) = \frac{ICO(a,b)}{\sqrt{POW_W(a,b) \cdot POW_T(a,b)}} \quad (13)$$

onde:

- $XWT(a,b)$ é a transformada de ondeleta cruzada do fluxo de mesoescala entre as variáveis velocidade do ar (W) e temperatura do ar (T) na escala (a) e no deslocamento (b) .
- $ICO(a,b)$ é o *Índice de Coerência de Ondeletas*, representando a covariância normalizada entre as séries temporais de vento e temperatura na escala (a) e no deslocamento (b) .
- $POW_W(a,b)$ é a densidade espectral de potência da velocidade do escoamento (W) na escala (a) e no deslocamento (b) .
- $POW_T(a,b)$ é a densidade espectral de potência da temperatura do ar (T) na escala (a) e no deslocamento (b) .

Essa formulação permite analisar a relação entre a velocidade do escoamento e a temperatura do ar em diferentes escalas temporais e localizações espaciais, fornecendo conhecimentos sobre a dinâmica do fluxo de mesoescala na atmosfera. Para demais variáveis

escalares do escoamento atmosférico, faz-se de forma análoga.

O *Índice de Coerência de Ondeletas* (ICO) entre duas séries de dados (a) e (b) é calculado da seguinte maneira:

1. Primeiro, é calculada a transformada de ondeleta contínua de cada série de dados.
2. Em seguida, o produto complexo das transformadas de ondeleta das duas séries é calculado em cada escala e posição no tempo.
3. O índice ICO é então calculado como a média dos produtos complexos em cada escala e posição no tempo.
4. Matematicamente, o ICO é dado pela seguinte expressão (Equação 14):

$$ICO(a,b) = \frac{1}{N} \sum_j \sum_k W_a(j,k) \cdot \overline{W_b(j,k)} \quad (14)$$

onde:

- $(W_a(j,k))$ é o coeficiente de ondeleta da série (a) na escala (j) e na posição (k) no tempo,
- $(\overline{W_b(j,k)})$ é o conjugado complexo do coeficiente de ondeleta da série (b) na escala (j) e na posição (k) no tempo,
- (N) é o número total de pontos na série de dados.

O Índice de Coerência de Ondeletas (ICO) é útil para interpretar a relação de fase entre duas séries de dados em diferentes escalas de tempo. Quanto mais próximo o ICO estiver de 1 ou -1, mais forte é a relação de fase entre as duas séries de dados.

O complexo conjugado de uma função complexa é uma operação que envolve alterar o sinal da parte imaginária da função. Se tivermos uma função complexa $(f(z))$, onde (z) é um número complexo, o complexo conjugado de $(f(z))$, denotado por $(\overline{f(z)})$, é obtido substituindo (i) por $(-i)$ em todas as partes imaginárias da função.

Matematicamente, se $(f(z) = u(z) + iv(z))$, onde $(u(z))$ é a parte real e $(v(z))$ é a parte

imaginária da função $(f(z))$, então o complexo conjugado $(\overline{f(z)})$ é dado por $(u(z)-iv(z))$. Por exemplo, se $(f(z)=3+2i)$, então o complexo conjugado de $(f(z))$, denotado por $(\overline{f(z)})$, seria $(3-2i)$. Esta operação é útil em várias áreas da matemática, como na análise complexa e em engenharia, especialmente em problemas relacionados com números complexos e funções complexas.

2.6 Fluxos Cinemáticos de Calor e Umidade

Para compreender melhor os padrões de precipitação, calculamos os fluxos cinemáticos de calor e umidade de mesoescala. Isso envolveu a transformação dos fluxos cinemáticos em fluxos de calor e umidade, permitindo analisar suas contribuições para a intensidade e distribuição da precipitação. A relação entre esses fluxos e as transformadas de ondeleta das covariâncias é dada pelas seguintes equações:

Fluxos de Calor: O fluxo cinemático de calor (ϕ_H) está relacionado à transformada de ondeleta da covariância entre anomalias de temperatura (T) e componentes horizontais do vento (u) e (v) (Equação 15):

$$\phi_H(t, f) = -WT_{T,u}(t, f) - WT_{T,v}(t, f) \quad (15)$$

onde $(T(t))$ é o campo de temperatura no tempo (t) e frequência (f) , e (u) e (v) são os componentes do vetor do vento. A transformada de ondeleta (WT) da covariância entre temperatura e componentes do vento é dada por (Equação 16):

$$-WT_{T,u}(t, f) \text{ e } -WT_{T,v}(t, f) \quad (16)$$

Fluxos de Umidade: O fluxo cinemático de umidade (ϕ_q) está relacionado à transformada de ondeleta da covariância entre anomalias de umidade (q) e componentes horizontais do vento (u) e (v) (Equação 17):

$$\phi_q(t, f) = -WT_{q,u}(t, f) - WT_{q,v}(t, f) \quad (17)$$

onde $(q(t))$ é o campo de umidade no tempo (t) e frequência (f) . A transformada de ondeleta (WT) da covariância entre umidade e componentes do vento é dada por (Equação 18):

$$-WT_{q,u}(t,f) \text{ e } -WT_{q,v}(t,f) \quad (18)$$

Analisando essas transformadas de ondeleta, obtemos percepções sobre os processos de mesoescala que dirigem os padrões de precipitação, particularmente a influência das dinâmicas de calor e umidade na distribuição espacial e temporal da precipitação.

Em resumo, a relação entre os fluxos de calor e umidade e suas transformadas de ondeleta cruzadas pode ser expressa como (Equação 19):

$$\begin{aligned} \phi_H &= -[WT_{T,u}(t,f) + WT_{T,v}(t,f)] \\ \phi_q &= -[WT_{q,u}(t,f) + WT_{q,v}(t,f)] \end{aligned} \quad (19)$$

Essas equações ajudam a entender como as flutuações na temperatura e umidade se relacionam com os fluxos de calor e umidade, respectivamente, através de diferentes escalas e períodos de tempo.

3 Resultados

3.1 Análise dos fluxos sinóticos

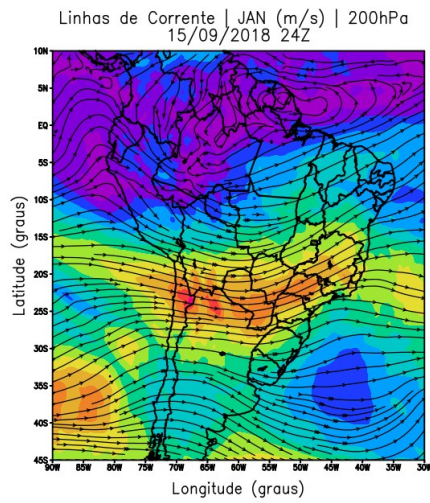
A Figura 3 apresenta o campo de linhas de corrente e a velocidade do vento (em m s^{-1}) no nível de pressão de 200 hPa, para os casos de tempestade ocorridos nos dias 15/09/2018, 10/06/2019, 19/09/2020 e 09/03/2021, às 24:00 (UTC). Diversas configurações do escoamento na alta troposfera podem ser associadas à ocorrência das tempestades sobre o Altiplano Central do Peru.

Nota-se o escoamento anticiclônico intenso da Alta da Bolívia mostrado na Figura 3 D sobre o Altiplano Central do Peru. Isso se dá em associação à posição do Jato de Altos Níveis, passando pela região da crista geopotencial (i.e., não pelo cavado). Um escoamento de curvatura anticiclônico aberta mostra-se presente também na Fig. 3 A. Os demais casos (Figura 3 B e Figura 3 C) apresentam escoamento ciclônico fracos devido a *presença de cavado afastado a leste*, onde se posiciona o jato de altos níveis.

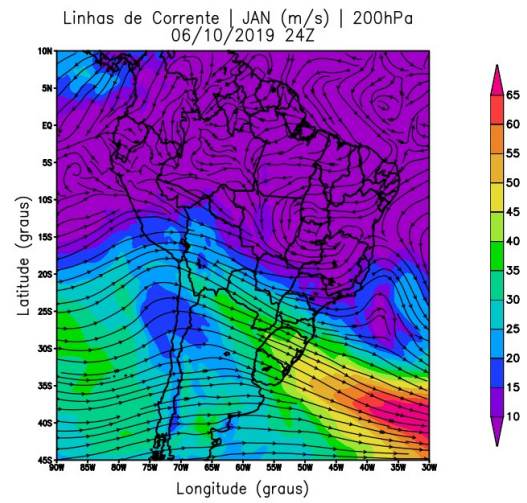
Áreas de convergência e divergência do escoamento em 200 hPa mostram-se alinhadas em um padrão ondulado sobre o Altiplano Central do Peru (Figura 4 A e Figura 4 B). Em associação na baixa troposfera sobre o Altiplano ocorrem áreas bem definidas de convergência alinhadas de SE-NW (Figura 4). Essas áreas de convergência do campo de vento também são evidentes pelo encontro das linhas de corrente em 700 hPa.

No nível de 700 hPa, as linhas de corrente de N e NE estão associadas à Monção Amazônica enquanto as linhas de corrente de S e SW estão associadas ao escoamento anticiclônico do Centro de Alta Pressão do Pacífico Leste (Figs. 4 A e 4 B). Nos outros casos, as áreas de convergência sobre o Altiplano estão associada ao enfraquecimento dos escoamentos ou da Monção Amazônica ou do Centro de Alta Pressão do Pacífico Leste, e não propriamente por convergência direta de escoamentos opostos (Figura 4 C e Figura 4 D).

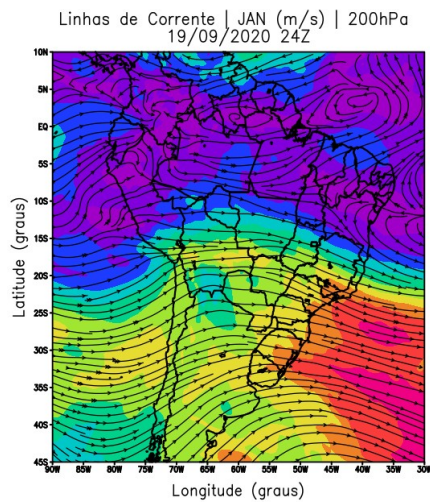
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

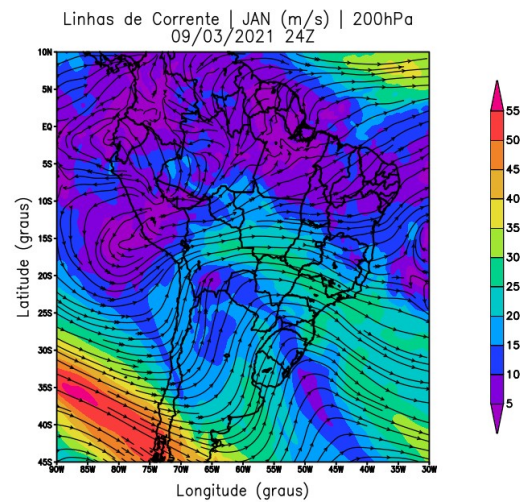
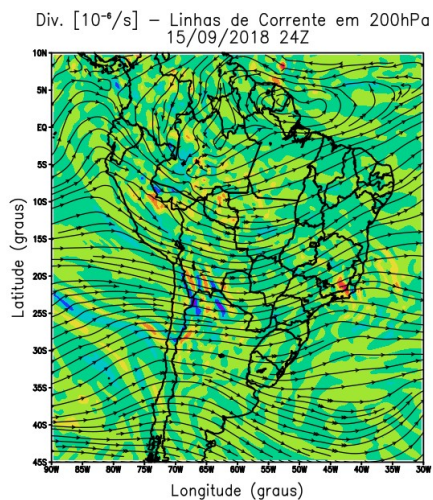
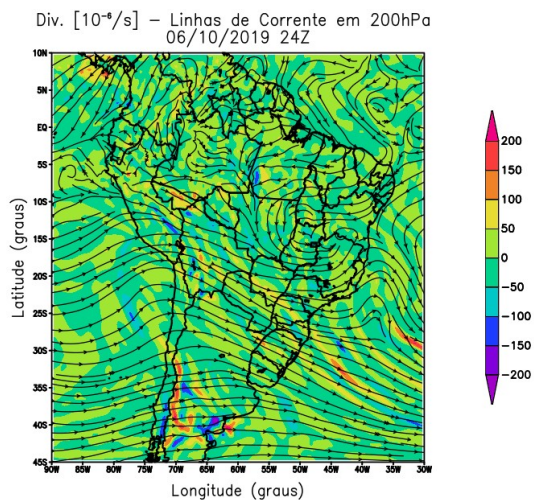


Figura 3: Linhas de corrente e velocidade do vento ($m s^{-1}$) (escala de cores) em 200 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

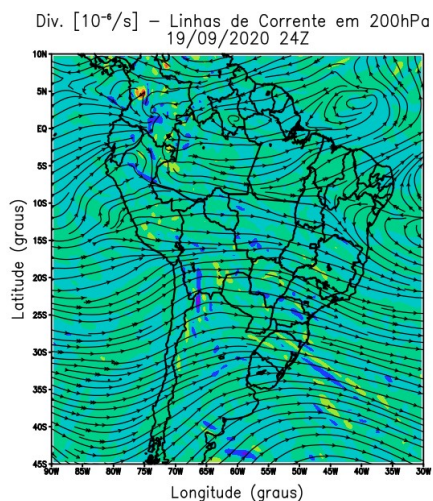
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

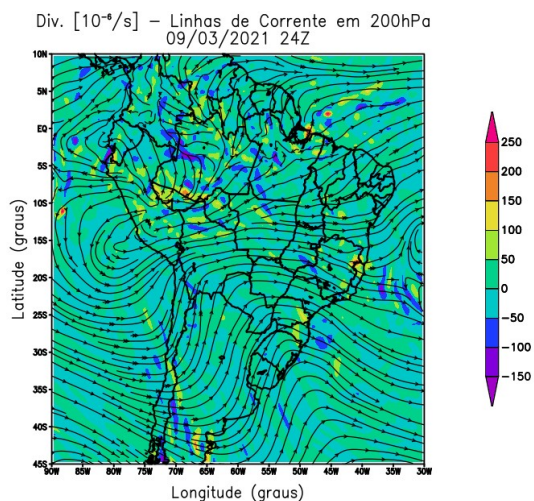
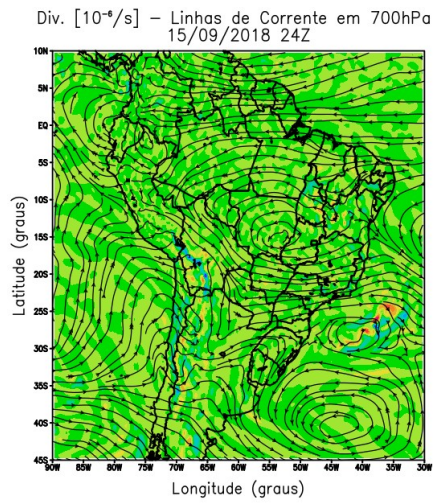
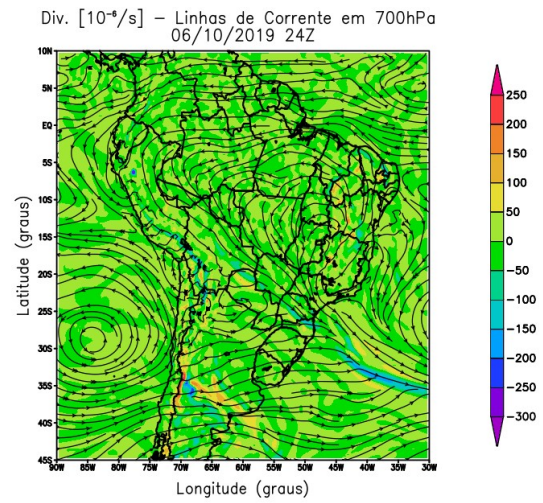


Figura 4: Linhas de corrente e divergência (escala de cores) ($10^{-4} s^{-1}$) em 200 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

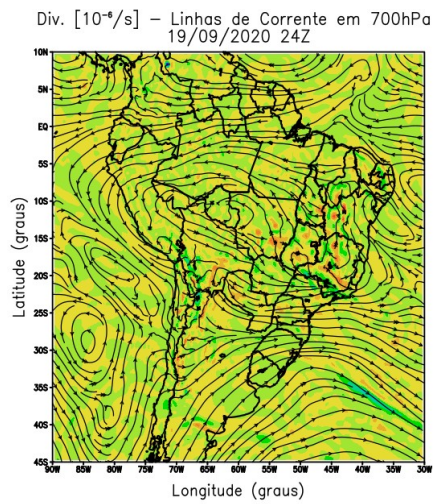
A 15/09/2018



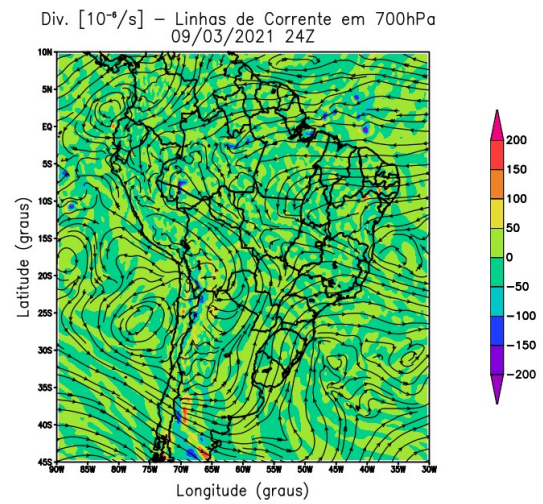
B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021



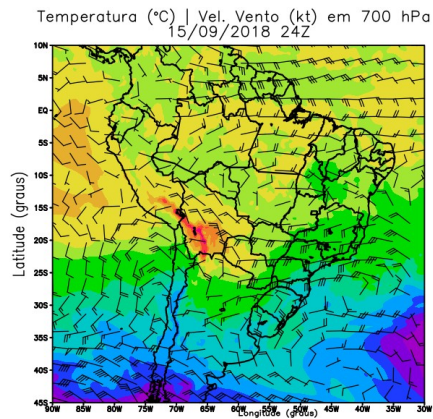
*Figura 5: Linhas de corrente e divergência (escala de cores) ($10^{-4} s^{-1}$) em 700 hPa, às 24:00 (UTC).
Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.*

Áreas relativamente quentes estavam presentes em 700 hPa sobre o Altiplano Central Sul do Perú durante os eventos de tempestades analisados (Figura 6). *Logo, não apenas a convergência em 700 hPa levou a formação das tempestades observadas mas também valores relativamente altos da temperatura superficial estavam presentes definindo as condições para o desenvolvimento convectivo das tempestades.*

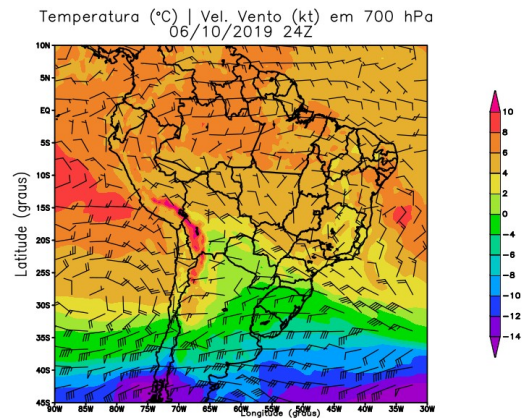
As linhas de corrente observadas no nível de 700 hPa estão associadas às trajetórias que advectam umidade para a área de formação das tempestades (Figura 7). *Parcelas de ar com valores de umidade específica da ordem de 12 g kg^{-1} (i.e., valor considerado elevado para o nível de pressão de 700 hPa) foram transportadas neste nível desde a Amazônia Peruana até o Altiplano Central Sul do Peru, onde as tempestades se desenvolveram (Figs. 7 A, B e C), por escoamento de N, NE e NW (dada a canalização do escoamento pela topografia dos vales sobre o Altiplano Peruano). No caso da Fig. 7 D, o escoamento apresentava componente E e SE.*

A Figura 8 mostra a distribuição da advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C s}^{-1}$) [média da camada entre 1000 e 500 hPa] e a altura geopotencial (m) em 500 hPa (isotermas), às 24:00 h (UTC) nos casos de tempestade dos dias: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021. Observa-se tendência de advecção quente a leste dos cavados, principalmente em latitudes médias. Sobre o Peru, em geral, os ventos em escala sinótica são pouco intensos, o que resulta em advecção térmica de características locais, condicionada pela distribuição topográfica, escoamento da Monção Amazônica por leste e da brisa marítima à oeste. *A penetração da brisa marítima no Altiplano Central define uma área de advecção térmica positiva na forma de uma faixa alongada paralela a linha da costa, às 19:00 LT, nos casos A, B e C. No caso D, o escoamento sinótico é de leste (anticiclônico) na baixa troposfera, em oposição ao escoamento da brisa marítima. Logo, a chegada da frente de brisa marítima tem um papel relevante para a convergência do escoamento e disparo de tempestades intensas sobre o Altiplano Central Sul do Peru, particularmente quando o escoamento de oeste da brisa marítima se contrapõe ao escoamento de leste da Monção Amazônica.*

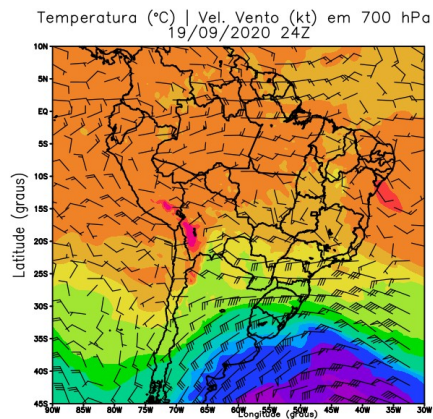
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

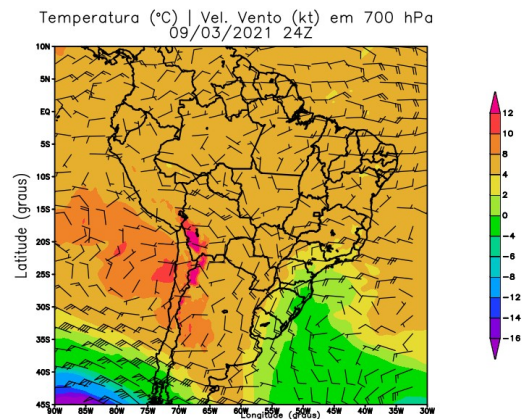
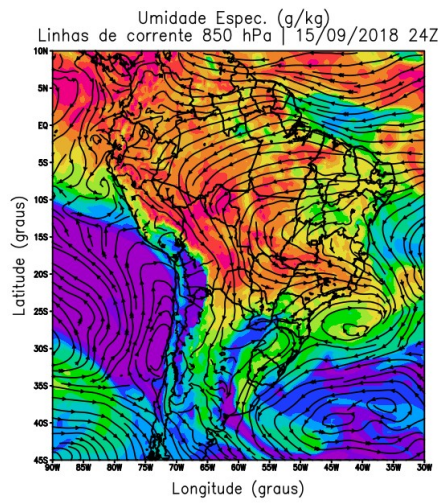
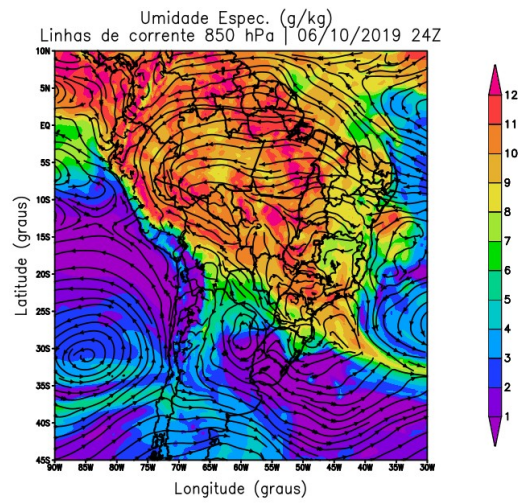


Figura 6: Temperatura (escala de cores) (em °C) e vento (barbelas) (em kt [nós]) no nível de 700 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

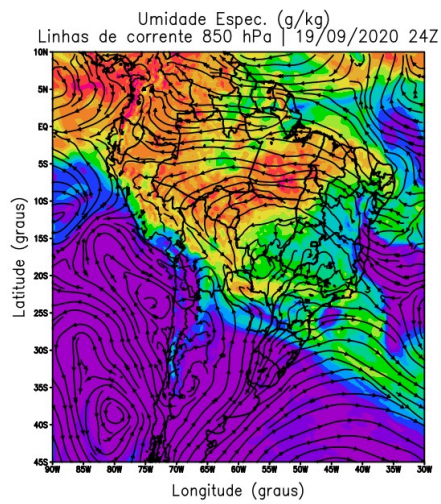
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

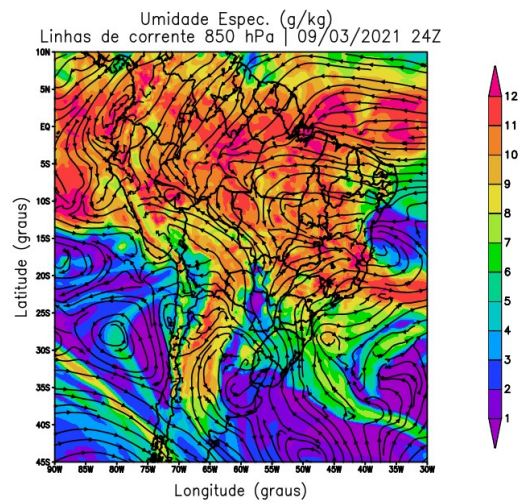
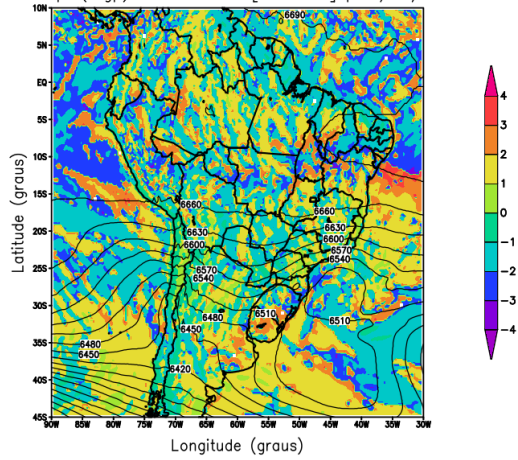


Figura 7: Linhas de corrente e umidade específica (escala de cores) ($g\ kg^{-1}$) no nível de 850 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

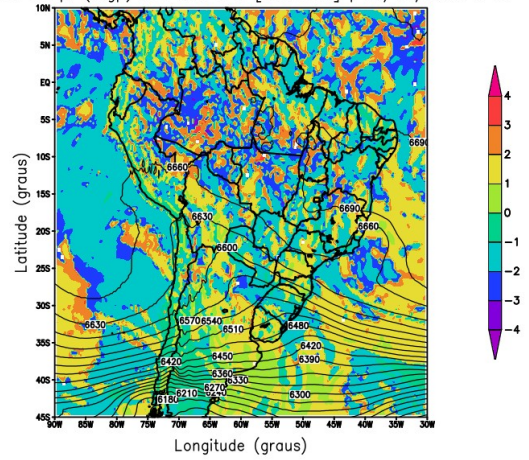
A 15/09/2018

Sign*log10{abs.[Adv. Med. Temperatura 1000–500 hPa (10^{-3} °C/s)]}
Altura Geop. (m) em 500 hPa [contorno] | 15/09/2018 24Z



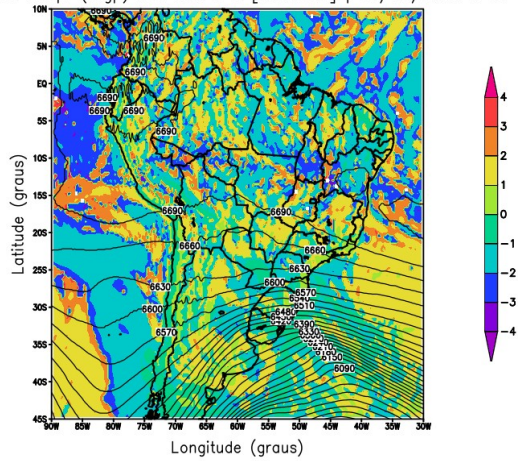
B 06/10/2019

Sign*log10{abs.[Adv. Med. Temperatura 1000–500 hPa (10^{-3} °C/s)]}
Altura Geop. (m) em 500 hPa [contorno] | 06/10/2019 24Z



C 19/09/2020

Sign*log10{abs.[Adv. Med. Temperatura 1000–500 hPa (10^{-3} °C/s)]}
Altura Geop. (m) em 500 hPa [contorno] | 19/09/2020 24Z



D 09/03/2021

Sign*log10{abs.[Adv. Med. Temperatura 1000–500 hPa (10^{-3} °C/s)]}
Altura Geop. (m) em 500 hPa [contorno] | 09/03/2021 24Z

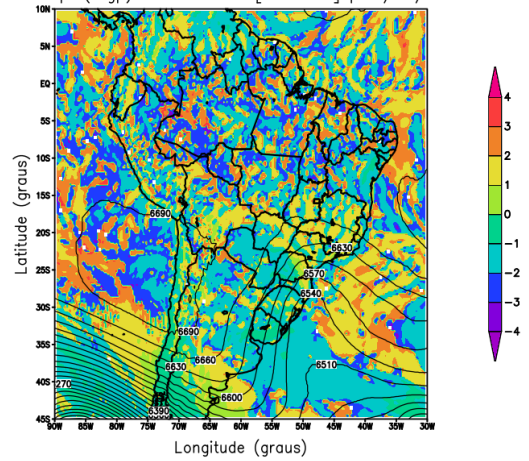


Figura 8: Advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C s}^{-1}$) [média da camada entre 1000 e 500 hPa] (escala de cores) e altura geopotencial (m) em 500 hPa, às 24:00 h (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

Os campos de advecção de umidade específica do vapor de água e da composição de água líquida e gelo médios na baixa troposfera (i.e., 1000 – 500 hPa) são mostrados nas Figuras 9 e 10, respectivamente. *A advecção de umidade específica do vapor de água média define faixas corrugadas (alternando sinais positivos e negativos) sobre o Altiplano peruano, que provavelmente estão associadas a formação e propagação de ondas de gravidade (GW) desde a Amazônia ocidental (Fig. 9).* Flores Rojas et al. (2019), usando campos simulados pelo modelo ARPS (*Advanced Regional Prediction System*) (DROEGEMEIER, 2003), usando condição de contorno do modelo GFS (*Global Forecast System*) (KANAMITSU, 1989), mostrou que as tempestades se formam sobre o Altiplano quando o campo de movimento vertical se apresenta estruturado pela propagação para oeste de GW, desde sua formação em agrupamentos convectivos na Amazonia ocidental.

A convecção amazônica é frequentemente observada em imagens de satélite como padrões característicos de linhas de instabilidade, intercaladas por áreas de subsidência em mesoescala. Essas linhas estão orientadas de maneira consistente com a propagação retrógrada de ondas de Rossby (ou seja, em direção ao oeste), além de estarem associadas à dinâmica de ondas gravito-inerciais e ondas de Kelvin (PEREIRA FILHO et al., 2015; ANGULO; PEREIRA FILHO, 2019).

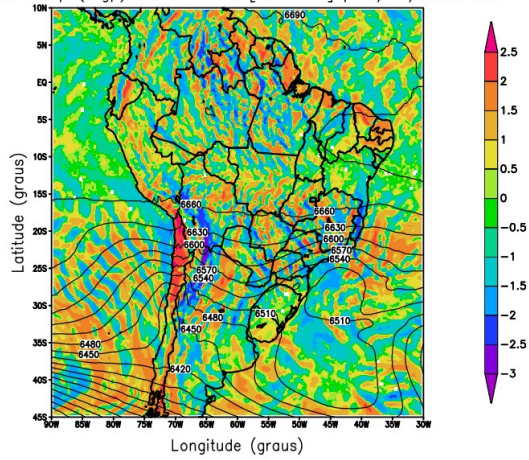
A Figura 10 mostra a *presença de água líquida e gelo nas nuvens sobre o Altiplano Peruano Central, condizentes com convecção profunda e desenvolvimento de cristais de gelo na nuvem de estrutura fria* das tempestades analisadas.

A continuidade da distribuição espacial do campo de água líquida e gelo sobre o Altiplano Peruano Central e Amazônia Peruana *depende da posição relativa do cavado de níveis médios da troposfera* (Fig. 10).

O caso de tempestade mostrado na Figura 10 C também indica que *descontinuidades da presença de água líquida e gelo entre o Altiplano Peruano Central Sul e a Amazônia boliviana a leste ocorre com o afastamento do cavado para leste*. Por outro lado, *a presença da Alta da Bolívia ao Sul do Altiplano implica que a continuidade do campo de água líquida e gelo ocorre mais a norte, pela Amazônia ocidental* (i.e, neste caso, o cavado ocorre ainda mais deslocado à leste, podendo ser localizado sobre o litoral da Região Sul do Brasil, em deslocamento para o litoral da Região Sudeste). Neste caso, o posicionamento do cavado no litoral Sul e Sudeste brasileiro permite o estabelecimento da Alta da Bolívia ou de uma crista de alta pressão à oeste.

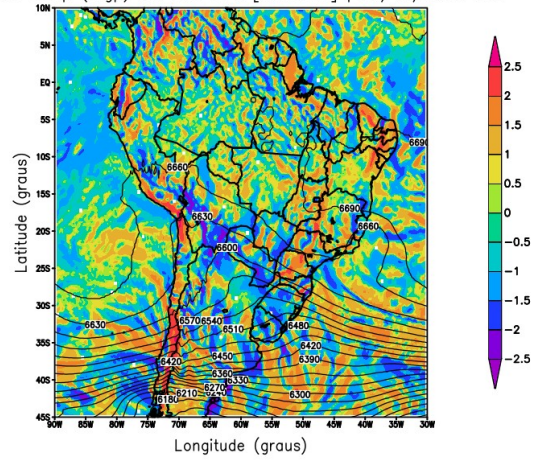
A 15/09/2018

Sign*log10{abs.[Adv. Med. Umidade Espec 1000–500hPa (10^{-6} kg/(kg.s))]}
Altura Geop (m) em 500 hPa [contorno] | 15/09/2018 24Z



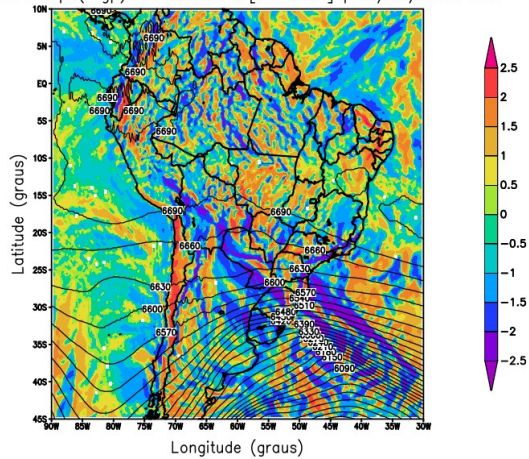
B 06/10/2019

Sign*log10{abs.[Adv. Med. Umidade Espec 1000–500hPa (10^{-6} kg/(kg.s))]}
Altura Geop (m) em 500 hPa [contorno] | 06/10/2019 24Z



C 19/09/2020

Sign*log10{abs.[Adv. Med. Umidade Espec 1000–500hPa (10^{-6} kg/(kg.s))]}
Altura Geop (m) em 500 hPa [contorno] | 19/09/2020 24Z



D 09/03/2021

Sign*log10{abs.[Adv. Med. Umidade Espec 1000–500hPa (10^{-6} kg/(kg.s))]}
Altura Geop (m) em 500 hPa [contorno] | 09/03/2021 24Z

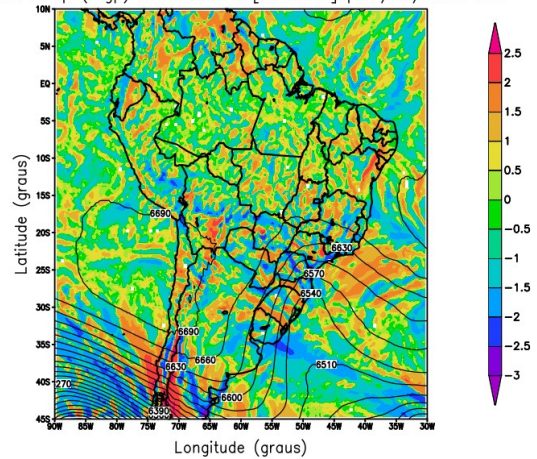
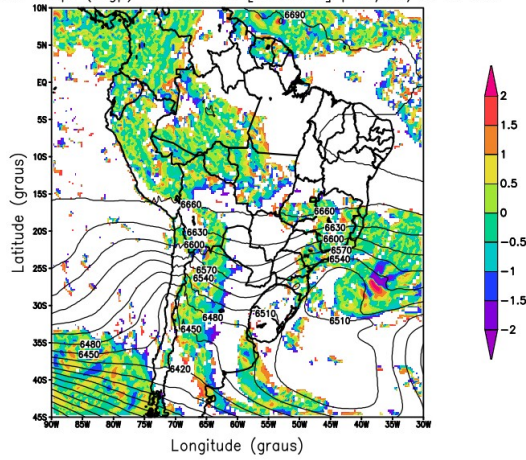


Figura 9: Advecção de umidade específica ($g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) [média da camada entre 1000 e 500 hPa] (escala de cores) e altura geopotencial (m) no nível de 500 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

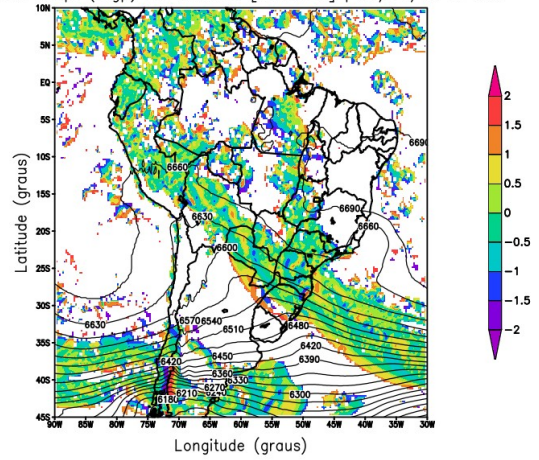
A 15/09/2018

Sign*log10{abs.[Adv. Med. (qw+qi) 1000–500 hPa (10^{-6} kg/(kg.s))]}
Altura Geop. (m) em 500hPa [contorno] | 15/09/2018 24Z



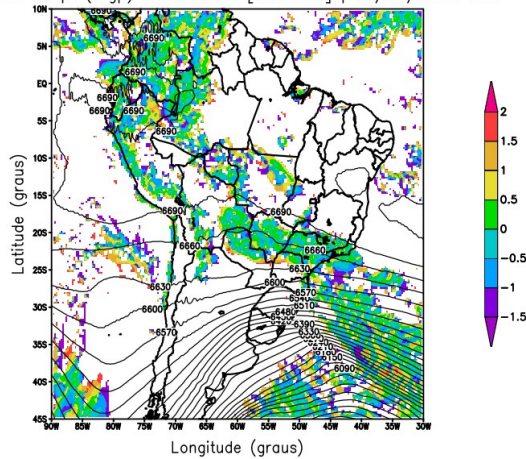
B 06/10/2019

Sign*log10{abs.[Adv. Med. (qw+qi) 1000–500 hPa (10^{-6} kg/(kg.s))]}
Altura Geop. (m) em 500hPa [contorno] | 06/10/2019 24Z



C 19/09/2020

Sign*log10{abs.[Adv. Med. (qw+qi) 1000–500 hPa (10^{-6} kg/(kg.s))]}
Altura Geop. (m) em 500hPa [contorno] | 19/09/2020 24Z



D 09/03/2021

Sign*log10{abs.[Adv. Med. (qw+qi) 1000–500 hPa (10^{-6} kg/(kg.s))]}
Altura Geop. (m) em 500hPa [contorno] | 09/03/2021 24Z

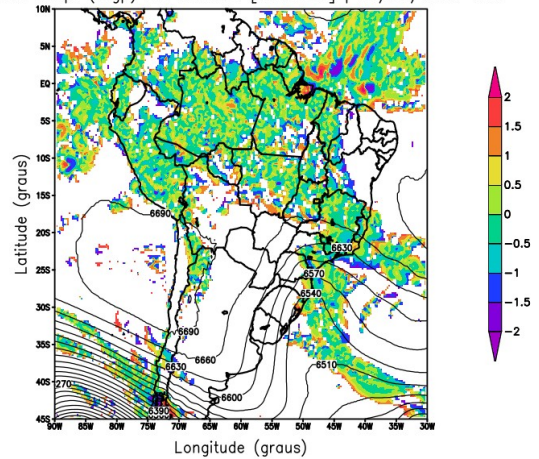


Figura 10: Advecção de umidade específica conjunta da água líquida e gelo ($g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) [média da camada entre 1000 e 500 hPa] (escala de cores) e altura geopotencial (m) no nível de 500 hPa, às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

A conhecida Teoria de Sutcliffe, desenvolvida inicialmente por R.C. Sutcliffe (1947), é uma abordagem fundamental na meteorologia dinâmica para compreender os processos associados à formação e intensificação de ciclones, especialmente em latitudes médias. Essa teoria está centrada na análise da variação do vento geostrófico em relação às isolinhas de espessura em diferentes camadas da atmosfera, proporcionando uma explicação física para o desenvolvimento de áreas de baixa pressão (ciclogênese). De acordo com Sutcliffe, a ciclogênese é fortemente influenciada pela advecção de espessura, que está relacionada à variação horizontal do movimento vertical no nível médio da atmosfera. Em termos práticos, áreas de advecção de espessura quente (vento geostrófico cruzando isolinhas de espessura de forma a transportar ar mais quente) estão associadas a movimentos ascendentes, favorecendo o desenvolvimento de sistemas ciclônicos. Por outro lado, a advecção de espessura fria tende a estar associada a movimentos descendentes.

Nas Figuras 11 e 12, a sobreposição das linhas de corrente médias aos campos de espessura nas camadas 1000–500 hPa e 500–200 hPa permite observar a interação entre o fluxo geostrófico e os gradientes térmicos verticais. Essa análise é um exemplo clássico da aplicação da Teoria de Sutcliffe, onde a distribuição e a orientação das isolinhas de espessura fornecem informações detalhadas sobre os processos dinâmicos que contribuem para a formação e intensificação de sistemas atmosféricos.

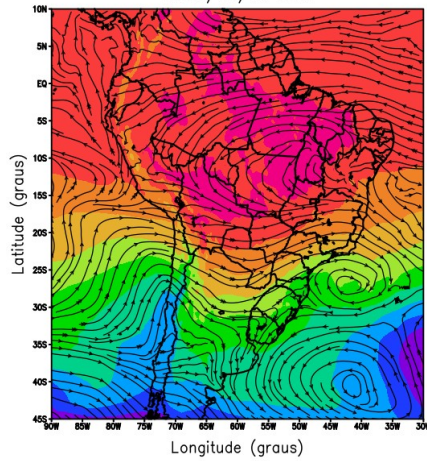
A análise dos campos mostrados na Figura 11 é feita em relação às condições de equilíbrio geostrófico da porção norte do Centro de Alta Subtropical do Pacífico Leste (Figs. 11 B, C e D). Neste caso, as linhas de corrente estão cruzando as linhas de mesma espessura (em torno da latitude/longitude: -20S, -80W). Isso pode ser associado à ageostrofia (i.e, quebra do balanço geostrófico), desde que em condições geostróficas as isolinhas de corrente média devem seguir as isolinhas de espessura (i.e., serem perpendiculares ao gradiente de espessura). *A precipitação convectiva sobre o Altiplano Peruano Central Sul pode ser uma resposta atmosférica para o retorno do balanço geostrófico do escoamento da borda norte do Centro de Alta Pressão do Pacífico Sul.* Isso pode ser considerado pelo contraste das Figs. 11 B e 11 D. O cavado no litoral Sul do Brasil é bem mais desenvolvido (i.e., com uma baixa fechada) na Fig. 11 D que no caso da Fig. 11 B.

A Figura 12 apresenta as linhas de corrente médias da camada entre 500 – 200 hPa sobrepostas ao respectivo campo de espessura. A análise da Fig. 12 permite mostrar que condições baroclínicas estavam presentes ao sul do Altiplano Peruano Central na alta troposfera, em 2 dos

casos analisados (Fig. 12 B e Fig. 12 D), enquanto condições barotrópicas estavam presentes nos casos mostrados nas Fig. 12 A e Fig. 12 C.

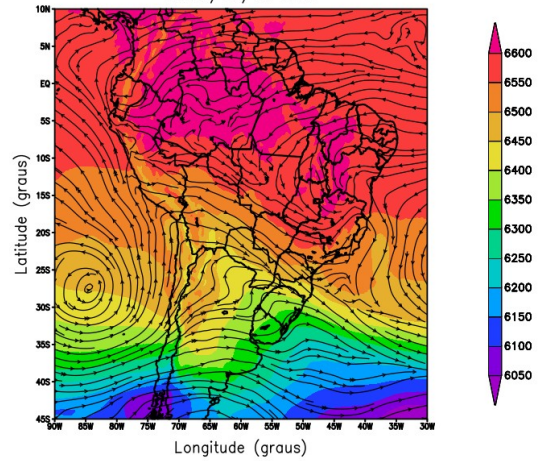
A 15/09/2018

Espessura Geop. (mcp) [1000–500hPa] e Linhas de Corrente Med.
2018/09/15 24Z



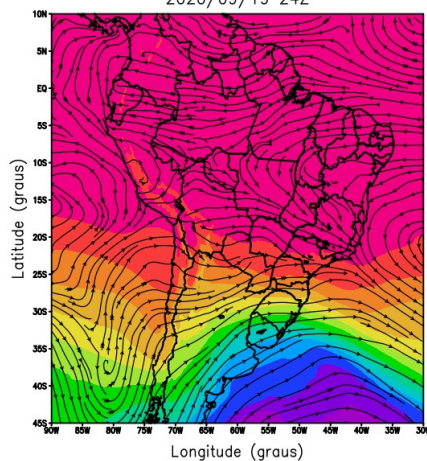
B 06/10/2019

Espessura Geop. (mcp) [1000–500hPa] e Linhas de Corrente Med.
2019/10/06 24Z



C 19/09/2020

Espessura Geop. (mcp) [1000–500hPa] e Linhas de Corrente Med.
2020/09/19 24Z



D 09/03/2021

Espessura Geop. (mcp) [1000–500hPa] e Linhas de Corrente Med.
2021/03/09 24Z

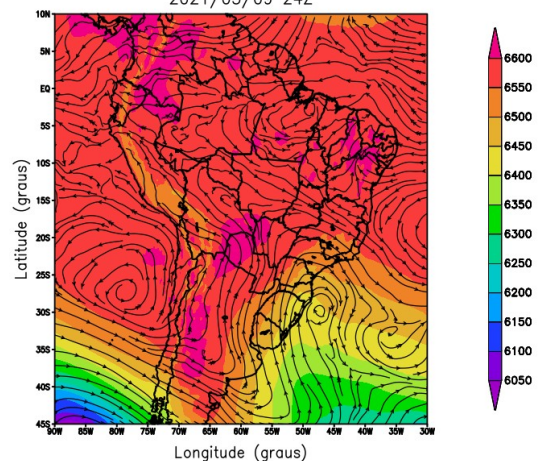
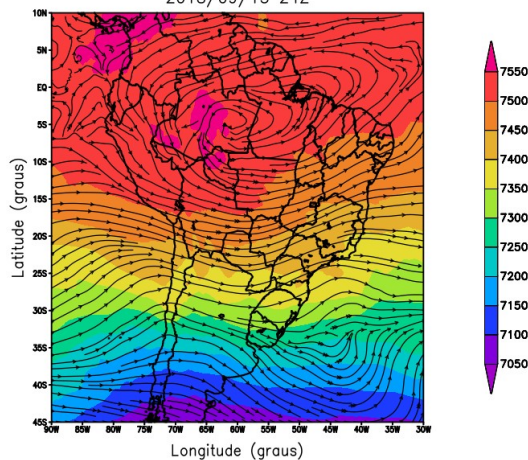


Figura 11: Espessura da camada (mcp) entre as superfícies isobáricas 1000 hPa e 500 hPa (escala de cores) e linhas de corrente [média da camada] (escala de cores), às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

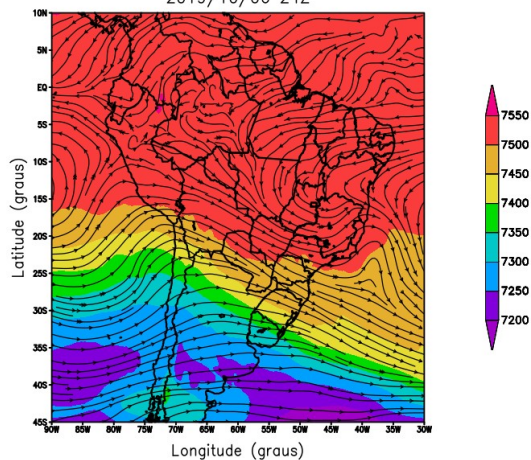
A 15/09/2018

Espessura Geop. (mgp) [500–200hPa] e Linhas de Corrente Med.
2018/09/15 24Z



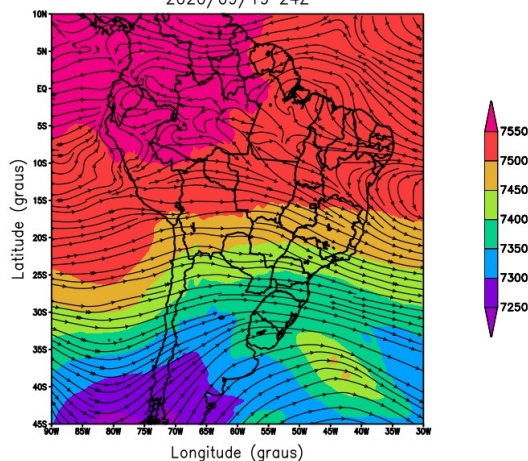
B 06/10/2019

Espessura Geop. (mgp) [500–200hPa] e Linhas de Corrente Med.
2019/10/06 24Z



C 19/09/2020

Espessura Geop. (mgp) [500–200hPa] e Linhas de Corrente Med.
2020/09/19 24Z



D 09/03/2021

Espessura Geop. (mgp) [500–200hPa] e Linhas de Corrente Med.
2021/03/09 24Z

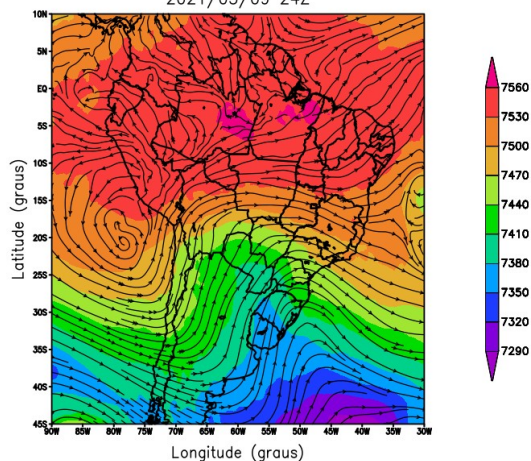


Figura 12: Espessura da camada (mgp) entre as superfícies isobáricas 200 hPa e 500 hPa (escala de cores) e linhas de corrente [média da camada], às 24:00 (UTC). Casos: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

3.2 Análise dos fluxos de mesoescala

As tempestades selecionadas para análise neste trabalho são eventos associados ao Ciclo de Convecção Diurna do Altiplano Andino peruano. *Confirma-se que não obstante as tempestades em Huancayo estejam associadas às forçantes de mesoescala (e.g., ANGULO e PEREIRA FILHO, 2019), também estão associadas às forçantes sinóticas e de grande-escala (e.g., em relação ao aumento de precipitações esperado durante El Niños).* Para tal, destaca-se a seguir o papel relevante dos fluxos de calor e umidade de mesoescala para a formação das tempestades intensas observadas em Huancayo.

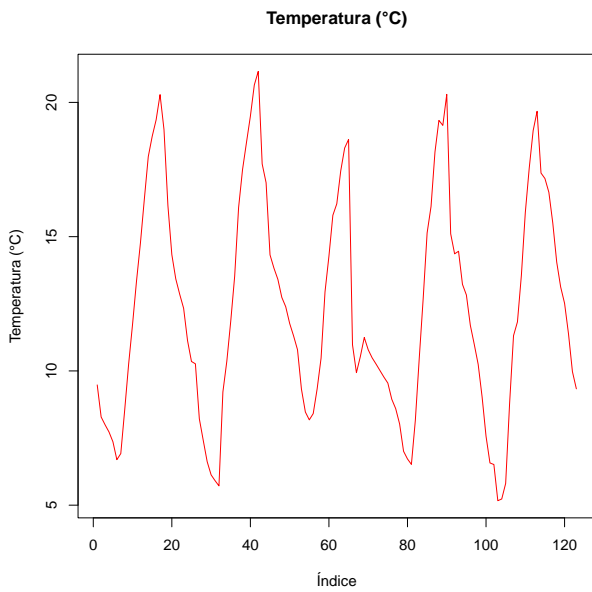
A análise do fluxos de mesoescala considerou a aplicação da transformada de ondeleta cruzada para obter a potência das ondeletas de acordo com suas escalas temporais e tempo de ocorrência. A análise das Partes Real e Imaginária da transformada de ondeleta cruzada está associada à intensidade e fase dos fluxos de mesoescala.

A evolução temporal das variáveis meteorológicas de superfície medidas no Observatório de Huancayo entre os dias 04 e 09 de Outubro de 2019 é apresentada na Figura 13. Na posição central deste período de tempo ocorreu a tempestade (i.e., aproximadamente às 19:30 LT do dia 06-10-2019). *Com a precipitação ocorre um decréscimo local da temperatura do ar, aumento da umidade específica e oscilações rápidas das componentes zonal e meridional do vento na CLS em Huancayo (Figura 13).*

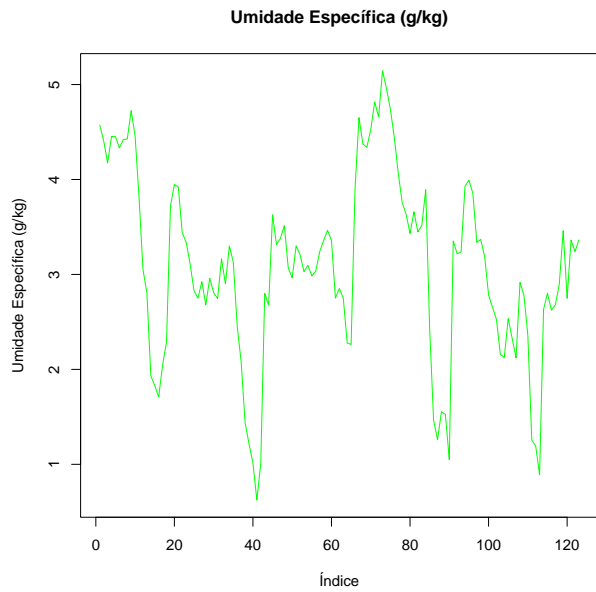
A temperatura do ar durante esse período apresenta a oscilação diurna característica do desenvolvimento da Camada Limite Superficial (CLS). A precipitação associada à tempestade resulta em uma redução da temperatura do ar de aproximadamente 10°C (Fig. 13A). Essa diminuição ocorre imediatamente após a precipitação, com abrangência local, não se refletindo em reduções significativas nos dias subsequentes. Assim, a principal componente da variação diurna da temperatura do ar em Huancayo é atribuída à oscilação térmica com um período de 24 horas, relacionada ao ciclo de aquecimento e resfriamento da superfície.

Em associação à variação da temperatura superficial, a umidade específica do ar apresenta um aumento de aproximadamente de 3 g kg⁻¹ devido à precipitação, que ocorre em associação ao secamento parcial da coluna atmosférica pela conversão de vapor de água da coluna em água líquida e gelo (Fig. 13 B).

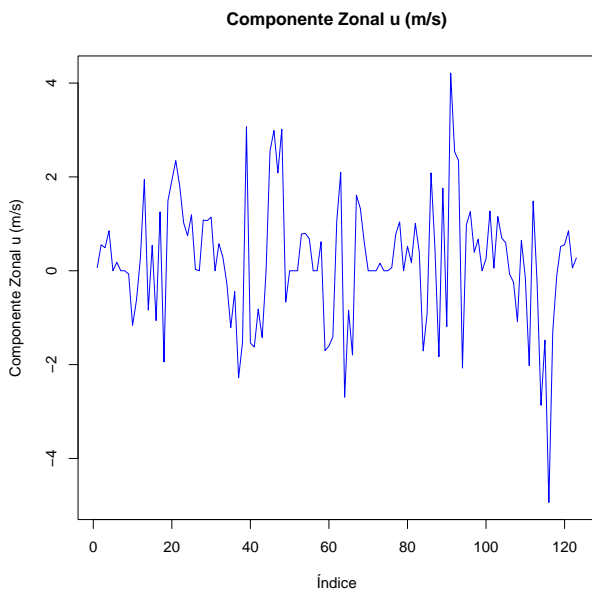
A Temperatura (°C)



B Umidade Específica (g/kg)



C Componente Zonal do Vento u (m/s)



D Componente meridional do Vento v (m/s)

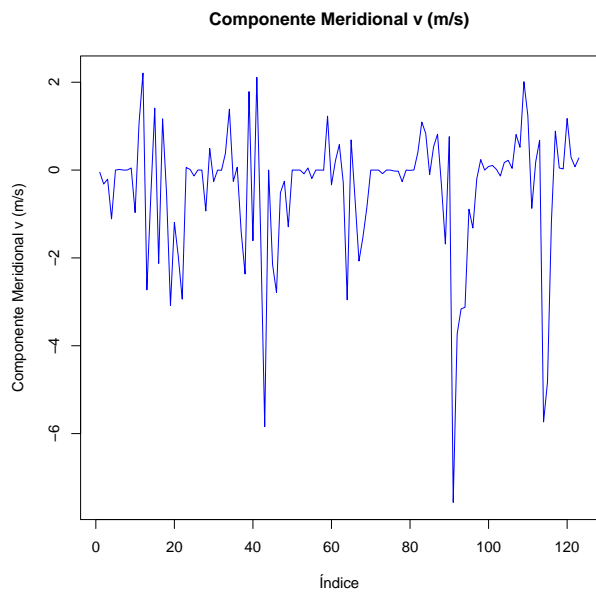


Figura 13: Evolução temporal das variáveis meteorológicas a superfície medidas no Observatório de Huancayo entre os dias 04 e 09 de Outubro de 2019, sendo mostrados: A. temperatura do ar (°C), B. umidade específica do ar (g kg⁻¹), B. componente zonal u (m s⁻¹) do vento e D. componente meridional v (m s⁻¹). O eixo x corresponde ao índice temporal (múltiplos de meia-hora). A precipitação ocorre para o índice de tempo 135 (~19:30 LT).

Oscilações das componentes do vento são observadas antecedendo e durante as tempestades precipitantes (Fig. 13 C). Nos dias antecedentes e posteriores (i.e., com ausência de tempestades e chuva), tem-se oscilações diurnas das componentes zonal e meridional do vento. Essas oscilações diurnas do vento são típicas (se repetem) e estão associados ao desenvolvimento da CLP em dias sem chuva no Altiplano Peruano Central, caracterizado por intensa insolação (i.e., com altos níveis de radiação UV) e por intenso resfriamento radiativo noturno (que é a origem de nevoeiros de radiação frequentes pela manhã no vale do Mantaro em Huancayo).

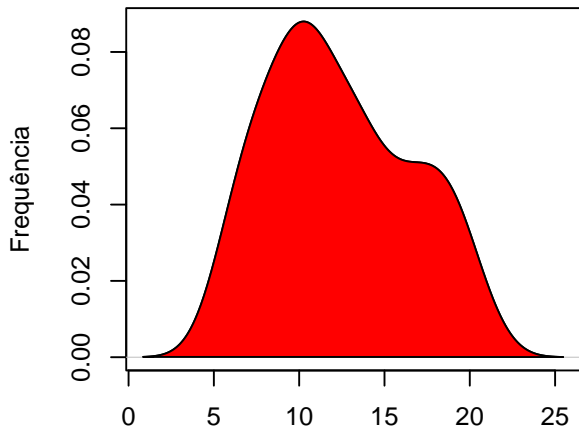
Essas oscilações do vento à superfície típicas de dias de céu claro estão associadas ao desenvolvimento da CLP na presença de circulações de brisa (marítima, vale-montanha, lacustre-fluviais), que se acoplam e aos efeitos mecânicos da topografia que contingiam o escoamento (i.e., bloqueio, desvios laterais e canalização).

Por exemplo, o desenvolvimento da tempestade na tarde de 06/Out/2019, se dá com vento fraco de SE e intermitente, ou seja, na forma de uma aragem de componente zonal negativa (E) e meridional positiva (S) (Fig. 13 D). Neste caso, *a tempestade provavelmente se iniciou com a convergência entre o escoamento sinótico (de componente leste) com a frente de brisa marítima (de componente oeste)*. Fatores de aquecimento diferencial das encostas W e E das montanhas e morros que margeiam N-S ao vale do Mantaro também podem ter tido um papel relevante na convergência na CLS e no gatilho para o desenvolvimento da tempestade em Huancayo.

As Figuras 14 e 15 mostram os histogramas relativos das variáveis meteorológicas disponíveis no período de 04 a 08-10-2019. *Destaca-se a bimodalidade nas distribuições de frequência para a direção e componentes do vento, em geral, entre dia e noite, associada à oscilação inercial do escoamento de brisas.*

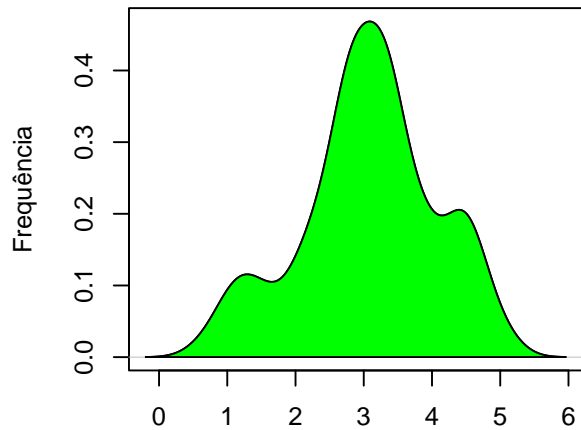
A seguir, apresentam-se os resultados da análise da WL cruzada, cuja potência (i.e., quadrado da amplitude complexa) é uma estimativa da magnitude dos fluxos cinemáticos em mesoescala. A fase das ondeletas estimada ao longo das escalas (i.e., períodos no caso da série temporal) é proporcional ao intervalo de tempo decorrido entre o máximo do segundo sinal em relação ao primeiro (i.e., em intervalos de tempo múltiplos da escala da ondeleta).

Função Densidade de Probabilidade: T



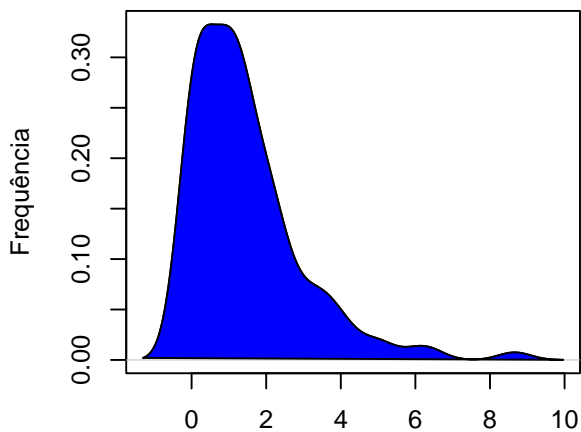
N = 123 Bandwidth = 1.44
Assimetria: 0.28

Função Densidade de Probabilidade: q



N = 123 Bandwidth = 0.2726
Assimetria: -0.27

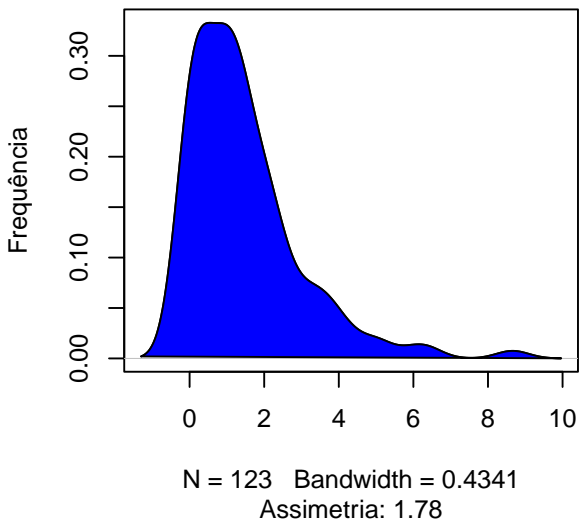
Função Densidade de Probabilidade: vel



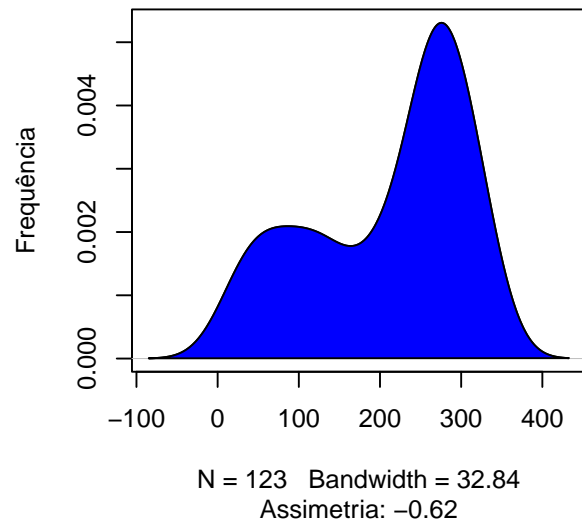
N = 123 Bandwidth = 0.4341
Assimetria: 1.78

Figura 14 Histogramas de variáveis de superfície para a série de dados de 5 dias, centrados no dia 6/Oct/2019 no Observatório de Huancayo, Peru. Nos sub-títulos, T indica a temperatura ($^{\circ}\text{C}$), q indica a umidade específica (g kg^{-1}) e vel indica a velocidade do vento sobre a superfície (m s^{-1}).

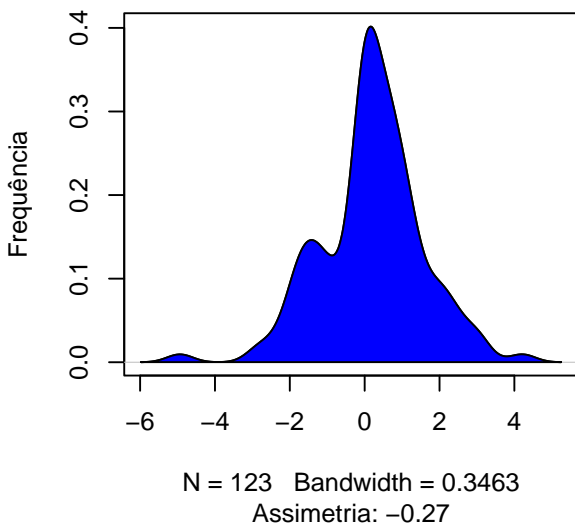
Função Densidade de Probabilidade: vel



Função Densidade de Probabilidade: dir



Função Densidade de Probabilidade: u



Função Densidade de Probabilidade: v

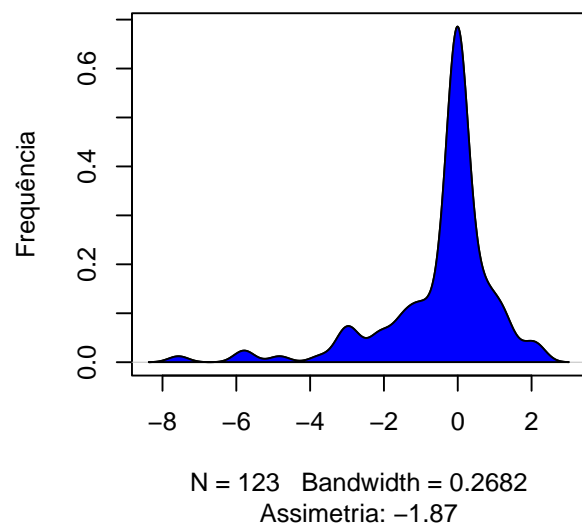


Figura 15 Histogramas de variáveis de superfície para a série de dados de 5 dias, centrados no dia 6/Out/2019 no Observatório de Huancayo, Peru. Nos sub-títulos, vel indica a velocidade do vento sobre a superfície ($m s^{-1}$), dir indica a direção do vento (graus), u indica a componente zonal do vento ($m s^{-1}$) e v indica a compomente meridional do vento ($m s^{-1}$).

As escalas temporais dominantes das potências da transformada de ondeleta cruzada, para a covariâncias $\langle U \cdot T \rangle$ e $\langle V \cdot T \rangle$, mostram períodos dominantes de 12 e 24 h, para os casos analisados (Figuras 16 e 17). Os dados foram reamostrados para intervalos horários (i.e., de $\frac{1}{2}$ para 1 hora), resultando em 120 amostragens, 24 valores por variável por dia, durante 5 dias.

É notável a organização do escoamento em mesoescala, antecedendo a formação da tempestade em Huancayo.

Enquanto os períodos dominantes da potência da covariância entre temperatura e umidade, $\langle U \cdot T \rangle$ e $\langle V \cdot T \rangle$, são de 12 e 24 horas, as potências das covariâncias dos fluxos de umidade, $\langle U \cdot Q \rangle$ e $\langle V \cdot Q \rangle$, apresentam uma covariância dominante na banda espectral com periodicidade entre 2 e 12 horas (Figuras 18 e 19).

Logo, máximos de potência da transformada de ondeleta cruzada de umidade $\langle U \cdot Q \rangle$ e $\langle V \cdot Q \rangle$ ocorrem na forma de máximos secundários e terciários espalhados no intervalo de períodos de 1 a 12 h. Esses fluxos antecedem e assim contribuem para organização da circulação de convecção profunda, que estabelece a circulação térmica primária da tempestade convectiva.

Destaca-se aqui o papel importante dos fluxos de mesoescala que juntamente com a evolução temporal da Camada limite sobre o Altiplano, não apenas aumentando a concentração de vapor de água junto a superfície (gerando parcelas de ar mais leves) como gerando convergência dos escoamentos de brisa. Isso ocorre simultaneamente ao desenvolvimento convectivo da Camada Limite durante o dia, quando parcelas de ar potencialmente instáveis são ascendidas, atingindo tanto o nível de condensação por levantamento quanto o nível de convecção espontânea.

O desenvolvimento convectivo da Camada Limite durante o dia ocorre quando parcelas de ar instáveis ascendem, atingindo o nível de condensação por levantamento e, com empuxo suficiente, o nível de convecção espontânea. A estação de radiossondagem mais próxima, situada no Aeroporto Internacional Jorge Chávez, em Lima, encontra-se a aproximadamente 300 km de distância, o que limita a verificação direta das variáveis atmosféricas na Camada Limite no local dos eventos. No entanto, os dados de superfície em Huancayo possibilitam o cálculo do nível de condensação por levantamento, fornecendo uma estimativa aproximada da altura do topo da Camada Limite Convectiva sobre a superfície do Altiplano.

A topografia do vale do rio Mantaro tem um papel bastante relevante na dinâmica do escoamento diário, não apenas pela formação de escoamentos catabáticos e anabáticos nas encostas

dos morros e montanhas, como pelo desenvolvimento de células de circulação (direta) da brisa vale-montanha nas laterais do vale.

Os resultados indicam que *os fluxos de mesoescala que antecedem a formação da tempestade, tem um efeito persistente repetindo-se nos dias posteriores, uma vez que dependem não apenas de fatores locais mas também do estabelecimento de escoamentos de maior escala, da entrada da Monção Amazônica ou da presença do escoamento anticiclônico da Alta da Bolívia, a sul e sudeste do Altiplano.*

A propagação da energia, por meio de fluxos e advecção, das escalas maiores (diária) para escalas menores (horária), é observada em associação à organização do escoamento para a formação de tempestades. Esse fenômeno pode ser evidenciado pela orientação vertical da estrutura da potência de ondeletas cruzadas, que se apresenta em forma de leque, com vértice nas menores escalas, conforme ilustrado nas Figuras 16 à 20. Tal orientação indica a importância do escoamento de escala sinótica na modulação do escoamento de mesoescala, implicando na convergência dos fluxos e no conseqüente desenvolvimento de tempestades intensas.

A Figura 20 apresenta a potência da transformada de ondeleta cruzada entre as variáveis superficiais de temperatura do ar e umidade específica do ar $[T*Q]$. A escala de cores indica a intensidade da potência, enquanto os vetores representam a defasagem entre os sinais, com 0 graus indicando que os sinais estão em fase e 180 graus representando sinais em anti-fase. Períodos de cinco dias foram analisados, aproximadamente centrados no horário das respectivas tempestades observadas nas tardes dos dias 15 de setembro de 2018 (A), 6 de outubro de 2019 (B), 19 de setembro de 2020 (C) e 9 de março de 2021 (D).

A interpretação das flechas nos gráficos de fase da transformada de ondeletas cruzadas é a seguinte:

- 1) **Flecha para a direita e para cima:** Quando a flecha aponta para a direita e para cima, significa que a variável 1 está conduzindo a variável 2, ou seja, a variável 1 está liderando o comportamento da variável 2.
- 2) **Flecha para a direita e para baixo:** Quando a flecha aponta para a direita e para baixo, indica que a variável 2 está conduzindo a variável 1, ou seja, a variável 2 está liderando a dinâmica da variável 1.
- 3) **Flecha para a esquerda e para cima:** Quando a flecha aponta para a esquerda e para cima,

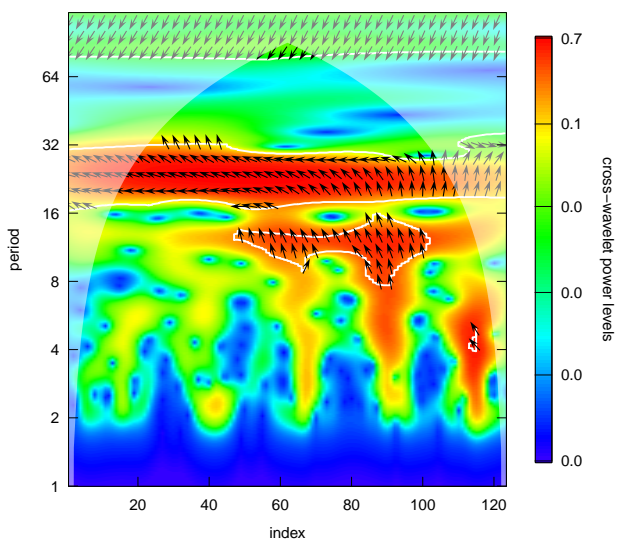
isso indica que a variável 2 está conduzindo a variável 1, mas de uma forma retroalimentada, ou seja, a variável 2 influencia a variável 1 de maneira ascendente em relação ao tempo.

- 4) **Flecha para a esquerda e para baixo:** Quando a flecha aponta para a esquerda e para baixo, isso significa que a variável 1 está conduzindo a variável 2 de forma retroalimentada, com a variável 1 influenciando a variável 2 de maneira descendente ao longo do tempo.

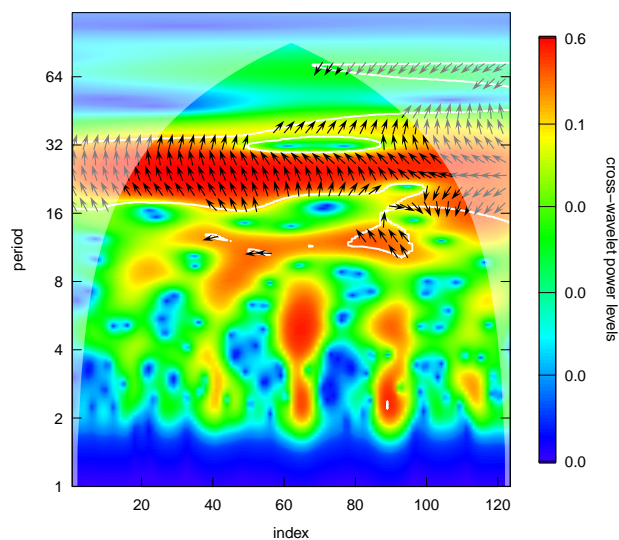
Esses diferentes direcionamentos das flechas ajudam a identificar e entender as relações de causalidade entre as variáveis analisadas em diferentes escalas temporais, evidenciando como uma variável pode influenciar a outra ao longo do tempo.

A análise revela como a interação entre a temperatura do ar e a umidade específica do ar se comporta em diferentes escalas temporais, especialmente durante a formação de tempestades. A relação entre essas variáveis é explorada por meio da transformada de ondeleta cruzada, que permite identificar padrões de correlação e defasagens temporais entre elas. Os vetores indicam a direção e o grau de defasagem entre as séries temporais de temperatura e umidade, fornecendo percepções importantes sobre os mecanismos de transferência de energia e umidade dentro da atmosfera, crucial para a compreensão do desenvolvimento convectivo e da dinâmica das tempestades.

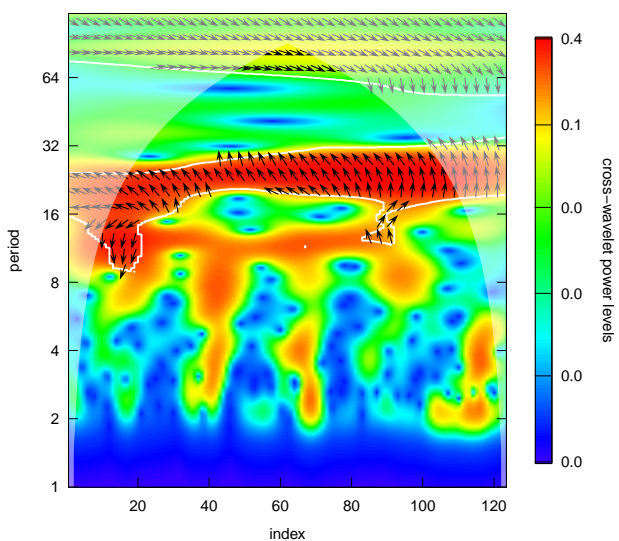
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

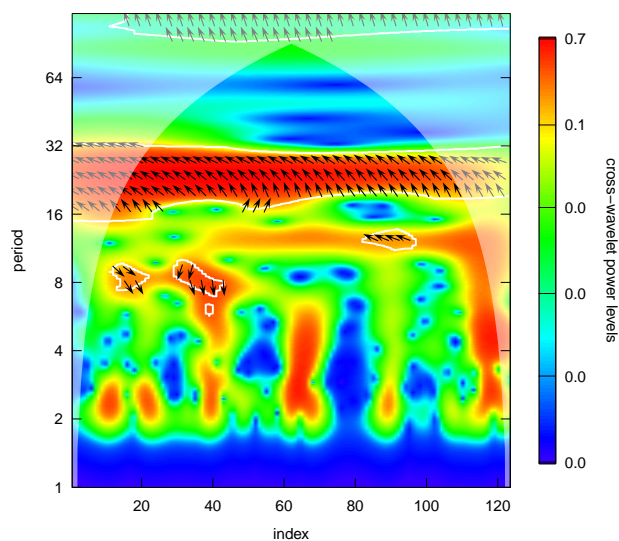
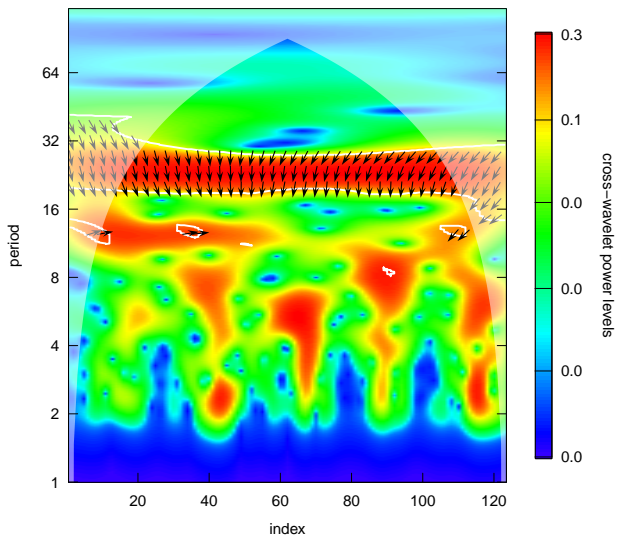
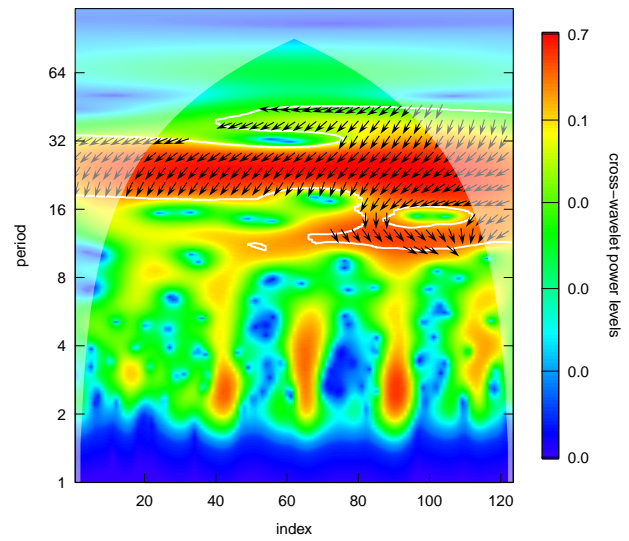


Figura 16: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: temperatura do ar e componente zonal do vento $[T*U]$ (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

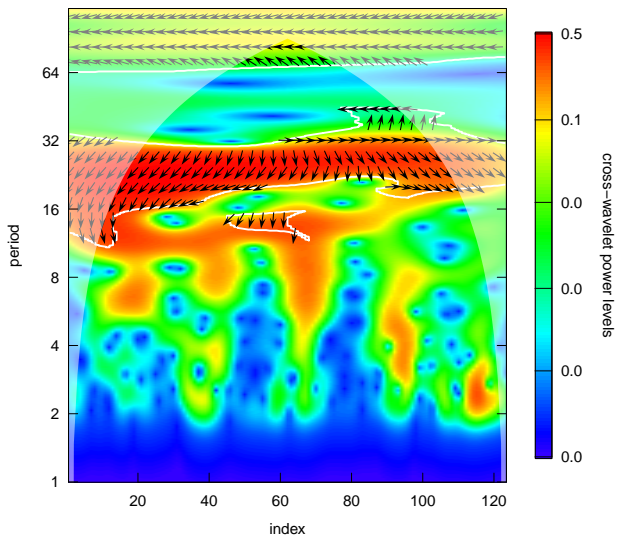
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

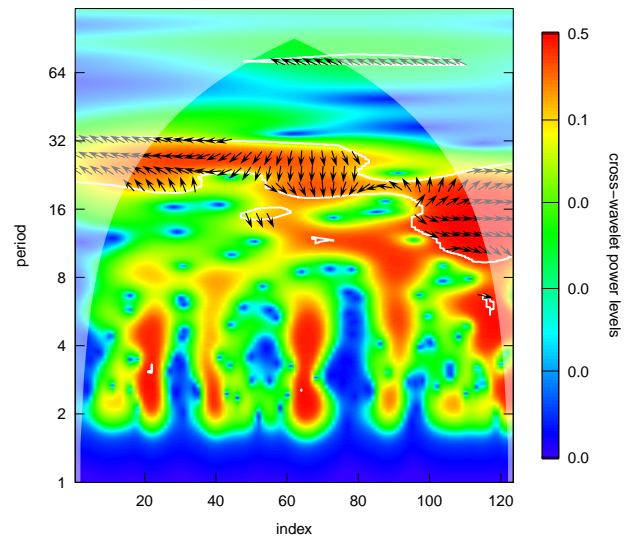
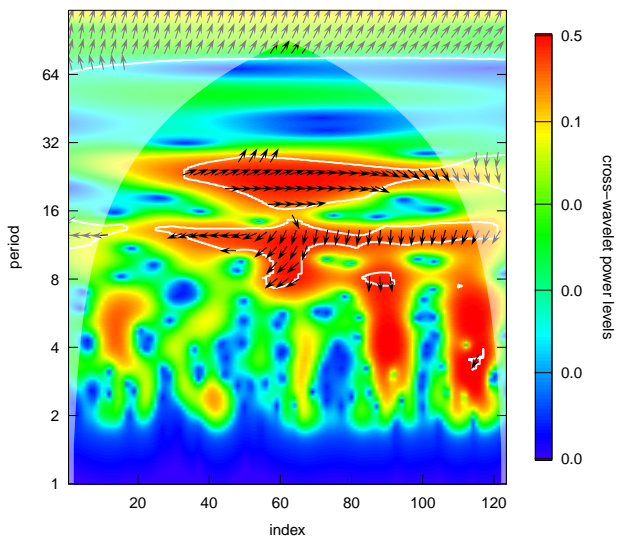
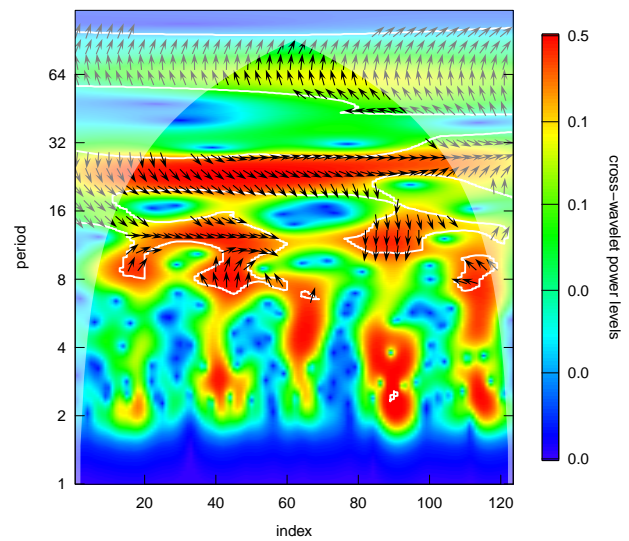


Figura 17: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: temperatura do ar e componente meridional do vento [$T*V$] (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

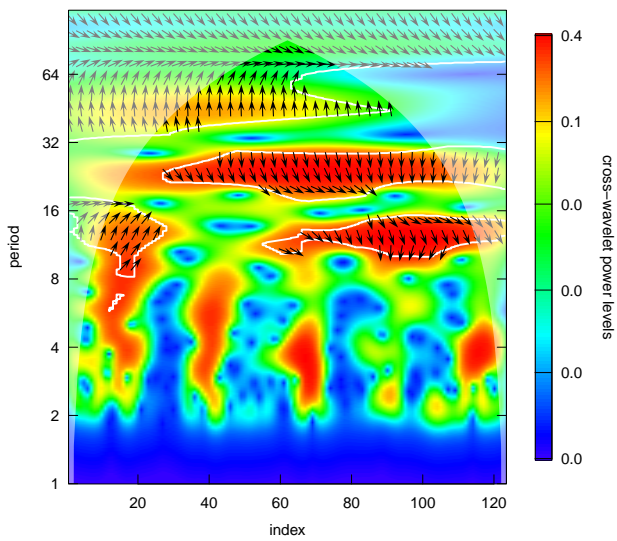
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

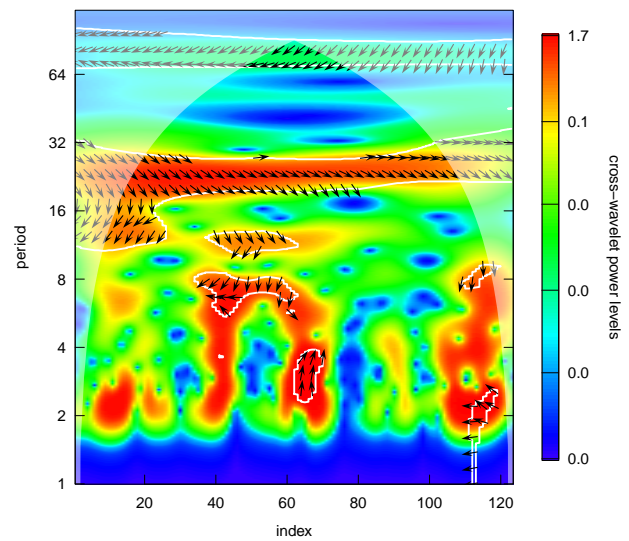
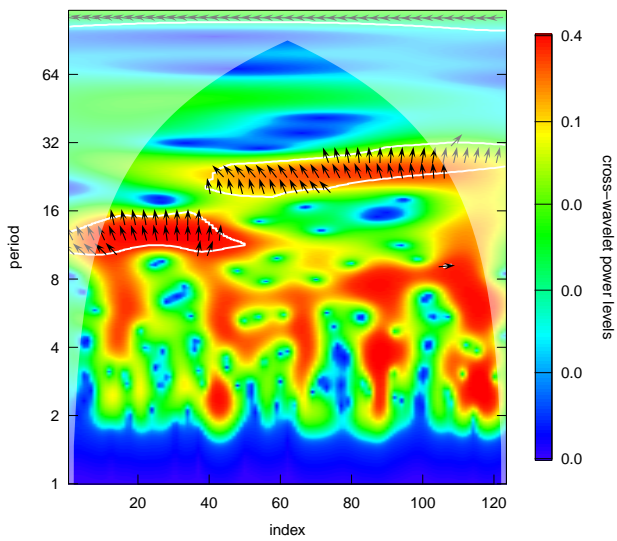
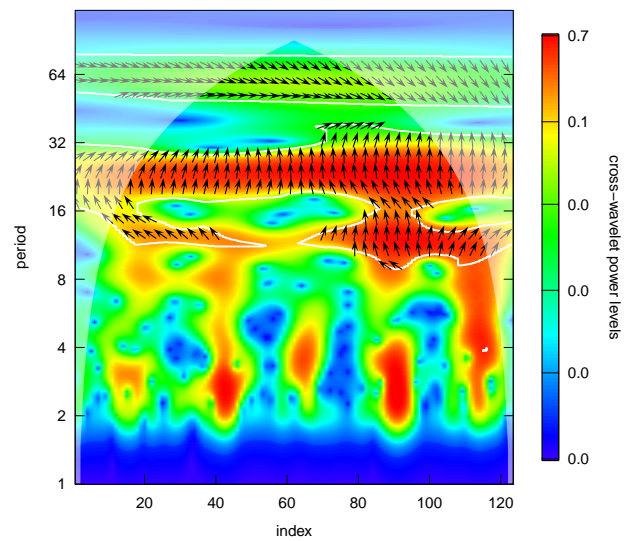


Figura 18: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: umidade específica do ar e componente zonal do vento $[Q*U]$ (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

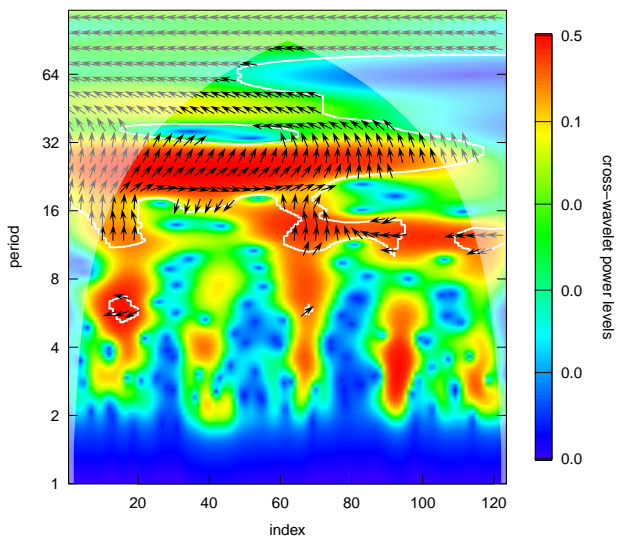
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

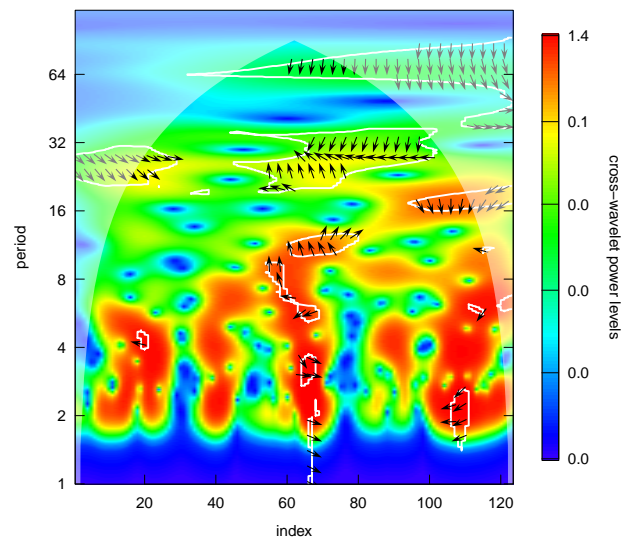
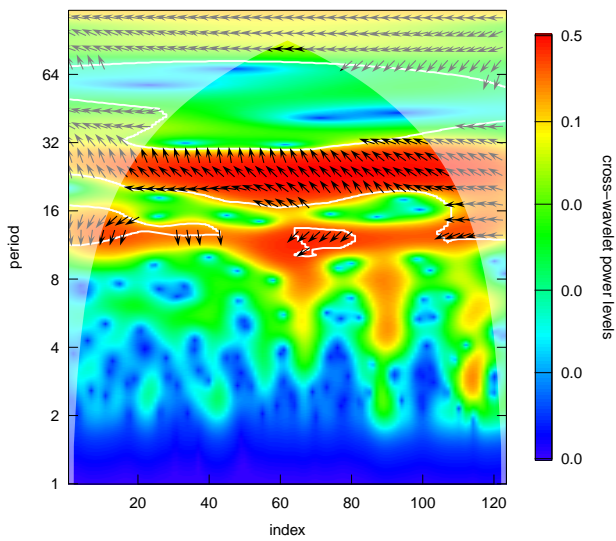
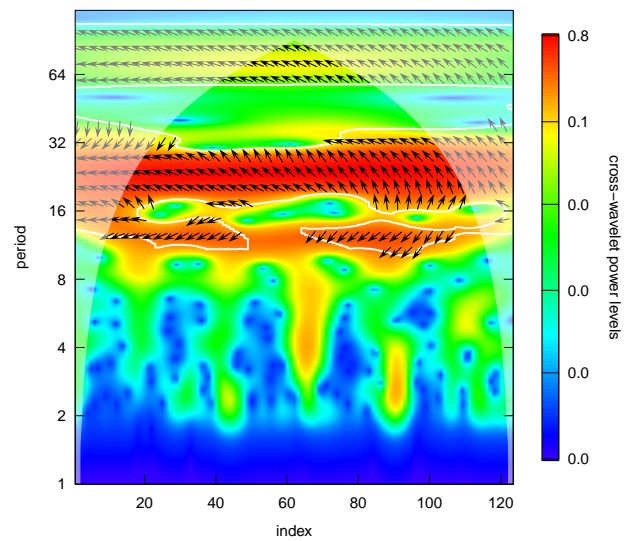


Figura 19: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: umidade específica do ar e componente meridional do vento [$Q \cdot V$] (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

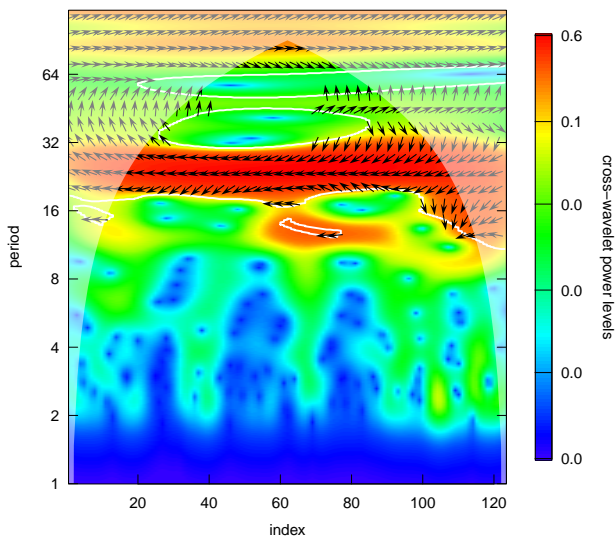
A 15/09/2018



B 06/10/2019



C 19/09/2020



D 09/03/2021

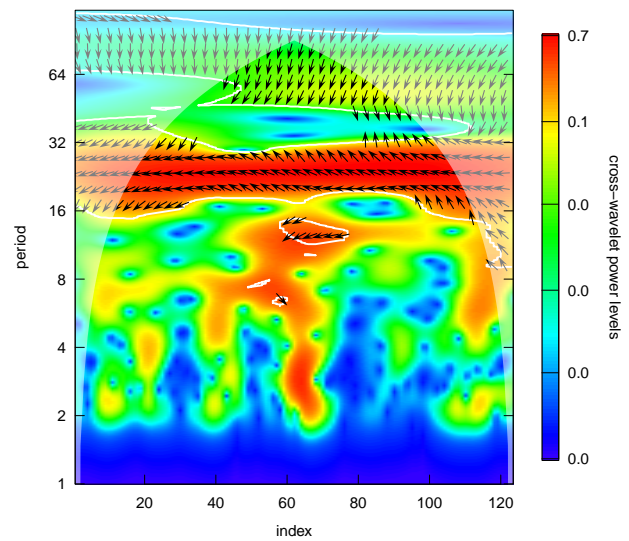


Figura 20: Potência da transformada de ondeleta cruzada das variáveis superficiais: temperatura do ar e umidade específica do ar $[T*Q]$ (escala de cores). Os vetores indicam a defasagem entre os sinais (0 graus para sinais em fase e 180 graus para sinais em anti-fase). Períodos de 5 dias centrados nas tempestades observadas às tardes de: A. 15/09/2018, B. 10-06-2019, C. 19-09-2020 e D. 09/03/2021.

4 Conclusões

Este trabalho apresenta análise sinótica e de mesoescala dos fluxos de calor e umidade associados ao desenvolvimento de tempestades convectivas com precipitação intensa observadas na estação meteorológica do Observatório de Huancayo (HO-IGP), localizado no vale do rio Mantaro, Junim (região), Peru.

A análise sinótica e de mesoescala considerou quatro (4) casos de tempestades intensas observadas no OH-IGP. Esses casos foram selecionados a partir da tabela de casos que apresentaram precipitação acumulada acima do quantil 95% do período 2018-2021, descritos por Flores Rojas (2020).

A análise sinótica considerou os campos das variáveis meteorológicas básicas (T , Z_{mcp} , q_v , q_l , q_i , u , v) da reanálise ERA5, além de campos derivados: advecção de temperatura, umidade específica (do vapor e de água líquida mais gelo), espessura da camada e linhas de corrente médias das camadas 1000-500 hPa e 500-200 hPa.

Os campos para a análise de mesoescala foram obtidos pela aplicação da transformada de ondeleta (simples e cruzada) à dados da estação do Observatório de Huancayo, correspondentes a 5 dias no qual a tempestade é encontrada ao final da tarde do dia central do período. As potências de ondeleta cruzada foram associadas aos fluxos de calor e umidade em mesoescala, de acordo com a decomposição das variáveis por escalas e períodos (PEIXOTO e OORT, 1992; DUTTON e FICHTL, 1969).

Em geral, tempestades intensas ocorrem em Huancayo sob condição de escoamento sinótico anticiclônico definido pela circulação da Alta da Bolívia e tendo um cavado afastado a leste (no Litoral Sul e Sudeste do Brasil).

Em 700 hPa, as linhas de corrente de N e NE estão associadas à Monção Amazônica enquanto as linhas de corrente de S e SW estão associadas ao escoamento anticiclônico do Centro de Alta Pressão do Pacífico Leste. Não apenas a convergência em 700 hPa levou a formação das tempestades observadas mas também valores relativamente altos da temperatura superficial estavam presentes definindo as condições para o desenvolvimento convectivo das tempestades. Parcelas de ar com valores de umidade específica da ordem de 12 g kg^{-1} (i.e., valores estes muito elevados para

o nível de pressão de 700 hPa) foram transportadas neste nível desde a Amazônia Peruana até o Altiplano Central Sul do Peru, onde as tempestades se desenvolveram.

A penetração da brisa marítima no Altiplano Central define uma área de advecção térmica positiva na forma de uma faixa alongada paralela a linha da costa, às 19:00 LT. Logo, a chegada da frente de brisa marítima tem um papel relevante para a convergência do escoamento e serve como gatilho para tempestades intensas sobre o Altiplano Central Sul do Perú, particularmente quando o escoamento de oeste da brisa marítima se contrapõe ao escoamento de leste da Monção Amazônica.

A advecção de umidade específica média define faixas corrugadas (alternando sinais positivos e negativos) sobre o Altiplano peruano, que provavelmente estão associadas a formação e propagação de ondas de gravidade (GW) desde a Amazônia ocidental.

A análise dos dados de reanálise ERA5 revela que a presença de água líquida e gelo nas nuvens de tempestade sobre o Altiplano Peruano Central está diretamente associada à convecção profunda, indicando o desenvolvimento de cristais de gelo em nuvens de estrutura fria. Esses resultados são consistentes com o comportamento convectivo observado na região, o que sugere a formação de tempestades intensas caracterizadas pela presença de gelo, um componente fundamental para a dinâmica e intensidade das tempestades no Altiplano.

A ocorrência de tempestades intensas depende da posição relativa do cavado de níveis médios da troposfera. Em geral, descontinuidades da distribuição da presença de água líquida e gelo entre o Altiplano Peruano Central Sul e a Amazônia boliviana a leste ocorre com o afastamento do cavado para leste. Por outro lado, a presença da Alta da Bolívia ao Sul do Altiplano implica que a continuidade do campo de água líquida e gelo ocorre mais a norte, pela Amazônia ocidental. A precipitação convectiva sobre o Altiplano Peruano Central Sul pode ser uma resposta atmosférica para o retorno do balanço geostrófico do escoamento da borda norte do Centro de Alta Pressão do Pacífico Sul.

Não obstante as tempestades em Huancayo estejam associadas às forçantes de mesoescala, também estão associadas às forçantes sinóticas.

Durante as precipitações observam-se decréscimos locais da temperatura do ar, aumento da umidade específica e antecedência de rápidas variações das componentes zonal e meridional do vento na CLS em Huancayo. Nota-se ainda uma diminuição da umidade específica na sequência da precipitação, com abrangência local. A redução da temperatura não se reflete nos dias posteriores.

Em associação à variação da temperatura superficial, a umidade específica do ar aumenta aproximadamente de 3 g kg^{-1} na sequência da precipitação, que ocorre em associação a um secamento parcial da coluna atmosférica pela conversão de vapor de água da coluna em água líquida e gelo. Rápidas oscilações das componentes do vento são observadas durante as tempestades intensas que se iniciam quando ocorre a convergência do escoamento sinótico (de componente leste) e do escoamento da brisa marítima (i.e., da frente de brisa de componente oeste). Destaca-se a bimodalidade nas distribuições de frequência para a direção do vento e suas componentes zonal e meridional, em associação a uma possível oscilação inercial ao longo do dia, do ramo inferior das circulações de brisa acopladas, na camada limite planetária sobre o Altiplano peruano.

As escalas temporais dominantes das potências da transformada de ondeleta cruzada, para a covariâncias $\langle U \cdot T \rangle$ e $\langle V \cdot T \rangle$, mostram períodos dominantes de 12 e 24 h. É notável a ocorrência de organização do escoamento, em mesoescala, antecedendo a formação das tempestades intensas em Huancayo. Enquanto os períodos dominantes da potência da covariância de temperatura e umidade $\langle U \cdot T \rangle$ e $\langle V \cdot T \rangle$ são 12 e 24 h, as potências das covariâncias dos fluxos de umidade $\langle U \cdot Q \rangle$ e $\langle V \cdot Q \rangle$ apresentam períodos dominantes de 2, 4, 12 e 24 h.

Os fluxos de mesoescala que antecedem a formação de tempestades exibem um efeito persistente, frequentemente repetindo-se em dias consecutivos devido à influência combinada de fatores locais e escoamentos de escala regional. Entre esses escoamentos destacam-se a entrada da Monção Amazônica pelos vales do Altiplano e o escoamento anticiclônico associado à Alta da Bolívia, usualmente situado ao sul ou sudeste do Altiplano em escala continental. O escoamento sinótico desempenha um papel essencial ao modular e deslocar as circulações de brisa, promovendo o acoplamento dessas circulações e, conseqüentemente, aumentando ou reduzindo a convergência dos fluxos de calor e vapor de água, o que influencia diretamente o desenvolvimento de tempestades.

5 Perspectivas

Este trabalho abre as seguintes perspectivas:

- aplicar análise de agrupamentos k-médias ou análise de componentes principais das séries temporais de variáveis de superfície para caracterizar as condições de ocorrência de tempestades.
- aplicar a análise de fluxos de mesoescala associados à tempestades em áreas de risco.
- aplicar modelo de regressão linear para obter a precipitação associada à tempestades em função de variáveis meteorológicas de superfície presentes e passadas.

Recomendação para melhorar o monitoramento de tempestades:

- estabelecimento da rede nacional de radares meteorológicos.
- estabelecimento da rede de estações meteorológicas de mesoescala nas regiões metropolitanas.
- Inclusão de disdrômetros como facilidade instrumental das redes de monitoramento.

6 Referências

- ACEITUNO, P.; MONTECINOS, A., Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. In: *Proc. Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology. Am. Met. Soc.*, p. 330- 331, 1993.
- ANDERSON, E.P., et al., Consecuencias del cambio climático en los ecosistemas y servicios ecosistémicos de los Andes Tropicales.' *Cambio climático y biodiversidad en los Andes Tropicales*, v. 426, 2012.
- ANGULO, E.C.; PEREIRA FILHO, A.J., Diurnal Cycle of convection in the Peruvian Highlands. doi:10.20944/preprints201906.0092.v1, 20 p., 2019.
- APAÉSTEGUI, J., ROMERO, C., VUILLE, M., SULCA, J., AMPUERO, A., Moisture Sources and Rainfall $\delta^{18}\text{O}$ Variability over the Central Andes of Peru—A Case Study from the Mantaro River Basin., *Water*, v. 15, n. 10, p. 1867, 2023.
- ARENAS-DIAZ, F., FUENTES, B., REYERS, M., FIEDLER, S., BÖHM, C., CAMPOS, E., SHAO, Y., BOL, R., Dust and aerosols in the Atacama Desert. *Earth-Science Reviews*, 226, p.103925, 2022.
- ARIAS, P.A., GARREAUD, R., POVEDA, G., ESPINOZA, J.C., MOLINA-CARPIO, J., MASIOKAS, M., VIALE, M., SCAFF, L., VAN OEVELEN, P.J., 'Hydroclimate of the Andes part II: Hydroclimate variability and sub-continental patterns. *Frontiers in Earth Science*, v. 8, p.666, 2021.
- ARNOLD, T.E.; HILLMAN, A.L.; ABBOTT, M.B.; WERNE, J.P.; MCGRATH, S.J.; ARKUSH, E.N., Drought and the collapse of the Tiwanaku Civilization: New evidence from Lake Orurillo, Peru. *Quaternary Science Reviews*, v. 251, p.106693. 2021.
- ARON, P., Tracing Water Cycling and Variability in Forests and Mountainous Regions with Stable Water Isotopes (Doctoral dissertation). 2020.
- ARON, P.G.; POULSEN, C.J.; FIORELLA, R.P.; LEVIN, N.E.; ACOSTA, R.P.; YANITES, B.J.; CASSEL, E.J., Variability and Controls on $\delta^{18}\text{O}$, d-excess, and $\Delta^{17}\text{O}$ in Southern Peruvian Precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 126, n. 23, p.e2020JD034009. 2021.

- ARVELYNA, Y.; OSHIMA, M., Application of wavelet transform for internal wave detection in SAR image. *International Journal of Remote Sensing and Earth Sciences (IJReSES)*, v. 1, n. 1, 2010.
- ARVELYNA, Y.; OSHIMA, M., Application of wavelet transform for internal wave detection in SAR image. *International Journal of Remote Sensing and Earth Sciences (IJReSES)*, v. 1, n. 1, 2010.
- ÁVALOS, G. et al., Escenarios de cambio climático en la cuenca del río Mantaro para el año 2100: resumen técnico. 2010.
- AVALOS, R.G., Validación del pronóstico de precipitación del modelo regional Eta durante periodos secos y lluviosos. Tese de Doutorado. Tesis Ing. Meteorólogo. UNALM. Lima, Perú, 2006.
- BARTZ, M.; WALK, J.; BINNIE, S.A.; BRILL, D.; STAUCH, G.; LEHMKUHL, F.; HOFFMEISTER, D.; BRUECKNER, H., Late Pleistocene alluvial fan evolution along the coastal Atacama Desert (N Chile). *Global and Planetary Change*, v. 190, p.103091, 2020.
- BENISTON, Martin. Environmental change in mountains and uplands. Routledge, 2016.
- BOLZAN, M.J.A., Análise da transformada em ondeletas aplicada em sinal geofísico. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 26, p. 37-41, 2004.
- CABRERA, S.D., Three-dimensional compression of mesoscale meteorological data based on JPEG 2000. In *Battlespace Digitization and Network-Centric Warfare II*, v. 4741, p. 239-250, SPIE, 2002.
- CAN, Z.; ASLAN, Z.; OGUZ, O.; SIDDIQI, A.H., Wavelet transforms of meteorological parameters and gravity waves. Göttingen, Germany: Copernicus Publications. In *Annales Geophysicae*, v. 23, n. 3, p. 659-663, 2005.
- CASTRO, A. et al., Análisis del periodo lluvioso 2019-2020 a nivel nacional. 2020.
- COPERNICUS, Copernicus Climate Change Service, Climate Data Store, ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.bd0915c6, <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=form>, 2023.
- CORREA, M. et al. Acoplamiento de la atmósfera libre con el campo de vientos locales en una

- región tropical de topografía compleja. Caso de estudio: Valle de Aburrá, Antioquia, Colombia. *Dyna*, v. 76, n. 158, p. 17-27, 2009.
- CRESPO, P.; FEYEN, J.; BUYTAERT, W.; CÉLLERI, R.; FREDE, H.-G.; RAMÍREZ, M.; BREUER, L., Development of a conceptual model of the hydrologic response of tropical Andean micro-catchments in Southern Ecuador. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, v. 9, p. 2475–2510, <https://doi.org/10.5194/hessd-9-2475-2012>, 2012.
- CUESTA, F.; LLAMBÍ, L.D.; HUGGEL, C.; DRENKHAN, F.; GOSLING, W.D.; MURIEL, P.; JARAMILLO, R.; TOVAR, C., New land in the Neotropics: a review of biotic community, ecosystem, and landscape transformations in the face of climate and glacier change. *Regional Environmental Change*, v. 19, p. 1623-1642, 2019.
- DELGADO, F.; ZERATHE, S.; SCHWARTZ, S.; MATHIEUX, B.; BENAVENTE, C., Inventory of large landslides along the Central Western Andes (ca. 15–20 S): Landslide distribution patterns and insights on controlling factors. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 116, p. 103824, 2022.
- DOMAZICZKY, P., Mesoscale Study of the Climatic Parameters in the Eastern Region of Paraguay. Mesoscale Study of the Climatic Parameters in the Eastern Region of Paraguay, pp.1000-1028. 2009.
- DOMANICZKY, P., Mesoscale Study of the Climatic Parameters in the Eastern Region of Paraguay. Mesoscale Study of the Climatic Parameters in the Eastern Region of Paraguay, p. 1000-1028, 2009.
- DROEGEMEIER, K.K., The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation. *Meteorol Atmos Phys*, v. 82, p. 139-170, 2003.
- DRUMOND, A. et al., A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 113, n. D14, 2008.
- DUTTON, J.A.; FICHTL, G.H., Approximate equations of motion for gases and liquids. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 26, n. 2, p. 241-254. 1969.
- ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). *ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate*. Copernicus Climate Change Service (C3S). Disponible em: <https://cds.climate.copernicus.eu/>, 2020.

- ESPINOZA-MOLINA, J.; PAUCAR-CÁCERES, A.; SILVA-CORNEJO, M.D.C.; QUISPE-PRIETO, S.; ACOSTA-CAIPA, K.; CHAMBE-VEGA, E.; OSCO-MAMANI, E.; CORDOVA-BUIZA, F.; BURROWES-CROMWELL, T.; HUERTA-TANTALEAN, L.N., Enabling Risk Management and Adaptation to Climate Change through a Network of Peruvian Universities. *Sustainability*, v. 14, n. 24, p. 16754, 2022.
- ESPINOZA-MOLINA, J.; SILVA-CORNEJO, M.; QUISPE-PRIETO, S.; ACOSTA-CAIPA, K.; CHAMBE-VEGA, E.; OSCO-MAMANI, E.; PAUCAR-CÁCERES, A.; BURROWES-CROMWELL, T., Development of a Network of Peruvian and Latin American Universities Committed to Risk Management and Adaptation to Climate Change. Cham: Springer Nature Switzerland. In *Educating the Sustainability Leaders of the Future*, p. 571-601, 2023.
- ESPINOZA, J.C.; GARREAUD, R.; POVEDA, G.; ARIAS, P.A.; MOLINA-CARPIO, J.; MASIOKAS, M.; VIALE, M.; SCAFF, L., Hydroclimate of the Andes part I: Main climatic features. *Frontiers in Earth Science*, v. 8, p. 64, 2020.
- ESTEVAN, R., MARTÍNEZ-CASTRO, D., SUAREZ-SALAS, L., MOYA, A., SILVA, Y., First two and a half years of aerosol measurements with an AERONET sunphotometer at the Huancayo Observatory, Peru. *Atmospheric Environment: X*, v. 3, p. 100037, 2019.
- FAHD, R., Groundwater resources and vulnerability for mountain communities in the Andes, 2020.
- FERREIRA, G.W.; REBOITA, M.S., A new look into the South America precipitation regimes: Observation and Forecast. *Atmosphere*, v. 13, n. 6, p. 873, 2022.
- FIGUEROA, S.N.; SATYAMURTY, P.; DA SILVA DIAS, P.L., Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, 1995.
- FLORES ROJAS, J.L., Identificación de eventos de lluvia intensa en el Observatorio de Huancayo, Valle del Mantaro. 2020_Boletin-Cientifico-El-Nino-Vol.7-Nº5. 2020.
- FLORES ROJAS, J.L.; MOYA-ALVAREZ, A.S.; KUMAR, S.; MARTÍNEZ-CASTRO, D.; VILLALOBOS-PUMA, E.; SILVA-VIDAL, Y., Analysis of possible triggering mechanisms of severe thunderstorms in the tropical central Andes of Peru, Mantaro Valley. *Atmosphere*, v. 10, n. 6, p. 301, 2019.
- FLORES ROJAS, J.L.; MOYA-ALVAREZ, A.S.; VALDIVIA-PRADO, J.M.; PIÑAS-LAURA, M.;

- KUMAR, S.; KARAM, H.A.; VILLALOBOS-PUMA, E.; MARTÍNEZ-CASTRO, D.; SILVA, Y., On the dynamic mechanisms of intense rainfall events in the central Andes of Peru, Mantaro valley. *Atmospheric Research*, v. 248, p. 105188, 2021.
- FLORES ROJAS, J.L. et al., Modeling the Effects of Explicit Urban Canopy Representation on the Development of Thunderstorms above a Tropical Mega City. *Atmosphere*, v. 10, n. 7, p. 356, 2019.
- FLORES ROJAS, J.L., Identificación de eventos de lluvia intensa en el Observatorio de Huancayo, Valle del Mantaro. 2020_Boletin-Cientifico-El-Nino, v. 7, n. 5, 2020.
- FLORES ROJAS, J.L.; MOYA-ALVAREZ, A.S.; KUMAR, S.; MARTÍNEZ-CASTRO, D.; VILLALOBOS-PUMA, E.; SILVA-VIDAL, Y., Analysis of possible triggering mechanisms of severe thunderstorms in the tropical central Andes of Peru, Mantaro Valley. *Atmosphere*, v. 10, n. 6, p. 301, 2019.
- GALÁN-DE-MERA, A.; CAMPOS-DE-LA-CRUZ, J.; LINARES-PEREA, E.; MONTOYA-QUINO, J.; TORRES-MARQUINA, I.; VICENTE-ORELLANA, J.A., A phytosociological classification of the Peruvian vegetation. *bioRxiv*, 2021.
- GARREAUD, R.D., The Andes climate and weather, *Adv. Geosci.*, v. 22, p. 3–11, <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>, 2009.
- GARREAUD, R.D. et al., Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 281, n. 3-4, p. 180-195, 2009.
- GARREAUD, R.; VUILLE, M.; CLEMENT, A.C., The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 194, n. 1-3, p. 5-22, 2003.
- GARREAUD, R.D.; ACEITUNO, P., Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, v. 14, n. 12, p. 2779-2789, 2001.
- GARREAUD, R.D.; WALLACE, J.M., The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Monthly Weather Review*, v. 125, n. 12, p. 3157-3171, 1997.
- GASPARRINI, A.; ARMSTRONG, B.; KENWARD, M.G., Distributed lag non-linear models. *Statistics in medicine*, v. 29, n. 21, p. 2224- 2234, 2010.
- GASPARRINI, A., Distributed lag linear and non-linear models in R: the package dlnm. *Journal of*

- statistical software, v. 43, n. 8, p. 1, 2011.
- GIRÁLDEZ, L. et al. Change of the rainfall seasonality over Central Peruvian Andes: Onset, end, duration and its relationship with large-scale atmospheric circulation. *Climate*, v. 8, n. 2, p. 23, 2020.
- GONZALES, E.; INGOL, E., Determination of a new coastal ENSO oceanic index for northern Peru. *Climate*, v. 9, n. 5, p. 71, 2021.
- GRELL, G.A.; FREITAS, S.R., A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmospheric Chemistry and Physics* v. 14, n. 10, p. 5233-5250, 2014.
- GRIMM, A.M.; TEDESCHI, R.G., ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate*, v. 22, n. 7, p. 1589-1609, 2009.
- GRINSTED, A.; MOORE, J.C.; JEVREJEVA, S., Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear processes in geophysics*, v. 11, n. 5/6, p. 561-566, 2004.
- GUTMAN, G.J.; SCHWERDTFEGER, W., The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. Springer-Verlag, 1965.
- GUY, H.; SEIMON, A.; PERRY, L.B.; KONECKY, B.L.; RADO, M.; ANDRADE, M.; POTOCKI, M.; MAYEWSKI, P.A., Subseasonal variations of stable isotopes in tropical Andean precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, v. 20, n. 5, p. 915-933, 2019.
- HANDLEY, J., Socio-economic responses to Late Holocene climate variability and environmental change in the Peruvian Andes (Doctoral dissertation, University of Reading). 2022.
- HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; BIAVATI, G.; HORÁNYI, A.; MUÑOZ SABATER, J.; NICOLAS, J.; PEUBEY, C.; RADU, R.; ROZUM, I.; SCHEPERS, D.; SIMMONS, A.; SOCI, C.; DEE, D.; THÉPAUT, J-N., ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.bd0915c6, 2023.
- HOREL, J.D.; HAHMANN, A.N.; GEISLER, J.E., An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of climate*, v. 2, n. 11, p. 1388-1403,

1989.

- HOSMER-QUINT, S., La relación entre cambio climático y migración en los Andes de Perú: los Q'ero, Taquile y la Cordillera Blanca. 2020.
- HUANCA, A. C., Lago Titicaca: maravilla del mundo. Universidad Nacional del Altiplano, 2013.
- HUMANES-FUENTE, V.; FERRERO, M.E.; MUÑOZ, A.A.; GONZÁLEZ-REYES, Á.; REQUENA-ROJAS, E.J.; BARICHIVICH, J.; INGA, J.G.; LAYME-HUAMAN, E.T., Two centuries of hydroclimatic variability reconstructed from tree-ring records over the Amazonian Andes of Peru. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 125, n. 18, p.e2020JD032565, 2020.
- IGP, Proyecto: Cambio Climático en los Andes. Instituto Geofísico do Perú, <https://www.gob.pe/igp>, 2024
- JARA, I.A.; MALDONADO, A.; GONZÁLEZ, L.; HERNÁNDEZ, A.; SÁEZ, A.; GIRALT, S.; BAO, R.; VALERO-GARCÉS, B., Centennial-scale precipitation anomalies in the southern Altiplano (18° S) suggest an extratropical driver for the South American summer monsoon during the late Holocene. *Climate of the Past*, v. 15, n. 5, p. 1845-1859, 2019.
- JOHNSON, S. J. et al., SEAS5: the new ECMWF seasonal forecast system. *Geoscientific Model Development* v. 12, n. 3, p. 1087-1117, 2019.
- JOSSE, C.; NAVARRO, G.; COMER, P.; EVANS, R.; FABER-LANGENDOEN, D.; FELLOWS, M.; KITTEL, G.; MENARD, S.; PYNE, M.; REID, M., SCHULZ KSYJT, K., Ecological Systems of Latin America and the Caribbean: A Working Classification of Terrestrial Systems. *Nature Serve*, Arlington, VA., v. 57, n. 17, p. 1–47, 2003.
- JUNQUAS, C., HEREDIA, M.B., CONDOM, T., RUIZ-HERNÁNDEZ, J.C., CAMPOZANO, L., DUDHIA, J., ESPINOZA, J.C., MENEGOS, M., RABATEL, A., SICART, J.E., Regional climate modeling of the diurnal cycle of precipitation and associated atmospheric circulation patterns over an Andean glacier region (Antisana, Ecuador). *Climate Dynamics*, v. 58, n. 11-12, p. 3075-3104, 2022.
- REDIA, M.B.; CONDOM, T.; RUIZ-HERNÁNDEZ, J.C.; CAMPOZANO, L.; DUDHIA, J.; ESPINOZA, J.C.; MENEGOS, M.; RABATEL, A.; SICART, J.E. Regional climate modeling of the diurnal cycle of precipitation and associated atmospheric circulation patterns over an Andean

- glacier region (Antisana, Ecuador). *Climate Dynamics*, v. 58, n. 11-12, p. 3075-3104, 2022.
- KALBERMATTEN, M., Multiscale analysis of high resolution digital elevation models using the wavelet transform (No. 4610). EPFL, 2010.
- KAMIGUCHI, K. et al. Changes in precipitation-based extremes indices due to global warming projected by a global 20-km-mesh atmospheric model. *Sola*, v. 2, p. 64-67, 2006.
- KANAMITSU, M., Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Weather and Forecasting*, v. 4, n. 3, p. 335-342, 1989.
- KARAM, H.A.; SILVA, J.C.B.; PEREIRA FILHO, A.J; FLORES ROJAS, J.L. Dynamic Modelling of Dengue Epidemics in Function of Available Enthalpy and Rainfall. *Open Journal of Epidemiology*, v. 6, p. 50-79. doi: 10.4236/ojepi.2016.61007, 2016.
- KEISTER, J.E.; STRUB, P.T. Spatial and interannual variability in mesoscale circulation in the northern California Current System. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 113(C4), 2008.
- KELLER, M.; ECHEVERRIA, D. Climate Risk Management for Agriculture in Peru: Focus on the Regions of Junín and Piura. https://www.iisd.org/sites/default/files/publications/crm_peru_es.pdf, 2013.
- KESSLER, A. Fluctuations of the water budget on the Altiplano and of the atmospheric circulation. *Aachener Geographische Arbeiten*, v. 14, p. 111-122, 1981.
- KLEIN, C., BELUŠIĆ, D., TAYLOR, C.M. Wavelet scale analysis of mesoscale convective systems for detecting deep convection from infrared imagery. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 123, n. 6, p. 3035-3050, 2018.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A., Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.
- KOUSKY, V., HIGGINS, R. An Alert classification System for Monitoring and Assessing the ENSO Cycle. *Weather and Forecasting*, v. 22, p. 53-371, 2007.
- 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 & Remote Sensing*, v. 57, n. 8, p. 1057-1082, 2020.

- KUMAR, S.; CASTILLO-VELARDE, C.D.; VALDIVIA PRADO, J.M.; FLORES ROJAS, J.L.; CALLAÑAUPA GUTIERREZ, S.M.; MOYA ALVAREZ, A.S.; MARTINE-CASTRO, D.; SILVA, Y. Rainfall characteristics in the mantaro basin over tropical andes from a vertically pointed profile rain radar and in-situ field campaign. *Atmosphere*, v. 11, n. 3, p. 248., 2020.
- KUMAR, S.; FLORES, J.L.; MOYA-ÁLVAREZ, A.S.; MARTINEZ-CASTRO, D.; SILVA, Y. Characteristics of cloud properties over South America and over Andes observed using CloudSat and reanalysis data. *International Journal of Remote Sensing*, v. 44, n. 6, p. 1976-2004, 2023.
- KUMAR, S.; SILVA, Y. Distribution of hydrometeors in monsoonal clouds over the South American continent during the austral summer monsoon: GPM observations. *International Journal of Remote Sensing*, v. 41, n. 10, p. 3677-3707. 2020.
- KUMAR, S.; VIDAL, Y.S.; MOYA-ÁLVAREZ, A.S.; MARTÍNEZ-CASTRO, D. Effect of the surface wind flow and topography on precipitating cloud systems over the Andes and associated Amazon basin: GPM observations. *Atmospheric Research*, v. 225, p. 193-208, 2019.
- LABAT, D. Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. *Journal of Hydrology*, v. 385, n. 1-4, p. 269-278, 2010.
- LAGOS-ZÚÑIGA, M.A.; MENDOZA, P.A.; RONDANELLI, R.; CAMPOS, D. Trends in seasonal precipitation extremes and associated temperatures along continental Chile, 2023.
- LANDAVERDE, R.; RODRIGUEZ, M.T.; NIEWOEHNER-GREEN, J.; KITCHEL, T.; CHUQUILLANQUI, J. Climate change perceptions and adaptation strategies: A mixed methods study with subsistence farmers in rural Peru. *Sustainability*, v. 14, n. 23, p. 16015, 2022.
- LANDÁZURI, H.A. Seabirds as Proxies for Past El Niño Events in Coastal Peru: An Archaeo-Ornithological Approach. The University of Maine, 2022.
- LECLERC, E.L. Coast and highland paleoclimate of the north-central Peruvian Andes and its influence on coastal water availability and cultural development, 6000 to 2000 cal BP. *Quaternary Science Reviews*, v. 314, p. 108209, 2023.
- LECLERC, E.L. Giving Form to Flow: Modeling the Paleohydrological Context for Human Settlement and Water Use in the North-Central Coast of Peru. The University of Maine, 2022.
- LENTERS, J.D.; COOK, K.H. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 54, n. 5, p. 656-678, 1997.

- LENTERS, J.D. Climate dynamics of South America during summer: Connections between the large-scale circulation and regional precipitation. Cornell University, 1997.
- LIMA-QUISPE, N.; ESCOBAR, M.; WICKEL, A.J.; VON KAENEL, M.; PURKEY, D. Untangling the effects of climate variability and irrigation management on water levels in Lakes Titicaca and Poopó. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, v. 37, p. 100927, 2021.
- LOZANO-ISLA, F.; APAZA, J.D.; MUJICA SANCHEZ, A.; BLAS SEVILLANO, R.; HAUSSMANN, B.I.; SCHMID, K. Enhancing quinoa cultivation in the Andean highlands of Peru: a breeding strategy for improved yield and early maturity adaptation to climate change using traditional cultivars. *Euphytica*, v. 219, n. 2, p. 26, 2023.
- MATAMET, F.R.; BONOTTO, D.M. Identifying sedimentation processes in the Coata River, Altiplano of the Puno department, Peru, by the 210 Pb method. *Environmental Earth Sciences*, v. 78, pp. 1-19, 2019.
- MINAM Informe Nacional del Estado del Ambiente 2012-2013. Lima: Ministerio del Ambiente, 2014.
- MOHAMMADI, B.; VAHEDDOOST, B.; MEHR, A.D. A spatiotemporal teleconnection study between Peruvian precipitation and oceanic oscillations. *Quaternary International*, v. 565, p. 1-11., 2020
- MONTESINOS, C.; LAVADO, W.; QUIJADA, N.; GUTIÉRREZ, L.; FELIPE, O.; DE ESTUDIOS, S.; CASAVARDE, M. De Predicción Hidrológica-SENAMHI: Desarrollo de curvas pluviométricas Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) en Perú, 2023.
- MONTZKA, C.; CANTY, M.; KUNKEL, R.; MENZ, G.; WENDLAND, F. Remotely sensed land cover and impervious surfaces applied in water balance modelling of a mesoscale catchment. *Center for Remote Sensing of Land Surfaces*, v. 28, p. 30, 2006.
- MORENO, C.I.; KREJCI, R.; JAFFREZO, J.L.; UZU, G.; ALASTUEY, A.; ANDRADE, M.F.; MARDÓÑEZ, V.; KOENIG, A.M.; ALIAGA, D.; MOHR, C.; TICONA, L. Tropical tropospheric aerosol sources and chemical composition observed at high-altitude in the Bolivian Andes. *EGUsphere*, p. 1-39. 2023.
- MOTSCHMANN, A. Water resource risks in the Andes of Peru: an integrative perspective (Doctoral dissertation, University of Zurich), 2021.

- MOYA-ÁLVAREZ, A.S.; ESTEVAN, R.; KUMAR, S.; FLORES ROJAS, J.L.; TICSE, J.J.; MARTÍNEZ-CASTRO, D.; SILVA, Y. Influence of PBL parameterization schemes in WRF_ARW model on short-range precipitation's forecasts in the complex orography of Peruvian Central Andes. *Atmospheric Research*, v. 233, p. 104708, 2020.
- NOBRE, P.; MARENGO, J.A.; CCAVALCANTI, I.F.D.A.; OBREGON, G.; BARROS, V.; CAMILLONI, I.; FERREIRA, A.G. Seasonal-to-decadal predictability and prediction of South American climate. *Journal of climate*, v. 19, n. 23, 988-6004, 2006.
- OLIVEIRA, A.S. Interações entre Sistemas Frontais na América do Sul e Convecção na Amazônia. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE-4008-TDL/239, 134 p., 1986.
- ORTEGA, C.; VARGAS, G.; ROJAS, M.; RUTLLANT, J.A.; MUÑOZ, P.; LANGE, C.B.; PANTOJA, S.; DEZILEAU, L.; ORTLIEB, L. Extreme ENSO-driven torrential rainfalls at the southern edge of the Atacama Desert during the Late Holocene and their projection into the 21th century. *Global and planetary change*, v. 175, p. 226-237, 2019.
- PABÓN-CAICEDO, J.D.; ARIAS, P.A.; CARRIL, A.F.; ESPINOZA, J.C.; BORREL, L.F.; GOUBANOVA, K.; LAVADO-CASIMIRO, W.; MASIOKAS, M.; SOLMAN, S.; VILLALBA, R. Observed and projected hydroclimate changes in the Andes. *Frontiers in Earth Science*, v. 8, p. 61, 2020.
- PACCINI, L. Patrones de circulación atmosférica intraestacionales de macroescala en bajos niveles asociados a lluvias en la cuenca amazónica. Tesis Ing.Meteorólogo. Lima, Perú, Universidad Nacional Agraria La Molina. Disponible URL: <http://repositorio.lamolina.edu.pe>, 2016.
- PEIXOTO, J.P.; OORT, A.H. Physics of climate, 1992.
- PEREIRA FILHO, A.J.; CARBONE, R.E.; TUTTLE, J.D.; KARAM, H.A. Convective rainfall in Amazonia and adjacent tropics. *Atmospheric and Climate Sciences*, v. 5, n. 2, p. 137, 2015.
- PERICA, S.; FOUFOULA-GEORGIU, E. Model for multiscale disaggregation of spatial rainfall based on coupling meteorological and scaling descriptions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 101, n. D21, p. 26347-26361, 1996.
- PERICA, S.; FOUFOULA-GEORGIU, E. Linkage of scaling and thermodynamic parameters of rainfall: Results from midlatitude mesoscale convective systems. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 101, n. D3, p.7431-7448, 1996.

- PONCE, C. Intra-seasonal climate variability and crop diversification strategies in the Peruvian Andes: A word of caution on the sustainability of adaptation to climate change. *World Development*, v. 127, p. 104740, 2020.
- POVEDA, G.; ESPINOZA, J.C.; ZULUAGA, M.D.; SOLMAN, S.A.; GARREAUD, R.; VAN OEVELEN, P.J. High impact weather events in the Andes. *Frontiers in Earth Science*, v. 8, p. 162, 2020.
- REEVE, D.E.; KARUNARATHNA, H.; PAN, S.; HORRILLO-CARABALLO, J.M.; RÓŻYŃSKI, G.; RANASINGHE, R. Data-driven and hybrid coastal morphological prediction methods for mesoscale forecasting. *Geomorphology*, v. 256, p. 49-67, 2016.
- REIS, R.S.D.; DA ROCHA RIBEIRO, R.; DELMONTE, B.; RAMIREZ, E.; DANI, N.; MAYEWSKI, P.A.; SIMÕES, J.C. The Recent Relationships Between Andean Ice-Core Dust Record and Madeira River Suspended Sediments on the Wet Season. *Frontiers in Environmental Science*, v. 10, p. 840884, 2022.
- REQUENA-ROJAS, E.J.; MORALES, M.; VILLALBA, R. Dendroclimatological assessment of *Polylepis rodolfo-vasquezii*: a novel *Polylepis* species in the Peru highlands. *Dendrochronologia*, v. 62, p. 125722, 2020.
- ROCHA, R.V.; SOUZA, F.A.; SILVA, S.M.O. Análise da Relação entre a Precipitação Média do Reservatório Orós, Brasil-Ceará, e os índices PDO e AMO Através da Análise de Changepoints e Transformada de Ondeletras. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 34, p. 139-149, 2019.
- ROCKWOOD, A.A.; MADDOX, R.A. Mesoscale and synopticscale interactions leading to intense convection: The case of 7 June 1982. *Weather and Forecasting*, v. 3, n. 1, p. 51-68, 1988.
- RODRIGUEZ AVELLA, K. Evaluating dissolved organic matter loads in tropical alpine rivers using FDOM measurements (Doctoral dissertation, École de technologie supérieure). 2019.
- ROSALES, A.G.; JUNQUAS, C.; DA ROCHA, R.P.; CONDOM, T.; ESPINOZA, J.C. Valley-Mountain Circulation Associated with the Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropical Andes (Santa River Basin, Peru). *Atmosphere*, v. 13, n. 2, p. 344, 2022.
- ROSALES, A.J.G. Valley-mountain circulation associated with precipitation formation in the tropical Andes (Rio Santa Basin) (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo), 2019.

- RÖSCH, A.; SCHMIDBAUER, H. WaveletComp 1.1: A guided tour through the R package. Disponível em: http://www.hsstat.com/projects/WaveletComp/WaveletComp_guided_tour.Pdf, 2016.
- SKAMOROCK, W.C. et al. A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR technical note* 475.125: 10-5065, 2008.
- SANTAMANS, C.D.; CORDOBA, F.E.; FRANCO, M.G.; VIGNONI, P.; LUPO, L.C. Hydro-climatological variability in Lagunas de Vilama System, Argentinean Altiplano-Puna Plateau, Southern Tropical Andes (22°S), and its response to large-scale climate forcings. *Science of the Total Environment*, v. 767, p. 144926, 2021.
- SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. In: Meteorology of the Southern Hemisphere. Eds. Karoly D. J.; Vicent, D. G. *American Meteorological Society, Meteorological Monographs*, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.
- SATYAMURTY, P.; PINHEIRO DOS SANTOS, R.; MARINGOLO LEMES, M.A., On the stationary trough generated by the Andes. *Mon. Wea. Rev.*, v. 108 , p. 510-520, 1980.
- SCHWEEN, J.H.; HOFFMEISTER, D.; LÖHNERT, U. Filling the observational gap in the Atacama Desert with a new network of climate stations. *Global and Planetary Change*, v. 184, p.103034, 2020.
- SEGURA, H. et al. New insights into the rainfall variability in the tropical Andes on seasonal and interannual time scales. *Climate Dynamics*, v. 53, n. 1, p. 405-426, 2019.
- SELUCHI, M. E.; NORTE, F.A; SATYAMURTY, P.; CHOU S. C. Analysis of three situations of Foehn effect over the Andes (Zonda wind) using the Eta/CPTEC regional model. *Weather and Forecasting*, v. 18, p. 481-501, 2003.
- SENAMHI. Mapa de Clasificación Climática del Perú. Método de Thornthwaite. Eds. SENAMHI Perú, 50 pp., 1988.
- SENAMHI. Escenarios Climáticos en el Perú para el año 2030. Autores: Diaz A., Rosas G., Avalos G., Oria C., Acuña D., Llacza, A.,Miguel R. Proyecto SCNCC, Segunda Comunicación Nacional del Cambio Climático. Editor Ministerio del Ambiente, 2009.
- SILVA, D.F.; SOUSA, F.A.S.; KAYANO, M.T. Uso de IAC e ondeletas para análise da influência das multiescalas temporais na precipitação da bacia do rio Mundaú. *Revista Engenharia*

- Ambiental, Espírito Santo do Pinhal – SP*, v. 6, n. 1, p. 180-195, 2009.
- SMITH, R.B. The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, v. 21, p. 87-230, 1979.
- SPUTNIK Quase 1,5 milhão de peruanos estão expostos a deslizamentos de terra devido aos efeitos do El Niño. *Sputnik Brasil*, Publicado em 02.01.2024. Disponível em: <https://noticiabrasil.net.br>, 2024.
- SUTCLIFFE, R.C. A contribution to the problem of development, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 73, p. 317-318, 1947.
- TAKAHASHI, K. Statistical downscaling of rainfall in the Mantaro basin. Scientific report to PROCLIM, 2004.
- TAKAHASHI, Ken. El Fenómeno El Niño en el Perú. H. Martin Ortiz, Entrevistador, 2016.
- THOMPSON, L.G.; DAVIS, M.E.; MOSLEY-THOMPSON, E.; PORTER, S.E.; CORRALES, G.V.; SHUMAN, C.A.; TUCKER, C.J. The impacts of warming on rapidly retreating high-altitude, low-latitude glaciers and ice core-derived climate records. *Global and planetary change*, v. 203, p. 103538, 2021.
- THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate, *Geographical review* v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948.
- TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, n. 1, p. 61-78, 1998.
- TRENBERTH, K.E. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, v. 47, p. 123-138, 2011.
- TURIN, C., Perceptions of rangeland degradation and its causes in the peruvian altiplano dry Puna. PhD Thesis. University of Missouri-Columbia, 2029.
- UNESCO Peru: uma onda de migrantes do clima', *Correio da UNESCO*. Publicado em 23-11-2021. Disponível em: <https://courier.unesco.org>, 2021.
- VALDIVIELSO, S.; VÁZQUEZ-SUÑÉ, E.; CUSTODIO, E. Origin and variability of oxygen and hydrogen isotopic composition of precipitation in the Central Andes: A review. *Journal of Hydrology*, v. 587, p. 124899, 2020.
- VARGAS, T.K.I. Synoptic Patterns Associated with Wet Season Onset in the Tropical High Andes

- of Southern Peru and Bolivia, Doctoral dissertation, Appalachian State University, 2019.
- VELEDA, D.; MONTAGNE, R.; ARAUJO, M. Cross-Wavelet Bias Corrected by Normalizing Scales. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 29, p. 1401–1408, 2012.
- VICENCIO VELOSO, J. Analysis of an extreme precipitation event in the Atacama desert in January 2020 and its relationship to humidity advection along the Southeast Pacific. *Atmósfera*, v. 35, n. 3, p. 421-448, 2022.
- VILLALOBOS-PUMA, E. et al. Diurnal cycle of raindrops size distribution in a valley of the Peruvian Central Andes. *Atmosphere*, v. 11, n. 1, p. 38, 2020.
- VILLALOBOS-PUMA, E.; FLORES ROJAS, J.L.; MARTINEZ-CASTRO, D.; MORALES, A.; LAVADO-CASIMIRO, W.; MOSQUERA-VÁSQUEZ, K.; SILVA, Y. Summertime precipitation extremes and the influence of atmospheric flows on the western slopes of the southern Andes of Perú. *International Journal of Climatology*, v. 42, n. 16, p. 9909-9930, 2022.
- VINCENT, C.L.; DRAXL, C.; GIEBEL, G.; PINSON, P.; JØRGENSEN, J.; MÖHRLÉN, C. Spectral verification of a mesoscale ensemble. In 2009 European Wind Energy Conference and Exhibition. EWEC, 2009.
- VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review*, v. 109, n. 3, p. 599-610, 1981.
- VIVEEN, W., ZEVALLOS-VALDIVIA, L., SANJURJO-SANCHEZ, J., The influence of centennial-scale variations in the South American summer monsoon and base-level fall on Holocene fluvial systems in the Peruvian Andes. *Global and Planetary*, 176, pp.1-22. 2019.
- VOLD, M.C.; WAK'AS, M. The Inca Afterlife: The Hydrological Connection Between The Incan Empirical and Nonempirical Worlds. *Journal of Undergraduate Research at Minnesota State University*, Mankato, v. 22, n. 1, p.1., 2022.
- VUILLE, M.; BRADLEY, R.; KEIMING, F., Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 12447-12460, 2000.
- VUILLE, M., Climate change and water resources in the tropical Andes. Technical Note. IDB-TN-515, Inter-American Development Bank; 29pp. 2013.
- WANG, L., KOBLINSKY, C., HOWDEN, S., BECKLEY, B., Intermittence and modulation of

- mesoscale variability. *Geophysical research letters*, 25(23), pp.4365-4368. 1998.
- WENG, H.; LAU, K-M. Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the Tropical Western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 51, n. 17, p. 2523-2541, 1994.
- XIE, P.; CHEN, M.; SHI, W. CPC unified gauge-based analysis of global daily precipitation. Preprints, 24th Conf. on Hydrology, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., v. 2, 2010.
- YANO, J.I.; MONCRIEFF, M.W.; WU, X. Wavelet analysis of simulated tropical convective cloud systems. Part II: Decomposition of convective-scale and mesoscale structure. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 58, n. 8, p. 868-876, 2001.
- YSEKI, M. Paleoclimatic variability and extreme events since the last deglaciation in Peru: sedimentary record and model simulations (Doctoral dissertation, Sorbonne Université), 2022.
- YSEKI, M.; TURCQ, B.; GUTIERREZ, D.; SALVATTECI, R.; MORRIBERÓN, D.E.; BOUCHER, H.; MARTINEZ, P.; CARRÉ, M. Increased El Niño amplitude during the last deglacial warming. 2022.
- ZAMURIANO CARBAJAL, J.M.; FROIDEVAUX, P.A.; MORENO, I.; VUILLE, M.; BRÖNNIMANN, S. Synoptic and Mesoscale atmospheric features associated with an extreme Snowstorm over the Central Andes in August 2013. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2019.
- ZAMURIANO, M., FROIDEVAUX, P., MORENO, I., VUILLE, M., BRÖNNIMANN, S. Synoptic and Mesoscale atmospheric features associated with an extreme Snowstorm over the Central Andes in August 2013. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, p. 1-28, 2019.
- ZERATHE, S.; AUDIN, L.; ROBERT, X.; SCHWARTZ, S.; CARCAILLET, J. Large landslide of the hyperarid Central Western Andes triggered during a humid period of the Late Pleistocene (ca. 19° S; northern Chile). *Terra Nova*, v. 35, n. 3, p. 174-184, 2023.
- ZHAO, G.B.; YANG, Y.R. Multiscale resolution of fluidized-bed pressure fluctuations. *AIChE Journal*, v. 49, n. 4, p. 869-882, 2003.