

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Pamella Maia

**EVENTOS DE DRENAGEM DE AR NA CAMADA LIMITE MUITO
ESTÁVEL**

Santa Maria, RS
2022

Pamella Maia

EVENTOS DE DRENAGEM DE AR NA CAMADA LIMITE MUITO ESTÁVEL

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Área de concentração do CNPq, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**. Defesa realizada por videoconferência.

ORIENTADOR: Prof. Otávio Costa Acevedo

Santa Maria, RS
2022

Pamella Maia

EVENTOS DE DRENAGEM DE AR NA CAMADA LIMITE MUITO ESTÁVEL

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Área de concentração do CNPq, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**.

Aprovado em 23 de dezembro de 2022:

Otávio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)

Felipe D. Costa, Dr. (UniPampa)

Pablo E. S. Oliveira, Dr. (UFRN)

Santa Maria, RS
2022

AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial aos meus pais Paulo e Lucilene pela força e pelo carinho que sempre me prestaram ao longo de toda a minha vida acadêmica, bem como, à elaboração da presente tese a qual sem o seu apoio teria sido impossível.

Ao meu namorado Márcio, por ter caminhado ao meu lado, pela sua paciência, compreensão e ajuda prestada durante a elaboração da presente dissertação.

Ao meu professor e orientador Otávio Costa Acevedo, pelos ensinamentos e paciência, e pelas contribuições no trabalho realizado.

Aos meus amigos por estarem sempre ao meu lado, em especial à minha amiga Juliana, que sempre me apoiou.

Por fim, meu agradecimento a todas as pessoas que contribuíram para a concretização desta dissertação.

A menos que modifiquemos a nossa maneira de pensar, não seremos capazes de resolver os problemas causados pela forma como nos acostumamos a ver o mundo.

(Albert Einstein)

RESUMO

EVENTOS DE DRENAGEM DE AR NA CAMADA LIMITE MUITO ESTÁVEL

AUTORA: Pamella Maia

ORIENTADOR: Otávio Costa Acevedo

A camada limite muito estável (CLME) ocorre em noites de vento fraco e céu limpo, que provocam forte resfriamento radiativo na superfície, alterando a estrutura e algumas características da camada limite estável normal. Os ventos de drenagem é uma circulação característica da CLME em ambientes com leve inclinação, são processos relativamente difíceis de serem estudados devido a sua escala ser muito pequena, isso torna os fluxos difíceis de serem medidos. Sendo assim, foram obtidos dados medidos na torre micrometeorológica de 30 metros de altura, localizada na Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), com objetivo de identificar e investigar eventos de drenagem que ocorreram no ano de 2021 na região de Santa Maria no Rio Grande do Sul, afim de compreender seu comportamento e impactos nos fluxos da Camada Limite Noturna. Foram utilizados dados de alta frequência da torre micrometeorológica localizada na cidade de Santa Maria-RS. Foram identificados 78 casos de eventos de drenagem, antes dos eventos de drenagem foi encontrado que há um mínimo de energia cinética turbulenta, durante os eventos de drenagem a velocidade do vento atinge o seu máximo nos primeiros 5 metros de altura, a direção do vento predominante nesse eventos está entre 100 e 150 °. Como resultado da mistura causada pelos ventos de drenagem, houve mistura vertical significativa nos primeiros 30 metros, aquecendo os níveis mais baixos até 10 metros e resfriando os níveis acima.

Palavras-chave: Camada Limite Muito Estável 1. Fluxo Turbulento 2. Anticiclones 3. Ventos de Drenagem 4.

ABSTRACT

DRAINAGE WIND EVENTS ON THE VERY STABLE BOUNDARY LAYER

AUTHOR: Pamella Maia

ADVISOR: Otávio Costa Acevedo

The very stable boundary layer occurs on nights with light wind and clear skies, which cause strong radiative cooling on the surface, changing the structure and some characteristics of the normal stable boundary layer. Drainage winds are a characteristic circulation of the very stable boundary layer in environments with slight inclination, they are relatively difficult to be studied due to their very small scale, which makes the flows difficult to be measured. Therefore, measured data were obtained from the 30-meter-high micrometeorological tower, located at the Federal University of Santa Maria (UFSM), in order to identify and investigate drainage events that occurred in the year 2021 in the region of Santa Maria in Rio Grande. do Sul, in order to understand its behavior and impacts on the Nocturnal Boundary Layer flows. High frequency data from the micrometeorological tower located in the city of Santa Maria-RS were used. 78 cases of drainage winds events were identified, before the drainage events it was found that there is a minimum of turbulent kinetic energy, during the drainage events the wind speed reaches its maximum in the first 5 meters of height, the wind direction predominant in these events is between 100 and 150 °. As a result of mixing caused by the draining winds, there was significant vertical mixing in the first 30 meters, heating the lower levels up to 10 meters and cooling the levels above.

Keywords: Very Stable Boundary Layer 1. Turbulent Flow 2. Anticyclones 3. Drainage Winds 4.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 – Uma divisão bastante simplificada das camadas limite em (a) o regime pouco estável e (b) o regime muito estável. (a) Estrutura vertical plausível correspondente ao regime pouco estável relativamente bem definido. As zonas cinzentas delineiam camadas horizontais idealizadas. A zona de arrastamento é definível apenas para o mais fraco estabilidade. A curva azul tracejada mostra a dependência de altura típica da energia de turbulência (TKE). A linha vermelha sólida representa a estrutura geral da temperatura potencial, θ , e da velocidade do vento, V . A seta gradiente indica a direção usual do transporte vertical de energia turbulenta. (b) Uma das numerosas estruturas verticais diferentes para a camada limite muito estável. A curva sólida vermelha representa a temperatura potencial, e a curva sólida laranja representa a velocidade do vento para o caso de um vento máximo próximo à superfície. Para condições muito estáveis, várias estruturas verticais são possíveis, e a estrutura vertical é geralmente não estacionária. Na realidade, a camada limite muito estável é tipicamente uma ordem de grandeza mais rasa do que a camada limite pouco estável. 19
- Figura 2.2 – Perfis esquemáticos de fluxo de calor H , variação de velocidade vertical σ_w^2 , e fricção velocidade u_* mostrando a estrutura BL tradicional. A porção sombreada marcada com S representa o BL raso, e a região marcada acima de Q representa a camada quiescente acima 21
- Figura 3.1 – Distribuição horária dos 78 eventos identificados em 41 noites distintas no período de 28 de março e 27 de novembro de 2021. 23
- Figura 3.2 – Localização da torre micrometeorológica localizada em Santa Maria (X) e topografia da região. 24
- Figura 4.1 – Imagens do dia 29/04/2021 00:00 UTC. Umidade específica Linhas de correntes em 850hPa. Velocidade e Direção do Vento em 200hPa. PNMM e Fluxo de calor sensível em superfície. Temperatura em 850hPa e Divergência em 200hPa. Advecção de Vorticidade, linhas de correntes e Geopotencial em 500hPa. Imagem do canal infravermelho do satélite Goes-16. 28
- Figura 4.2 – Imagens do dia 02/05/2021 00:00 UTC. Umidade específica Linhas de correntes em 850hPa. Velocidade e Direção do Vento em 200hPa. PNMM e Fluxo de calor sensível em superfície. Temperatura em 850hPa e Divergência em 200hPa. Advecção de Vorticidade, linhas de correntes e Geopotencial em 500hPa. Imagem do canal infravermelho do satélite Goes-16. 29
- Figura 4.3 – Imagens do dia 25/10/2021 00:00 UTC. Umidade específica Linhas de correntes em 850hPa. Velocidade e Direção do Vento em 200hPa. PNMM e Fluxo de calor sensível em superfície. Temperatura em 850hPa e Divergência em 200hPa. Advecção de Vorticidade, linhas de correntes e Geopotencial em 500hPa. Imagem do canal infravermelho do satélite Goes-16. 31
- Figura 4.4 – Perfil vertical de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor do dia 29 de abril de 2021, nos horários médios de 01-02, 02-03 e 03-04. 33

Figura 4.5 – Perfil vertical de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor do dia 2 de maio de 2021, nos horários médios de 03-04, 04-05 e 05-06.	34
Figura 4.6 – Perfil vertical de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor do dia 25 de outubro de 2021, nos horários médios de 00-01, 01-02 e 02-03.	35
Figura 4.7 – Variação de temperatura, velocidade e direção do vento em 3 níveis, respectivamente, no dia 30 de março de 2021.	37
Figura 4.8 – Campos de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor, respectivamente, no dia 30 de março de 2021.	38
Figura 4.9 – Variação de temperatura, velocidade e direção do vento em 3 níveis, respectivamente, no dia 27 de abril de 2021.	40
Figura 4.10 – Campos de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor, respectivamente, no dia 27 de abril de 2021.	41
Figura 4.11 – Variação de temperatura, velocidade e direção do vento em 3 níveis, respectivamente, no dia 27 de maio de 2021.	43
Figura 4.12 – Campos de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor, respectivamente, no dia 27 de maio de 2021.	44
Figura 4.13 – Características médias dos eventos identificados.	45
Figura 4.14 – Frequência da direção do vento nos 78 eventos identificados entre 28 de março e 27 de novembro de 2021, nos níveis de 5 e 30 metros, antes e durante os eventos de drenagem.	46
Figura 4.15 – Gráficos de dispersão relacionando, velocidade do vento em 30 metros com saldo de radiação e diferença de temperatura entre 0.5 e 6 metros, imagens da esquerda. Gráficos de dispersão relacionando direção do vento em 30 metros com saldo de radiação e diferença de temperatura entre 0.5 e 6 metros, imagens da direita.	47
Figura 4.16 – Variação média de temperatura durante e depois do evento e Perfis médios de temperatura antes, durante e depois do evento.	48

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>ECT</i>	<i>Energia Cinética Turbulenta</i>
<i>GOES</i>	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite - 13</i>
<i>HL</i>	<i>Horário Local</i>
<i>CL</i>	<i>Camada Limite</i>
<i>CLP</i>	<i>Camada Limite Planetária</i>
<i>ECMWF</i>	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
<i>ECT</i>	<i>Energia Cinética Turbulenta</i>
<i>UFMS</i>	<i>Universidade Federal de Santa Maria</i>
<i>PNMM</i>	<i>Pressão no Nível Médio do Mar</i>
<i>CLME</i>	<i>Camada Limite Muito Estavel</i>
<i>CLPE</i>	<i>Camada Limite Pouco Estavel</i>

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
2.1	TURBULÊNCIA	13
2.2	EQUAÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA	14
2.2.1	Termo I: Armazenamento	14
2.2.2	Termo II: Advecção	15
2.2.3	Termo III: Produção e consumo de flutuabilidade	15
2.2.4	Termo IV: Produção Mecânica	15
2.2.5	Termo V: Transporte turbulento	15
2.2.6	Termo VI: Correlação de pressão	16
2.2.7	Termo VII: Dissipação	16
2.2.8	Intermitência	16
2.3	CAMADA LIMITE	17
2.3.1	Camada Limite Convectiva	17
2.4	CAMADA LIMITE ESTÁVEL	18
2.4.1	Camada Limite Pouco Estável	18
2.5	CAMADA LIMITE MUITO ESTÁVEL	18
2.5.1	Turbulência na CLE	20
2.5.2	Profundidade da CLE	20
2.5.3	Transporte de Ondas de Gravidade	21
2.5.4	Drenagem	21
2.6	ANTICICLONES NA AMÉRICA DO SUL	22
3	MATERIAIS E MÉTODOS	23
3.1	DETERMINAÇÃO DOS EVENTOS DE DRENAGEM	23
3.2	DADOS OBSERVACIONAIS	24
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	27
4.1	ESTUDOS DE CASO DOS EVENTOS DE DRENAGEM	27
4.1.1	Características sinóticas	27
4.1.1.1	<i>Dia 29 de abril de 2021</i>	27
4.1.1.2	<i>Dia 2 de maio de 2021</i>	30
4.1.1.3	<i>Dia 25 de outubro de 2021</i>	30
4.1.2	Perfis verticais	32
4.1.2.1	<i>Dia 29 de Abril de 2021</i>	32
4.1.2.2	<i>Dia 02 de Maio de 2021</i>	33
4.1.2.3	<i>Dia 25 de Outubro de 2021</i>	35
4.1.3	Variações Temporais	36
4.1.3.1	<i>Dia 30 de março de 2021</i>	36
4.1.3.2	<i>Dia 27 de abril de 2021</i>	39
4.1.3.3	<i>Dia 27 de maio de 2021</i>	42
4.2	CARACTERÍSTICAS MÉDIAS DOS EVENTOS IDENTIFICADOS	45
5	CONCLUSÃO	49
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

1 INTRODUÇÃO

A camada limite planetária (CLP) é resultante da interação entre a atmosfera e a superfície adjacente (água ou terra) que ocorre em uma escala de tempo que pode ir de uma hora até um dia (ARYA, 2001). Portanto, os fenômenos que ocorrem nessa camada são complexos, não só pelo fato de suas escalas espacial e temporal serem pequenas, mas também pela natureza física, uma vez que o principal meio de transporte das grandezas escalares dentro da CLP ocorre através da turbulência.

A CLP tem uma estrutura de subcamadas bem definida que se alteram durante o ciclo diurno, caracterizada durante o dia principalmente pela camada de mistura e de noite pela camada residual e camada limite estável (STULL, 1988). Todas podem sofrer variações de acordo com as condições de tempo, alterando algumas características encontradas em situações consideradas normais. Um exemplo disso é a camada limite muito estável (CLME), a qual ocorre em noites de vento fraco, céu limpo e forte resfriamento radiativo na superfície. Nessas situações, a turbulência é fraca e intermitente, podendo também em algumas situações ocorrer fenômenos como transporte de ondas de gravidade, meandro do vento, estratificação da turbulência, além das ausências de um topo bem definido da CLP e de premissas exigidas para a aplicação da teoria da similaridade (MAHRT, 1999).

Os ventos de drenagem são um movimento de mesoescala que ocorrem em terrenos inclinados e em noites com céu limpo e atmosfera estável, no qual as circulações de larga escala não tem impactos relevantes, com isso, as circulações locais ganham mais relevância, sendo assim, o mesmo pode ser considerado uma característica da CLME (MAHRT et al., 2001; SOLER et al., 2002). Seu mecanismo básico de formação é bem entendido, o resfriamento radiativo de uma superfície inclinada faz com que ocorra um gradiente de pressão isso faz com que o ar na superfície inclinada seja transportado superfície abaixo, esse processo eventualmente é balanceado por forças de fricção e de compressibilidade (DORAN; HORST, 1981). Esse processo ocorre nos primeiros metros da superfície, alterando as propriedades da mesma, a principal característica dos ventos de drenagem é a presença de um máximo de vento próximo à superfície, nos primeiros 10 metros (DUYNKERKE, 1999; MAHRT, 1999; MAHRT et al., 2014).

Segundo Mahrt et al. (2014), os ventos de drenagem são extremamente sensíveis e considerados não estacionários, essa característica já foi relacionada tanto a influências externas como outros tipos de circulações e ondas (McNider, 1982; COSTA et al., 2011), quanto a interações internas como entre cisalhamento, turbulência e estratificação como sugeridos em estudos de modelagem (MORI; KOBAYASHI, 1996; AMANATIDIS et al., 1992; PAPADOPOULOS et al., 1997; MONTI et al., 2002; SUN et al., 2004; MAHRT, 2009).

A formação e a atuação de Anticiclones na América do Sul podem ocorrer principalmente de duas formas, através do resfriamento de baixos níveis (SINCLAIR, 1996) e através de um sistema conhecido como 'brotamento', onde um Anticiclone pai a leste estende uma crista para oeste, que se intensifica e desprende formando uma nova célula de alta pressão (TALJAARD, 1972; JONES; SIMMONDS, 1994). Os anticlones, embora associados à estabilidade, provocam anomalias na circulação e conseqüentemente em outras variáveis.

Os ventos de drenagem são processos relativamente difíceis de serem estudados devido a sua escala ser muito pequena, isso torna os fluxos difíceis de serem medidos (MAHRT, 1999; CASCÓN, 2015), sendo assim, foram obtidos dados medidos na torre micrometeorológica de 30 metros de altura, localizada na Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), com objetivo de identificar e investigar eventos de drenagem que ocorreram no ano de 2021 na região de Santa Maria no Rio Grande do Sul, afim de compreender seu comportamento e impactos nos fluxos da Camada Limite Noturna.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 TURBULÊNCIA

Na física dos fluidos existem dois tipos de escoamentos com características distintas, que foram primeiramente estudadas por Reynolds (1883), o escoamento laminar e o turbulento. No primeiro, o fluido move-se em camadas infinitesimais paralelas com pouca interação entre as camadas. Esse escoamento é encontrado em situações onde a atmosfera está em estado dinamicamente e estaticamente estável. O escoamento turbulento, por sua vez, é mais complexo. Segundo Garratt (1994), suas principais características são:

- O escoamento é rotacional e tridimensional;
- O escoamento é dissipativo, e atua em forma de cascata onde os maiores vórtices alimentam os menores, que por sua vez têm a energia dissipada em energia interna pela viscosidade molecular;
- Por ser formada por um conjunto de vórtices superpostos que interagem de forma não-linear, essa natureza quase aleatória faz com que seja impossível utilizar a abordagem determinística para descrever a turbulência. Em vez disso, a abordagem estatística é utilizada;
- As variações de mistura e transferência turbulenta possuem magnitude com ordem de grandeza muito maiores que a variações da difusividade molecular.

Outra característica do fluxo turbulento é o alto número de Reynolds (Re), que é uma razão entre as forças inercial e de atrito:

$$Re = \frac{v_c l_c}{\nu} \quad (2.1)$$

Onde v_c e l_c são a escala característica de velocidade e comprimento do escoamento, respectivamente. Ainda que seja difícil descrever detalhadamente a turbulência, sua intensidade pode ser descrita através da energia cinética turbulenta (ECT). A definição mais comum de energia cinética é $EC = 0.5mV^2$, onde m é a massa e V a velocidade. Porém, em meteorologia representa-se a energia cinética por unidade de massa $ECT = 0.5V^2$. Para encontrar a ECT, é necessário eliminar as componentes médias de V , deixando apenas as porções turbulentas.

$$\frac{ECT}{m} = \frac{1}{2} [\overline{U^2} + \overline{V^2} + \overline{W^2}] \quad (2.2)$$

Aplicando:

$$\frac{ECT}{m} = \frac{1}{2}[(\bar{u} + u)^2 + (\bar{v} + v)^2 + (\bar{w} + w)^2] = \frac{1}{2}[u'^2 + v'^2 + w'^2] = \frac{1}{2}[\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}]$$

Portanto a equação da energia cinética turbulenta por unidade de massa (e) fica:

$$e = \frac{1}{2} [u'^2 + v'^2 + w'^2] \quad (2.3)$$

Nessa forma, e representa um valor instantâneo. Aplicando a média de Reynolds na equação encontra-se uma representação da ECT média para o escoamento:

$$e = \frac{1}{2} [\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}] \quad (2.4)$$

2.2 EQUAÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA

Nessa forma e nada mais é do que a soma das variâncias da velocidades dividido por 2. Porém, é possível escrever uma equação prognóstica com o balanço dos termos de produção e perda para definir se a CLP vai ficar mais ou menos turbulenta. A equação do balanço de ECT pode ser definida como:

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}}_I + \underbrace{\bar{U}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{+\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (\overline{u'_i \theta'_v})}_{III} - \underbrace{\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j}}_{IV} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{u'_j e})}{\partial x_j}}_V - \underbrace{\frac{1}{\bar{p}} \frac{\partial (\overline{u'_i p'})}{\partial x_i}}_{VI} - \underbrace{\epsilon}_{VII} \quad (2.5)$$

2.2.1 Termo I: Armazenamento

O primeiro termo representa o armazenamento local, ou tendência de ECT. Em condições normais, no ciclo diurno, seu valor é pequeno durante a manhã e aumenta para seu máximo no período da tarde quando o aquecimento superficial atinge seu valor maior, representando a tendência da turbulência ser maior nesse período, enquanto que na transição entre final da tarde e início da noite, ocorre dissipação e perdas que excedem a produção de turbulência, fazendo com que seu valor seja negativo durante esta fase.

2.2.2 Termo II: Advecção

Esse termo representa a advecção de ECT por unidade de massa pelo vento médio. Em grandes áreas homogêneas, esse termo pode ser desprezado, pois a variação horizontal de ECT é pequena. Porém, em áreas pequenas, com superfícies diferentes, esse termo passa a ter maior relevância.

2.2.3 Termo III: Produção e consumo de flutuabilidade

A parte mais importante desse termo é o fluxo de calor $\overline{w'\theta'_v}$. Durante dias ensolarados em superfície terrestre ou quando há advecção de ar frio sobre uma superfície mais quente, esse termo é positivo e grande próximo a estas superfícies representando as termas. Em dias nublados, esse termo é consideravelmente menor. Em situações onde a atmosfera é estaticamente estável, comuns durante a noite quando a CLP está estável, o ar deslocado para fora de seu nível de origem tende a retornar ao mesmo. Sendo assim, quando a turbulência age de forma a deslocar verticalmente parcelas de ar, a flutuabilidade negativa associada a essa condição de estabilidade atmosférica tende a suprimir ou consumir a ECT forçando as parcelas deslocadas de volta ao seu nível de origem.

2.2.4 Termo IV: Produção Mecânica

Este termo representa a produção e perda mecânica ou de cisalhamento, que é representado pela interação do fluxo de momento turbulento $\overline{u'_i u'_j}$ com o cisalhamento do vento médio. Como essas quantidades possuem sinais opostos, o sinal negativo determina um termo sempre positivo, que representa a produção de ECT pelo cisalhamento do vento. Durante o dia, esse termo não é tão relevante quanto o termo III, exceto em dias com vento forte onde sua magnitude se torna maior. Porém, durante noite ou quando a superfície terrestre é mais fria que o ar acima, ele se torna o principal produtor de turbulência.

2.2.5 Termo V: Transporte turbulento

Este termo representa o transporte vertical de turbulência, sendo um fluxo de divergência. Por se tratar de um termo de divergência de fluxo, indica a distribuição da turbulência entre regiões da CLP. Se o fluxo em uma camada é convergente, então esse valor é positivo pois há mais turbulência entrando do que saindo, o oposto é válido quando há divergência.

2.2.6 Termo VI: Correlação de pressão

A correlação de pressão descreve a relação de ECT com a perturbações de pressão que normalmente estão associadas a oscilações no ar como flutuabilidade e ondas de gravidade. Porém, devido à dificuldade de medir flutuações estáticas de pressão, um termo de transporte é estimado como um resíduo da equação necessário pra atingir o balanço de ECT.

2.2.7 Termo VII: Dissipação

Como já dito anteriormente a distribuição de energia turbulência funciona como uma cascata onde os vórtices maiores alimentam os menores. Nessas menores escalas, há um processo na qual a ECT é transformada em calor devido a viscosidade.

2.2.8 Intermitência

As definições de intermitência podem variar de estudo para estudo. Segundo Mahrt (1999) o termo 'intermitência' significa que a turbulência ocorre esporadicamente, em episódios curtos separados por períodos de flutuações fracas ou não mensuráveis, sendo muito comuns na CLME. O termo intermitência pode referir-se a intermitência que ocorre dentro de vórtices turbulentos maiores, conhecida como intermitência de escala fina, em contrapartida, o caso em que os vórtices em todas as escalas estão ausentes ou suprimido é chamado de intermitência global. No presente estudo o termo intermitência refere-se a intermitência global.

A natureza dos mecanismos físicos da intermitência na CLME ainda não são totalmente compreendidos. Diversos processos podem gerar turbulência intermitente na CLME, como algum tipo de instabilidade no topo da camada de inversão superficial provocada por efeitos de cisalhamento local (HA; MAHRT, 2001; BANTA et al., 2002) e ondas de gravidade (Forrer; Rotach, 1997), fazendo com que a turbulência comporte-se de cabeça para baixo, estrutura onde a ECT aumenta com a altura e o fluxo vertical turbulento de ECT é negativo (MAHRT, 1985; Ohya; Neff; Meroney, 1997; MAHRT, 1999; Mahrt; Vickers, 2002). Outro processo comum, é a interação entre o resfriamento radiativo na superfície e a mistura turbulenta na presença de um gradiente de pressão em noites de céu limpo, que também provoca intermitência (WIEL et al., 2002b; WIEL et al., 2002a; Businger, 1973), além disso, ondas provocadas pela instabilidade Kelvin–Helmholtz podem gerar intermitência (NAPPO, 1991; BLUMEN et al., 2001).

2.3 CAMADA LIMITE

O primeiro conceito de camada limite foi introduzido por Prandtl (1905) no campo da aerodinâmica, o qual concluiu que para um fluido levemente viscoso em contato com uma superfície delimitadora, uma fina camada de fluido forma-se onde os efeitos da superfície sob o mesmo, como fricção, são importantes, diferentemente do que acontece fora dessa camada, onde o fluido não possui qualquer fricção.

Na meteorologia, a Camada Limite Planetária (CLP) é a camada de ar em contato com a superfície terrestre na qual os efeitos da superfície como fricção e fluxos que transportam grandezas escalares, atuam nas características da atmosfera local em uma escala de tempo da ordem de um dia ou menos (STULL, 1988; GARRATT, 1994).

A Camada Limite Planetária possui um ciclo diurno relativamente bem definido. Em condições normais, sua estrutura e profundidade variam ao longo do dia em resposta ao aquecimento ou resfriamento da superfície. Durante o dia, a camada correspondente aos primeiros 10% da superfície é chamada de camada superficial, por estar em contato com a superfície aquecida. Nela, a temperatura potencial diminui à medida em que se distancia da superfície, caracterizando um perfil super adiabático adjacente à superfície. Nos primeiros centímetros de ar há uma fina camada, onde a difusão molecular prevalece sobre o transporte turbulento, a qual é inerente ao ciclo diurno estando presente durante todo o dia.

2.3.1 Camada Limite Convectiva

Durante o dia, o aquecimento da superfície em resposta à incidência de raios solares faz com que haja trocas de calor entre a atmosfera e a superfície aquecida. Essas trocas podem dar origem a termas de ar quente que ascendem da superfície. Em situações onde o céu possui cobertura de nuvens, o resfriamento radiativo no topo da camada da nuvem produz ainda termas de ar frio que descendem do topo da nuvem. Isso faz com que o transporte turbulento seja primariamente resultante da convecção. Sendo assim, as grandezas escalares como calor, umidade e momentum são misturadas uniformemente na vertical. A temperatura potencial possui lapse-rate adiabático nessa camada, que é estaticamente neutra. Devido a essas características, essa porção da CLP durante o dia é chamada de camada de mistura.

2.4 CAMADA LIMITE ESTÁVEL

No final da tarde, a quantidade de radiação solar que chega à superfície é menor. Como consequência, a intensidade da turbulência convectiva diminui gradativamente. Isso resulta em uma camada cujas variáveis de estado iniciais médias são as mesmas da camada de mistura anteriormente presente, sendo assim o lapse-rate de temperatura potencial continua adiabático. De noite, a superfície sofre resfriamento radiativo. Isso faz com que, nos primeiros metros a temperatura potencial aumente com a altura tendo lapse-rate subadiabático, dando origem a uma camada estaticamente estável, chamada camada limite estável (CLE). A CLE é extremamente complexa, sendo assim qualquer forma de classificação em classes ou estados é uma simplificação, porém visando a organização, diversos estudos classificam a CLE em regimes, tais regimes feitos utilizando quantidades como parâmetros de escala z/L (Holtslag; Nieuwstadt, 1986) e h/L (MAHRT, ; MAHRT, 1999), além do "bulk" número de Richardson Ri_b (SUN et al., 2012; Mahrt; Vickers, 2006).

2.4.1 Camada Limite Pouco Estável

A camada limite pouco estável (CLPE), é a CL noturna padrão, com estrutura e topo bem definidos 2.1. Esse tipo de camada desenvolve-se tanto em condições nubladas quanto em situações onde a velocidade do vento é significativa, ambas condições contribuem para a diminuição do resfriamento superficial (MAHRT, 1999). A turbulência se comporta de forma contínua em parte do tempo, além de ser maior próxima a superfície, diminuindo com a altura. Segundo (MAHRT,) a CLPE é bem compreendida e já foi examinada com sucesso em termos observacionais (van Ulden; Wieringa, 1996; HOWELL; SUN, 1999), parâmetros de escala (DERBYSHIRE, 1990), teoria da similaridade (Zilitinkevich; Mironov, 1996) e estudos em laboratório (Ohya; Neff; Meroney, 1997).

2.5 CAMADA LIMITE MUITO ESTÁVEL

Segundo Mahrt (1999), Mahrt (2014) a CLME pode ser comum e até dominante, durante as estações com céu limpo, gradientes de pressão fracos e forte resfriamento radiativo da superfície. Esses regime muito estável pode ser mais frequentemente encontrado em regiões com bacias, depressões e vales com leve inclinação.

A CLME tem características diferentes da CLPE, contando com a ausência de um topo bem definido, nem estrutura padrão, 2.1. A turbulência aumenta com altura, onde o máximo se encontra na camada intermitentemente acoplada à superfície (MAHRT, 2014). Se comparada à outros regimes de Camada Limite, a turbulência é estratificada, fraca

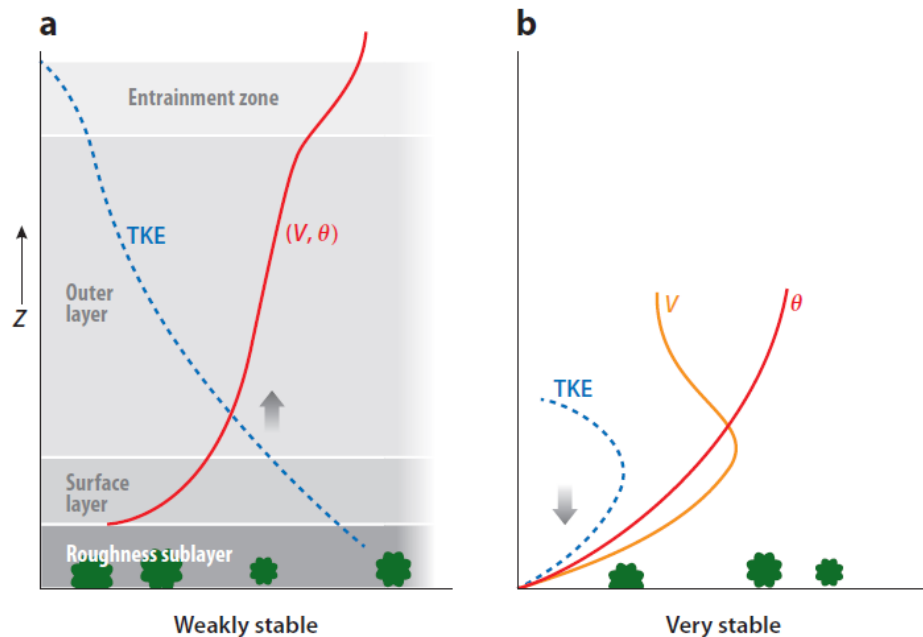


Figura 2.1 – Uma divisão bastante simplificada das camadas limite em (a) o regime pouco estável e (b) o regime muito estável. (a) Estrutura vertical plausível correspondente ao regime pouco estável relativamente bem definido. As zonas cinzentas delineiam camadas horizontais idealizadas. A zona de arrastamento é definível apenas para o mais fraco estabilidade. A curva azul tracejada mostra a dependência de altura típica da energia de turbulência (TKE). A linha vermelha sólida representa a estrutura geral da temperatura potencial, θ , e da velocidade do vento, V . A seta gradiente indica a direção usual do transporte vertical de energia turbulenta. (b) Uma das numerosas estruturas verticais diferentes para a camada limite muito estável. A curva sólida vermelha representa a temperatura potencial, e a curva sólida laranja representa a velocidade do vento para o caso de um vento máximo próximo à superfície. Para condições muito estáveis, várias estruturas verticais são possíveis, e a estrutura vertical é geralmente não estacionária. Na realidade, a camada limite muito estável é tipicamente uma ordem de grandeza mais rasa do que a camada limite pouco estável.

Fonte: (MAHRT, 2014)

e intermitente até mesmo próximo à superfície, sendo assim, processos de mesoescala como drenagem e meandro do vento e ondas de gravidade se tornam mais importantes.

Segundo (MAHRT, 2014) existem diferenças nas características da turbulência na CLME em relação a CLPE. Por isso, não é possível aplicar as suposições necessárias para utilizar a teoria da similaridade para descrever a camada superficial, entre as principais diferenças estão a pequena correlação entre as flutuações de velocidade vertical e escalares (MAHRT et al., 2012), movimentos predominantemente horizontais com poucas variações de velocidade vertical e deformação de vórtice restrita e grandes variações de temperatura, que podem ser demonstradas em termos de energias cinética e potencial disponível (WINTERS et al., 1995).

2.5.1 Turbulência na CLE

A turbulência na CLE pode ser encontrada tanto na forma contínua quanto na intermitente. O primeiro caso ocorre principalmente devido ao fraco resfriamento na superfície ou a formação de jatos de baixos níveis (BLACKADAR, 1957), gerando cisalhamento e turbulência de natureza mecânica entre o núcleo do jato e a superfície (BANTA et al., 2002). O segundo caso ocorre em noites de céu limpo e ventos fracos, ou em situações onde há advecção de ar quente sobre uma superfície muito mais fria (BANTA et al., 2002).

2.5.2 Profundidade da CLE

Várias abordagens foram utilizadas na literatura para determinar a profundidade da CLE, Vickers e Mahrt (2004) listaram algumas destas como sendo, a camada através da qual a turbulência com origem na superfície se estende (Lenschow et al., 1988), o topo da camada no qual ocorre o transporte para baixo de fluxo de calor (CAUGHEY; WYNGARD; KAIMAL, 1979), a altura do jato de baixos níveis ou cisalhamento mínimo do vento (Melgarejo; Deardorff, 1974) e o topo da camada de inversão de temperatura ou camada com resfriamento significativo (Yamada, 1976). Segundo (MAHRT, 1999; MAHRT, 2014) a profundidade da CLME, quando possível ser definida, não é grande se comparada a elementos rugosos como por exemplo árvores. No presente estudo, a primeira abordagem descrita foi a escolhida para definir a profundidade da Camada Limite. Sendo assim, na CLE tradicional, os fluxos tem seus valores máximos próximos à superfície e tendem a zero no topo da camada, porém na CLME essa estrutura ocupa uma área muito rasa, podendo ser de até 10 metros ou menos em alguns casos (BANTA et al., 2007). Esse comportamento é demonstrado na 2.2.

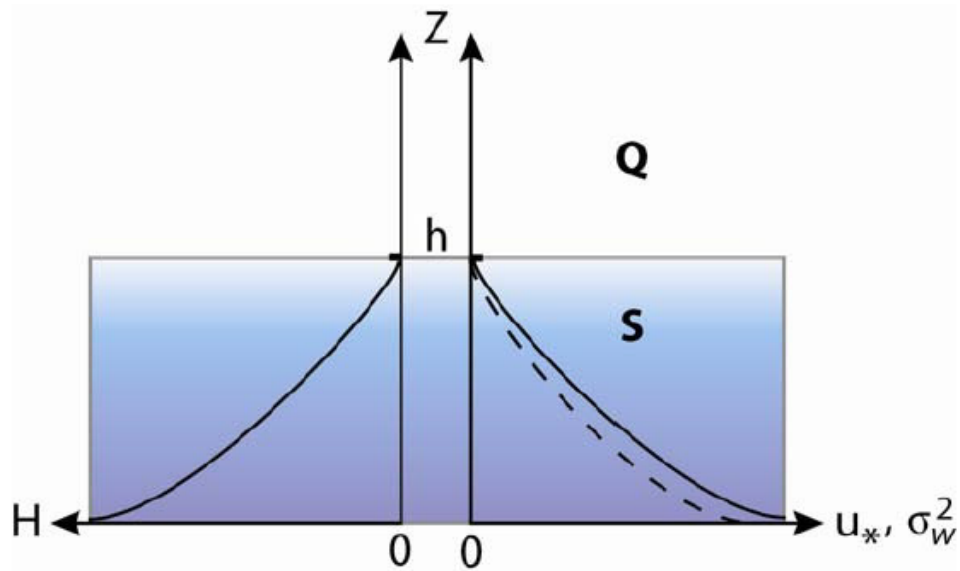


Figura 2.2 – Perfis esquemáticos de fluxo de calor H , variação de velocidade vertical σ_w^2 , e fricção velocidade u_* mostrando a estrutura BL tradicional. A porção sombreada marcada com S representa o BL raso, e a região marcada acima de Q representa a camada quiescente acima

Fonte: (BANTA et al., 2007)

2.5.3 Transporte de Ondas de Gravidade

Movimentos de onda são oscilações em variáveis de campo, como velocidade e pressão, que se propagam no espaço e tempo. As ondas atmosféricas são resultantes da ação de forças restauradoras que atuam em uma parcela deslocada de seu nível de equilíbrio (HOLTON, 2004). As ondas de gravidade atmosférica possuem esse nome pois sua força restauradora é a gravidade ou flutuabilidade. Essas ondas ocorrem somente em uma atmosfera estavelmente estratificada, que normalmente é o estado de estabilidade atmosférica durante as noites na Camada Limite Estável sobre a terra ou a qualquer momento que a superfície fria esteja sobreposta por ar quente (STULL, 1988). A maior contribuição das ondas de gravidade para a atmosfera é o transporte de momentum e energia (NAPPO, 2013). Em relação à turbulência, a passagem de ondas de gravidade pode suprimi-la ou intensificá-la (STULL, 1988).

2.5.4 Drenagem

Os ventos drenagem são um escoamento de mesoescala que consistem em uma fina camada de vento presente nos primeiros metros da Camada Limite Estável, onde a altura do vento máximo ocorre em média a menos de 10 metros, podendo ocorrer em altu-

ras abaixo de 1 metro quando a camada de ar é rasa. Os ventos de drenagem formam-se devido a combinação das características orográficas da região e condições de estabilidade como ventos fracos, céu limpo e pouca influencia de larga escala, podendo ocorrer até mesmo em lugares com pouca inclinação local (WHITEMAN, ; SOLER et al., 2002; ADACHI et al., 2004).

O resfriamento radiativo noturno faz com que ocorra uma circulação térmica, onde o ar frio de encostas se torna mais denso e escoar relevo abaixo ficando estagnado nos vales e depressões (STULL, 1988). Entre os principais impactos da atuação dos ventos de drenagem estão, quedas na temperatura, mudanças repentinas na direção e intensidade do vento em certas alturas (UDINA et al., 2013), além de poder gerar correntes de densidade ou piscina frias que intensificam a turbulência dentro da corrente (CASCÓN, 2015). A duração desses eventos depende do entorno, (SOLER et al., 2002) analisou a ação de ventos de drenagem em um barranco e concluiu que quando os ventos de drenagem tiveram em média 2 m/s , um valor crítico de cisalhamento foi atingido, tornando o fluxo dinamicamente instável e interrompendo o fluxo no barranco.

2.6 ANTICICLONES NA AMÉRICA DO SUL

Os anticiclones são importantes componentes do clima. Diferentemente dos ciclones, sua atuação está associada à estabilidade atmosférica e bom tempo, porém sua atuação persistente pode servir como bloqueio, conseqüentemente alterando a circulação dos ventos locais (SINCLAIR, 1996). Sinclair (1996) concluiu que a formação de anticiclones no Hemisfério Sul ocorrem em regiões localizadas, a sudeste das maiores cadeias montanhosas. Na América do Sul, esses Anticlones formam-se a sotavento dos Andes, e isso é causado pelo resfriamento de baixos níveis. À medida que o sistema se desloca pela costa leste, ele sofre rápida intensificação devido à forte atividade baroclínica na região.

Outra possível causa para formação desse Anticiclone é quando uma crista do Anticiclone do Pacífico Sul se estende através dos Andes, intensifica e desprende-se do Anticiclone principal, formando um novo centro de alta pressão a leste dos Andes (TALJAARD, 1972; JONES; SIMMONDS, 1994). Estudos prévios também mostraram que esse Anticiclone advecta ar frio para o norte dos Andes, resultando em ondas de frio no Sul e Sudeste do Brasil (GARREAUD, 2000; LUPO et al., 2001; PEZZA; AMBRIZZI, 2005; SPRENGER; MARTIUS; ARNOLD, 2013). Gilliland e Keim (2018) analisaram a posição climatológica do Anticiclone do Atlântico Sul e seus impactos nas condições de superfície no Brasil utilizando dados de reanálise e concluíram que durante os meses de Março, Abril e Maio o Anticiclone do Atlântico Sul fica mais a oeste, enquanto é comum haver a presença de um centro de alta pressão sobre o Uruguai, causando anomalias negativas de vento na região, enquanto que no Sul no Sudeste do Brasil as anomalias são positivas.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 DETERMINAÇÃO DOS EVENTOS DE DRENAGEM

Para identificar casos de drenagem, foram consideradas situações onde a velocidade máxima do vento até 5 metros de altura, seja ao menos $0,25 \text{ m/s}$ maior que em uma altura acima deste nível por pelo menos 15 minutos. Utilizando esta metodologia, foram identificados 78 eventos em 41 noites distintas figura 3.1. Os horários com maior ocorrência foram entre 22H e 23H, o horário com menor ocorrência é o de 4H. Ainda assim, os eventos não apresentaram grande dependência de horário, estando bem distribuídos por toda a noite, com ocorrências a partir das 21H até pouco mais de 4H. Dos 78 eventos identificados, foram escolhidos 3 dias que melhor representavam as condições médias dos eventos, afim de fazer uma análise mais profunda sobre o comportamento dos perfis verticais e campos sinóticos.

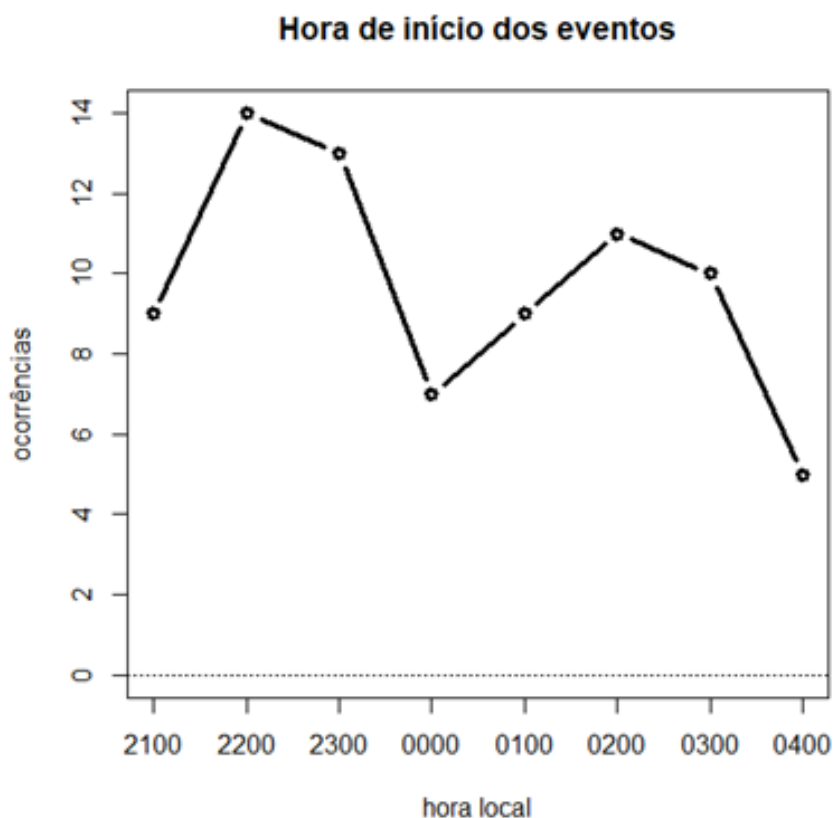


Figura 3.1 – Distribuição horária dos 78 eventos identificados em 41 noites distintas no período de 28 de março e 27 de novembro de 2021.

Fonte: Otávio Acevedo

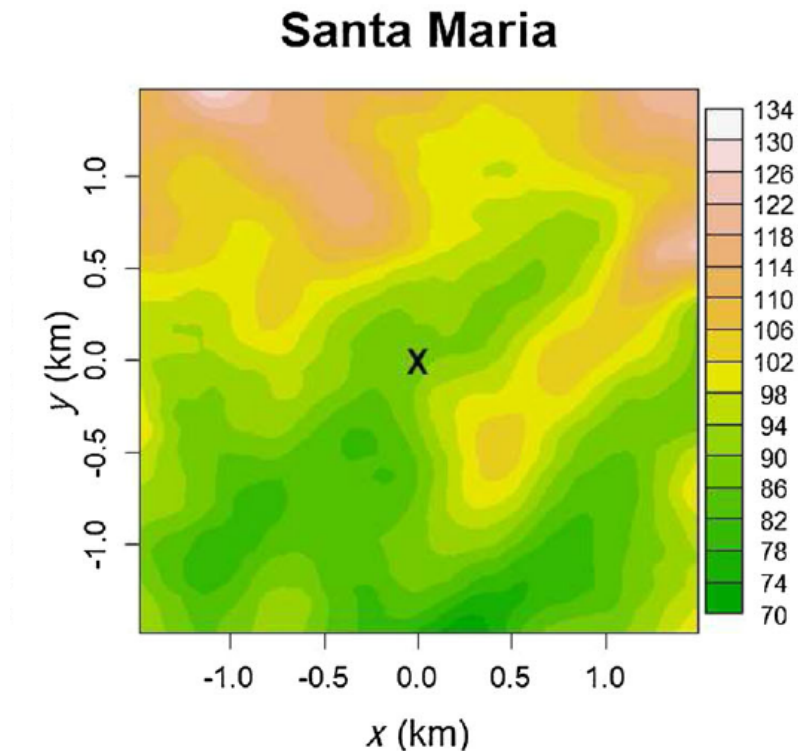


Figura 3.2 – Localização da torre micrometeorológica localizada em Santa Maria (X) e topografia da região.

Fonte: (MAHRT; ACEVEDO, 2022)

3.2 DADOS OBSERVACIONAIS

O município de Santa Maria está localizado na região de Depressão Central do estado do Rio Grande do Sul (RS), com relevo levemente ondulado e altitude de 88 metros. Os dados utilizados no presente estudo foram coletados na torre micrometeorológica localizada próxima a Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) (Latitude -29.72° S; Longitude -53.75° O). A região da UFSM possui 24 hectares de área com vegetação característica do bioma Pampa, típica do estado, coberta majoritariamente por grama com altura tipicamente entre 30 e 50cm, áreas suburbanas estão presentes em torno de 500 metros da torre, enquanto montanhas moderadas de mais ou menos 500 metros de altura estão localizadas a 5km ao norte da torre figura 3.2 (MAHRT; ACEVEDO, 2022). A torre micrometeorológica possui 30m de altura e dados com frequência de 10 Hz, dados da torre já foram previamente utilizados e descritos em (GUERRA et al., 2018; STEFANELLO et al., 2019), anemômetros sônicos medindo as componentes do vento (u , v , w) estão distribuídos no total doze níveis: 1.5, 3, 5, 6, 7, 9, 11, 14, 17, 20, 23, 26 e 30m. A temperatura (T) é medida em quinze níveis, sendo eles: 0.5, 1, 2.25, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 15.5, 18.5, 21.5, 24.5,

28, e 29.5 m. Foram 220 dias completos de dados, entre 28 de março e 27 de novembro de 2021.



Fonte: Figura 3.2: Localização da torre micrometeorológica do LuMET-UFSM, Santa Maria (Latitude:29,72° S; Longitude: 53,75° W; Altitude: 88m). Fonte: Imagem cedida por Otávio Acevedo.

Segundo (VICKERS; MAHRT, 2006), períodos na CL associados a forte estabilidade, com ventos e turbulência fracos, podem sofrer perturbações associadas a movimentos de mesoescala, que realizam transporte vertical, resultante do cisalhamento, além de alterações em magnitudes que podem sobrecarregar as contribuições difusivas dos fluxos puramente turbulentos. Os ventos de drenagem e seus impactos são uma das possíveis perturbações que se encaixam nessa descrição, por ocorrer em uma escala muitas vezes menor que a turbulenta, sendo assim, o intervalo de tempo para cálculo das médias não pode ser muito grande. Sendo assim, para evitar essa dificuldade, no presente trabalho, todos os momentos estatísticos (médias, variâncias e covariâncias, utilizadas na determinação dos fluxos) foram calculadas para períodos de 1 minuto, das 19:00 horas de uma noite até às 05:00 horas da manhã seguinte, de forma a garantir que a maior parte dos

momentos estatísticos estimados estejam associados a processos turbulentos.

Ainda, foi calculada, a energia cinética turbulenta (ECT) utilizando a equação 2.2 e o fluxo de calor turbulento através da multiplicação entre as porções turbulentas da temperatura e velocidade vertical, as quais são duas variáveis muito utilizadas para identificação da CLME nos primeiros metros acima da superfície, em adição, foram feitas médias horárias das mesmas variáveis.

Também foram utilizados dados horários de reanálise do ERA5 disponibilizados pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) em superfície e em níveis isobáricos (C3S, 2017), com objetivo de analisar os padrões sinóticos durante o período estudado e se os mesmos têm relação com a formação de eventos de drenagem. Dados de satélite GOES-16 (TAN et al., 2019) no canal infravermelho também foram utilizados para ver a cobertura de nuvens sobre a região.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

O capítulo dos resultados foi dividido em duas seções, na primeira, é feita a análise de 3 eventos individuais escolhidos a partir dos 78 eventos de ventos de drenagem identificados utilizando os dados da torre micrometeorológica, incluindo características sinóticas, perfis horários médios e variações temporais de algumas noites. Na segunda seção, é feita a análise das características médias levando em conta todos os 78 eventos de drenagem.

4.1 ESTUDOS DE CASO DOS EVENTOS DE DRENAGEM

4.1.1 Características sinóticas

4.1.1.1 *Dia 29 de abril de 2021*

Observou-se próximo à região de estudo, a presença de um anticlone sobre o nordeste da Argentina em baixos níveis que predomina até 500hPa dando origem a um centro de alta pressão com valor de 1022 hPa 4.1(a), o qual é correspondido por um ciclone em 200hPa 4.1(b). Por este Anticlone estar entre os Andes à oeste e um Ciclone sobre Atlântico sul 4.1(c) a leste, o escoamento resultante dessa interação é predominantemente de sudeste, convergindo com os ventos alísios na Amazônia, favorecendo a convecção e confinando a umidade na região, impedindo que a mesma alcance maiores latitudes, deixando a maior parte do Sul-Sudeste da AS com baixa umidade relativa (UR) com exceção das regiões litorâneas 4.1(a).

Como resultado desse escoamento de sudeste, a temperatura do ar em 850hPa sobre o Sul do Brasil era entre 10 °C e 12 °C, as baixas temperaturas aliadas ao céu com poucas nuvens rasas 4.2(e) resultantes da estabilidade provocada pela configuração sinótica, fizeram com que boa parte do centro e sul da AS tivessem fluxo de calor sensível positivo na superfície 4.1(b), o que representa a perda de calor da mesma para a atmosfera.

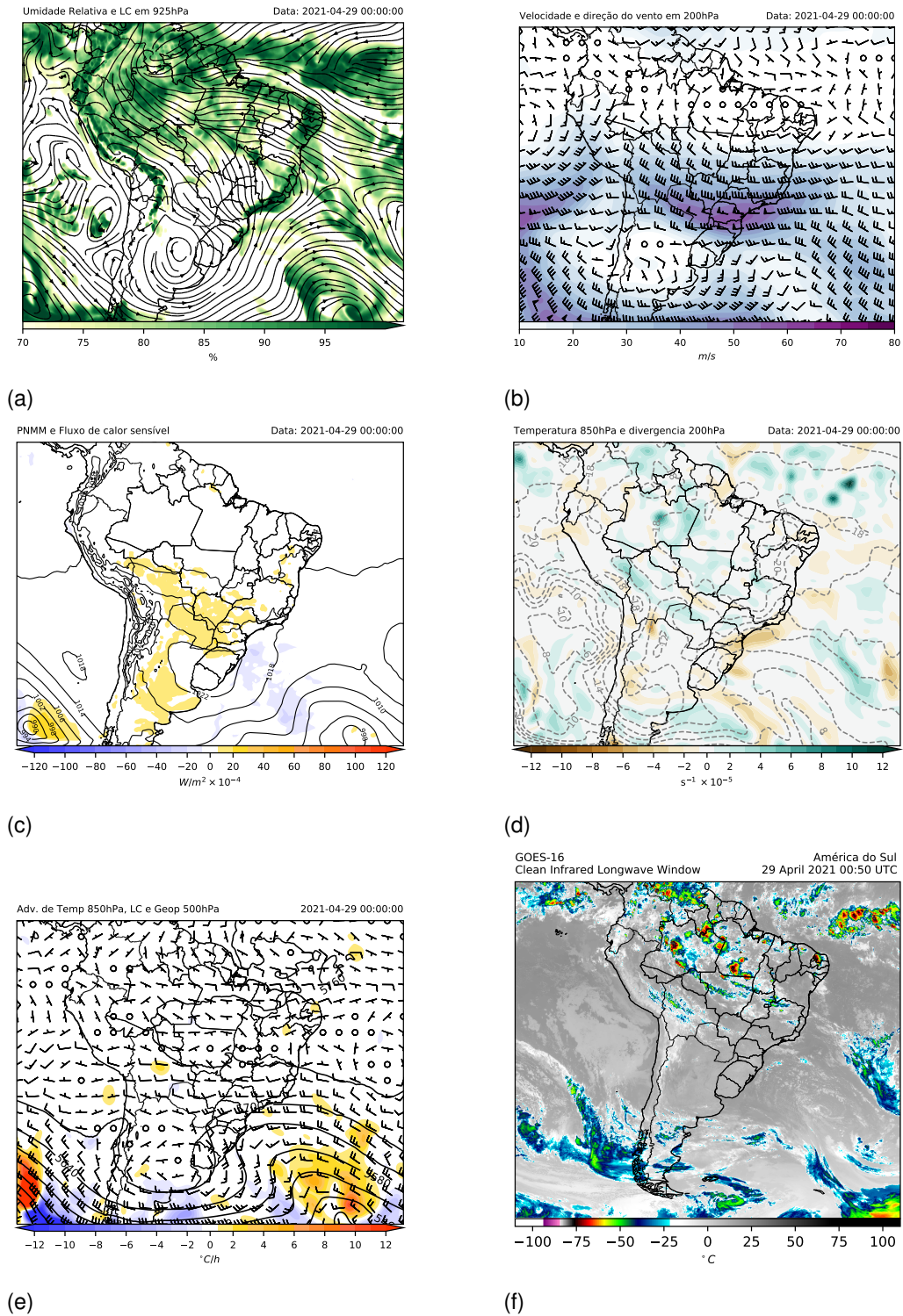


Figura 4.1 – Imagens do dia 29/04/2021 00:00 UTC. Umidade específica Linhas de correntes em 850hPa. Velocidade e Direção do Vento em 200hPa. PNMM e Fluxo de calor sensível em superfície. Temperatura em 850hPa e Divergência em 200hPa. Advecção de Vorticidade, linhas de correntes e Geopotencial em 500hPa. Imagem do canal infravermelho do satélite Goes-16.

Fonte: Próprio autor.

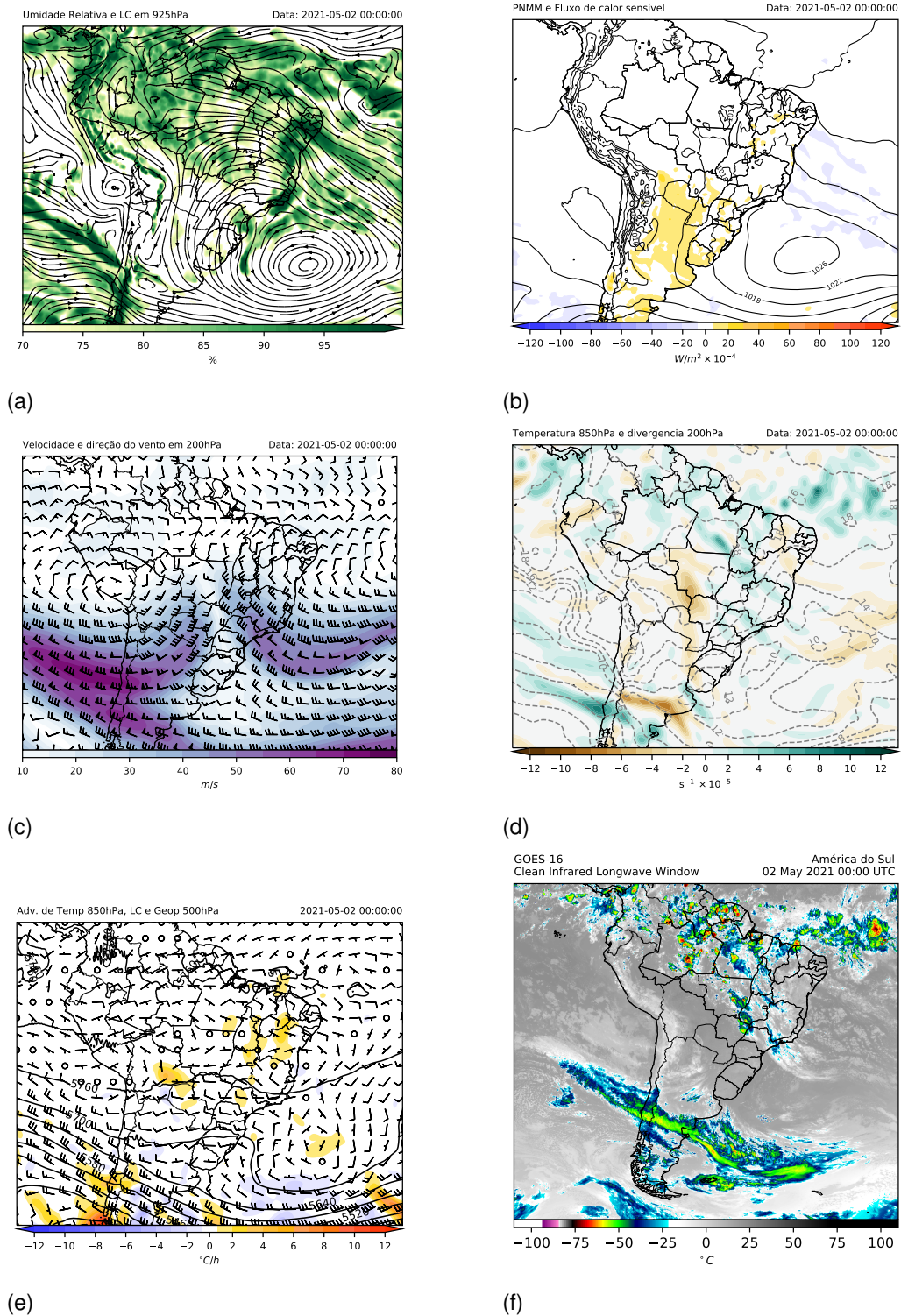


Figura 4.2 – Imagens do dia 02/05/2021 00:00 UTC. Umidade específica Linhas de correntes em 850hPa. Velocidade e Direção do Vento em 200hPa. PNMM e Fluxo de calor sensível em superfície. Temperatura em 850hPa e Divergência em 200hPa. Advecção de Vorticidade, linhas de correntes e Geopotencial em 500hPa. Imagem do canal infravermelho do satélite Goes-16.

Fonte: Próprio autor.

4.1.1.2 *Dia 2 de maio de 2021*

Neste dia houve a atuação de um grande anticiclone sobre o oceano Atlântico próximo ao continente que afetou a circulação em baixos níveis de toda AS, fazendo com que a circulação venha do oceano Atlântico em direção ao continente, sofrendo uma divergência sobre o sul do Pará, também indicado pela convergência em altos níveis 4.2(c), onde parte da circulação que está sobre influência do anticiclone é desviada para Sul enquanto a outra parte segue em direção ao centro da Amazônia, fazendo com que a circulação sobre o Sul e Sudeste do Brasil fosse predominantemente de nordeste e sobre o Norte e Nordeste do Brasil a mesma foi predominantemente de Sudeste.

Devido a essa configuração, mais uma vez os ventos que chegam de latitudes maiores na região amazônica convergem com os ventos alísios favorecendo convecção, isso faz com que a umidade da Amazônia fique confinada na região, ainda que boa parte da AS continue com UR acima de 70% pelo fato de a circulação ser oceânica, com exceção do Sul da AS. A baixa umidade em conjunto com o padrão da circulação impede que o sistema frontal presente sobre a Argentina alcance latitudes menores. Assim como no dia 29 de abril, as baixas temperaturas e falta de nebulosidade favorecem o fluxo de calor positivo na superfície.

4.1.1.3 *Dia 25 de outubro de 2021*

Apesar de ser em uma época diferente dos outros dias estudados, este dia possui semelhanças no padrão sinótico em relação aos outros. Um anticiclone sobre o norte da Argentina em baixos níveis 4.3(a) que persiste até 500hPa 4.3(e), também é correspondido por um centro de alta pressão 4.3(b) que está sobre todo o Sul e parte do Sudeste do Brasil.

Assim como nos outros dias, o anticiclone faz com que o escoamento seja de sul, empurrando o sistema frontal que está sobre o Sudeste para menores latitudes e convergindo com o escoamento de norte sobre região central da AS, favorecendo a convecção e impedindo que a umidade alcance o Sul, o faz com que apesar de boa parte da AS está com nuvens e instabilidade o Sul esteja com baixa umidade e estabilidade, como é possível notar na imagem de satélite 4.3(f). Essa configuração faz com que o fluxo de calor sensível na superfície em todo o sul da AS fique positivo 4.3(b).

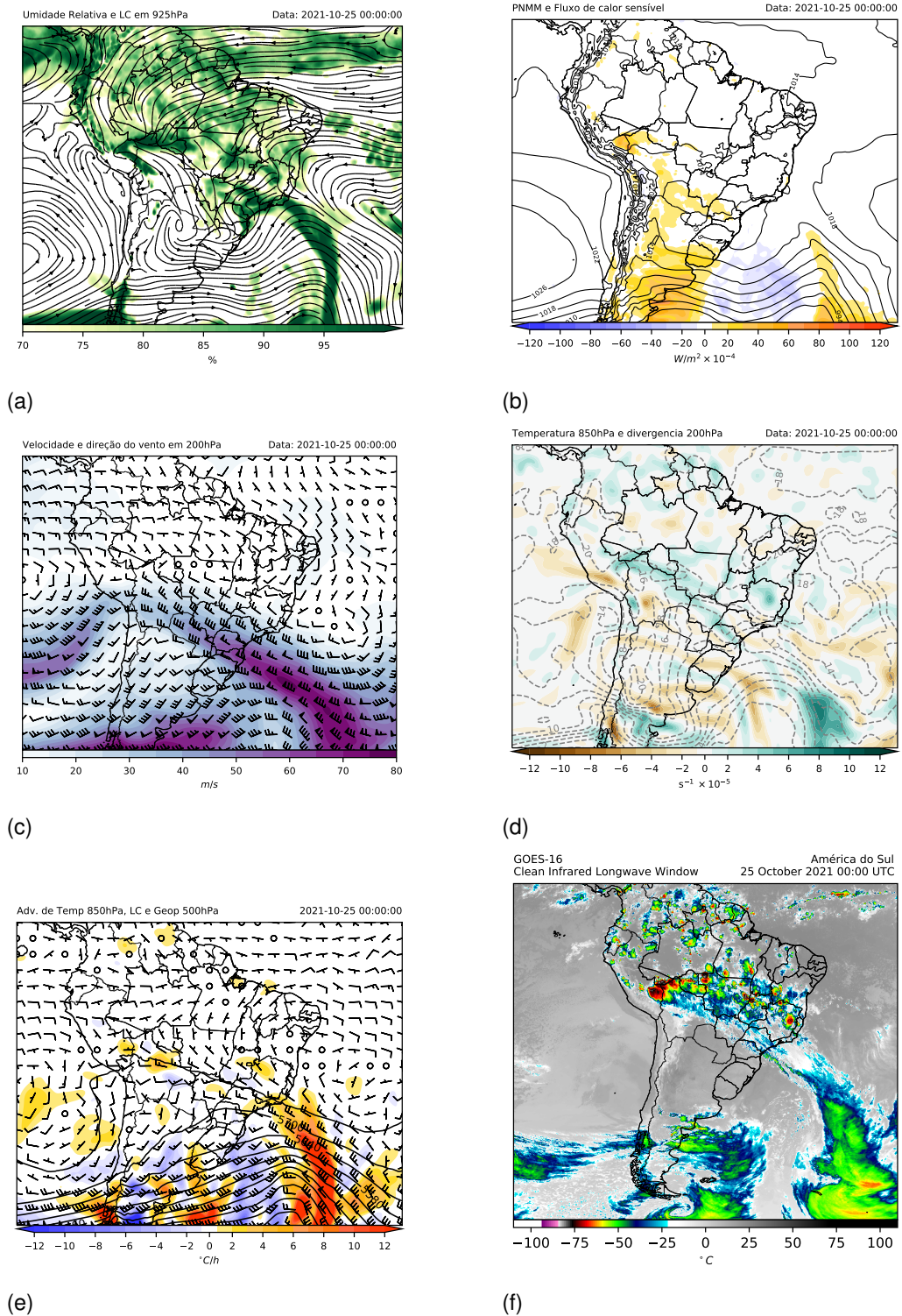


Figura 4.3 – Imagens do dia 25/10/2021 00:00 UTC. Umidade específica Linhas de correntes em 850hPa. Velocidade e Direção do Vento em 200hPa. PNMM e Fluxo de calor sensível em superfície. Temperatura em 850hPa e Divergência em 200hPa. Advecção de Vorticidade, linhas de correntes e Geopotencial em 500hPa. Imagem do canal infravermelho do satélite Goes-16.

Fonte: Próprio autor.

4.1.2 Perfis verticais

4.1.2.1 Dia 29 de Abril de 2021

A Velocidade do vento mostra a ocorrência da drenagem nos três horários analisados, sendo o horário médio de 02-03H o com maior intensidade, os valores máximos de velocidade do vento ocorrem nos segundo e terceiro níveis medidos atingido aproximadamente 0.8 m/s em ambos, demonstrando um aumento de aproximadamente 0.4 m/s em relação aos níveis superior e inferior adjacentes, que passa a variar em torno desse valor até 30 metros, no qual ela volta a aumentar. O perfil de temperatura mostra um crescimento quase que linear com a altura, com exceção de alguns pontos nos primeiros 10 metros que possuem ruídos devido a variabilidade dos dados, observa-se o aumento de aproximadamente $6 \text{ }^\circ\text{C}$ entre o primeiro e o último nível, em todos os horários, porém os valores de temperatura acompanham a intensidade da drenagem, no horário médio de 01-02H o perfil de temperatura está mais quente, quando a drenagem se intensifica no horário médio seguinte, há uma queda em todos os níveis, que fica mais evidente acima de 5 metros.

A ECT tem comportamento similar ao do vento, com valor máximo de $0,008 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ próximo à superfície, porém acima do núcleo da drenagem, comportamento similar ao encontrado em (CASCÓN, 2015), após esse máximo, a ECT sofre uma grande queda para $0,002 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ e varia em torno desse valor nos níveis acima. Neste dia, a CLME tem sua menor altura, uma vez que o fluxo de calor negativo intenso de aproximadamente -0.0020 K m/s , nos primeiros níveis, acompanhando o núcleo da drenagem e o porém a mesma tende a zero rapidamente até os 5 metros e oscila em torno de zero no restante das alturas.

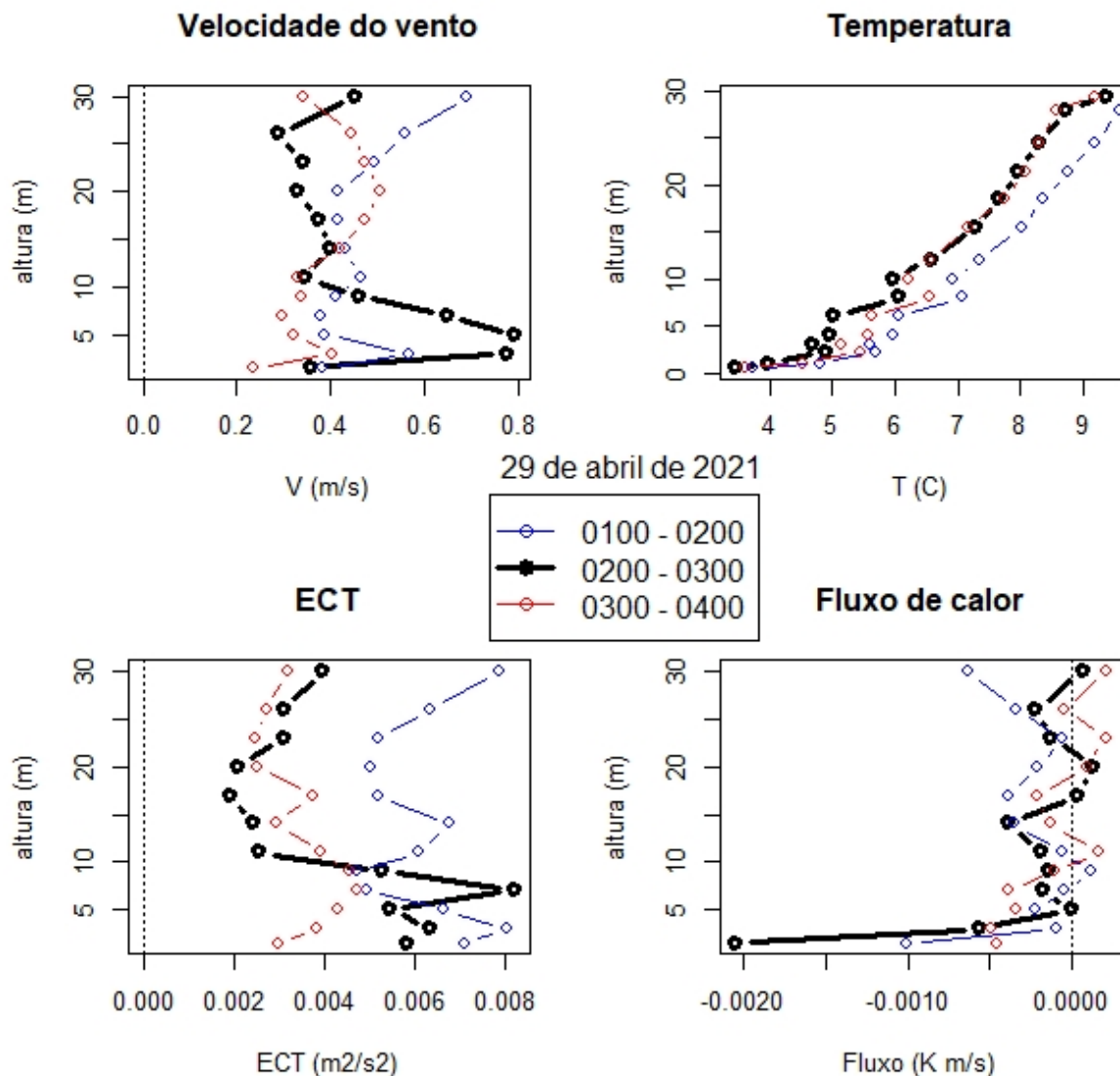


Figura 4.4 – Perfil vertical de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor do dia 29 de abril de 2021, nos horários médios de 01-02, 02-03 e 03-04.

Fonte: Otávio Acevedo.

4.1.2.2 Dia 02 de Maio de 2021

Diferente do primeiro dia, este evento de drenagem se manteve intenso durante às 3 horas médias estudadas, com intensidade de $0,4 \text{ m/s}$ variando pouco entre o primeiro e segundo horário médio, isso reflete na ECT que apresenta valor máximo de $0.0016 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, porém diferente do primeiro dia, isso ocorre no nível abaixo do núcleo da drenagem, apesar da drenagem estar presente nos outros dois horários médios, a ECT. O perfil de temperatura tem comportamento similar ao do primeiro dia, porém há um reaquecimento evidente

do perfil no horário médio de 05-06H, logo após o enfraquecimento da drenagem. O fluxo de calor no primeiro nível é de aproximadamente -0.0021 K m/s e se aproxima de 0 em torno de 5 metros, similar ao primeiro dia, porém nos níveis superiores, o fluxo sofre perturbações positivas, provavelmente devido a outro tipo de perturbação que faz com que o vento e a ECT também aumentem.

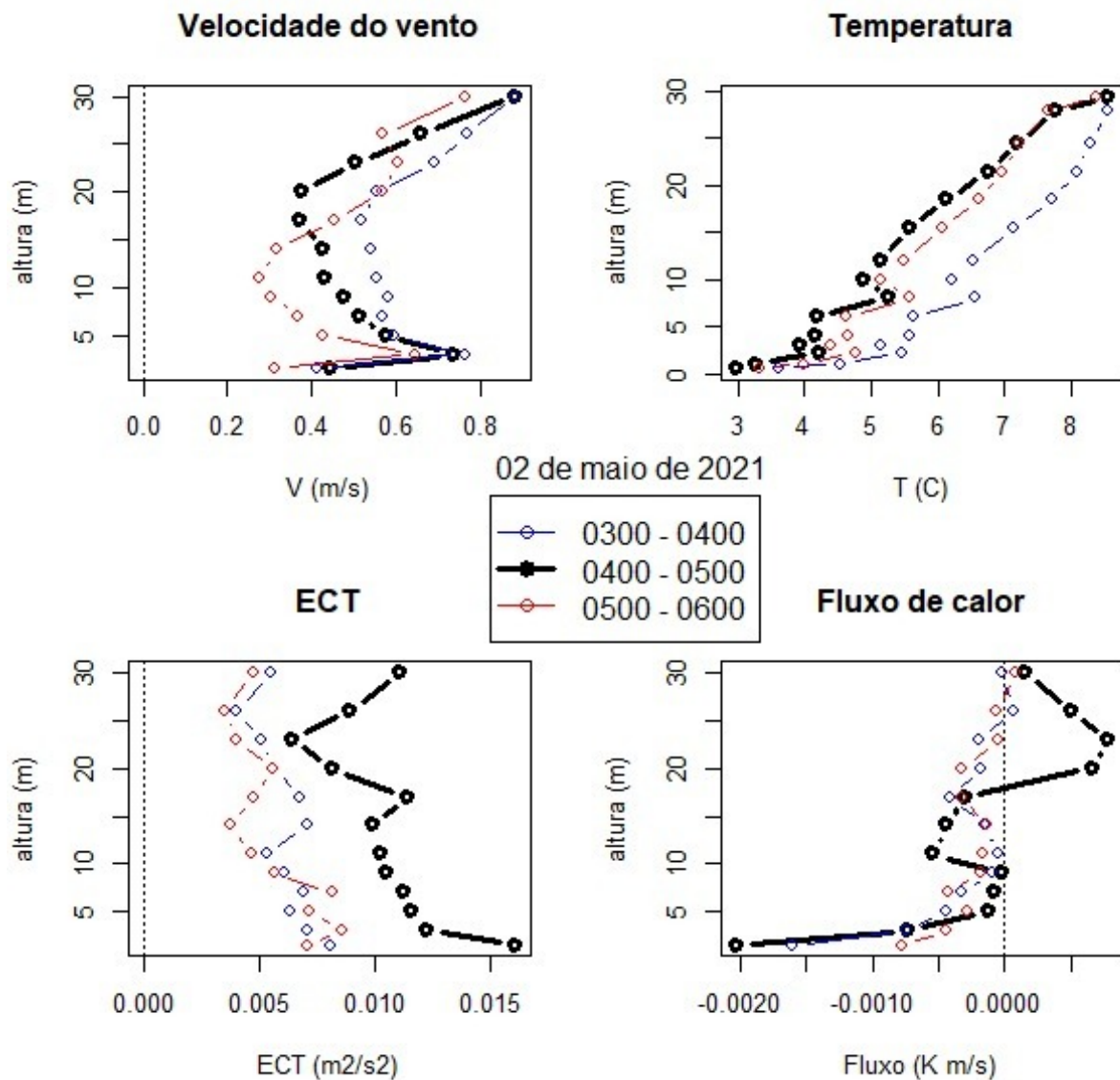


Figura 4.5 – Perfil vertical de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor do dia 2 de maio de 2021, nos horários médios de 03-04, 04-05 e 05-06.

Fonte: Otávio Acevedo.

4.1.2.3 Dia 25 de Outubro de 2021

No ultimo dia, o núcleo da drenagem chega a $1m/s$ no horário médio de 02-03H, sendo o dia mais intenso. Devido a época do ano, os perfis de temperatura estão mais quente que nos dois primeiros dias, porém há uma diferença de $7\text{ }^{\circ}C$ entre o primeiro e ultimo nível. A ECT apresenta valores pouco maiores que $0,010\text{ }m^2s^2$ no mesmo nível do núcleo da drenagem, caindo para em torno de $0,007\text{ }m^2s^2$ ainda em 5 metros. O fluxo de calor demonstra forte mistura, possuindo valor de aproximadamente $-0.0018\text{ }m^2s^2$ no primeiro nível, aumentando para abaixo de $-0.005\text{ }m^2s^2$ no nível do núcleo da drenagem e voltando a aumentar negativamente alcançando valores no entorno de $-0.0010\text{ }m^2s^2$, entre o nível de 15 e 16 metros há um grande aumento nos valores do fluxo de calor, que passa de negativo para positivo chegando a $0.0008\text{ }m^2s^2$ nos níveis acima, antes de voltar a $0\text{ }m^2s^2$ em 30 metros.

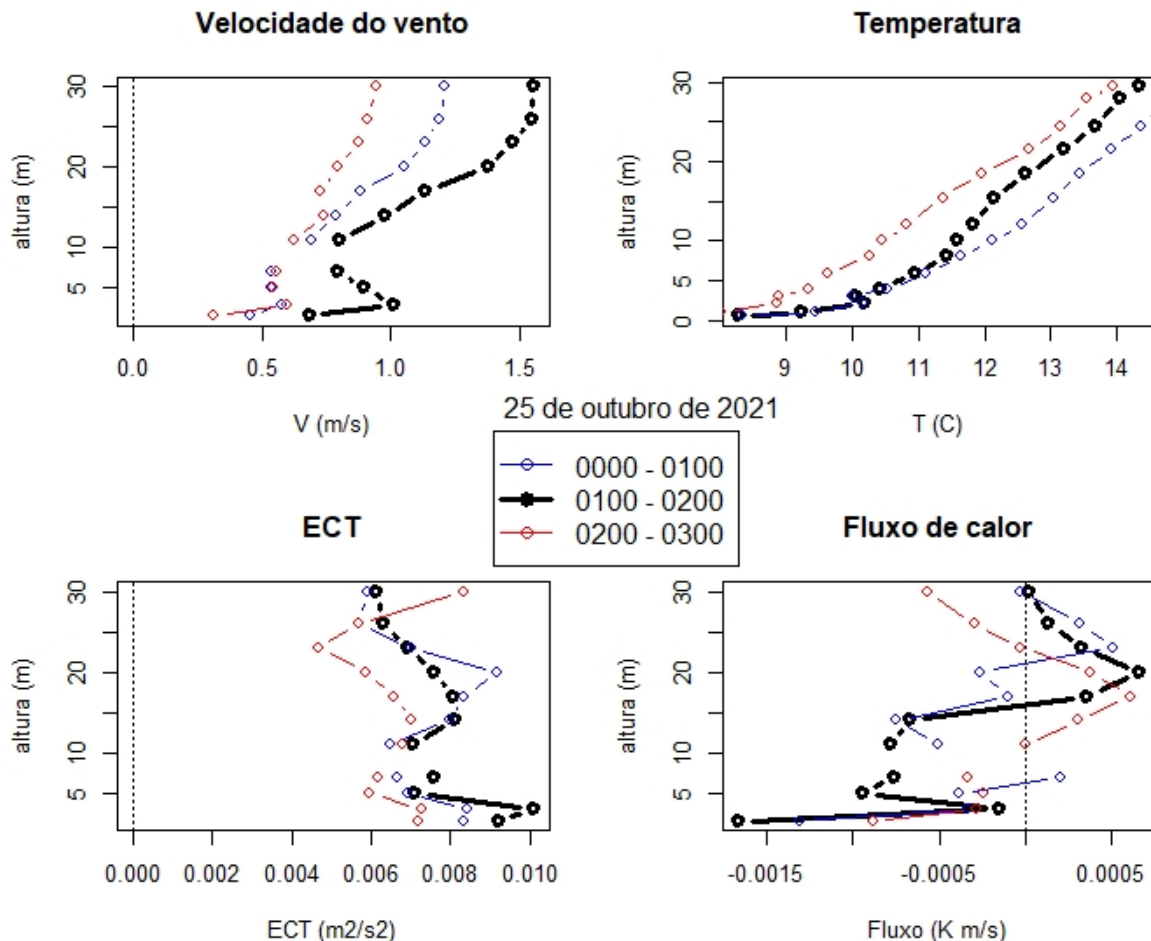


Figura 4.6 – Perfil vertical de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor do dia 25 de outubro de 2021, nos horários médios de 00-01, 01-02 e 02-03.

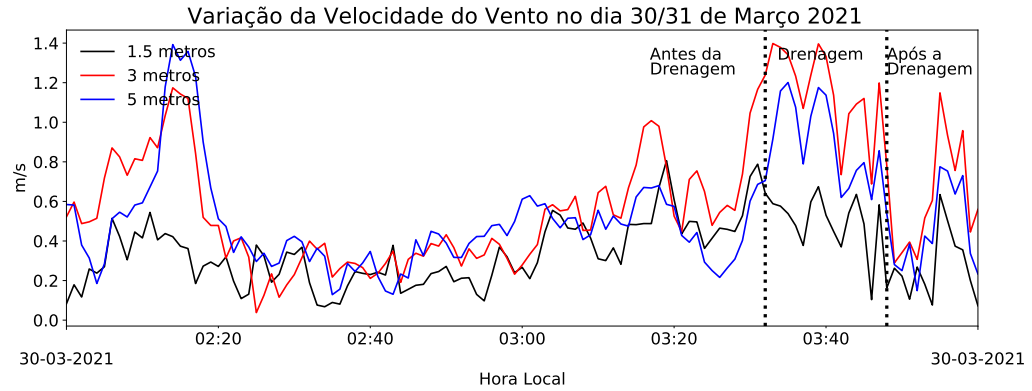
Fonte: Otávio Acevedo.

4.1.3 Variações Temporais

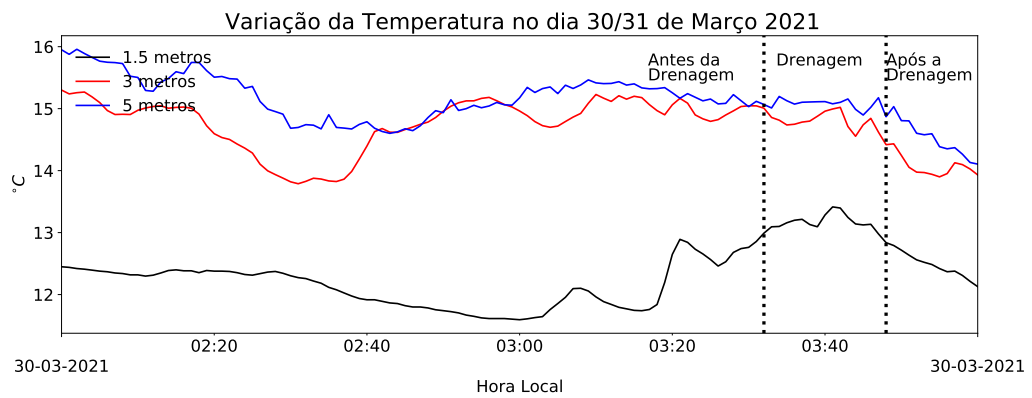
4.1.3.1 Dia 30 de março de 2021

No dia 30 de março, observa-se o aumento de aproximadamente 1 m/s na velocidade do vento no momento da drenagem entre 3 e 7 metros, figura 4.8(a), os níveis de 11 metros em diante apresentam velocidade do vento menores 0.6 m/s , é possível ver que este evento dura entorno de 15 minutos das 03:32H às 03:47H, esse comportamento também é mostrado na figura 4.7(a), onde a velocidade do vento nos níveis de 3 e 5 metros aumentam bruscamente minutos antes do evento, a direção do vento neste dia está em 100° antes do evento, e assim se mantém até o fim da drenagem, quando volta para -100° , figura 4.7(c).

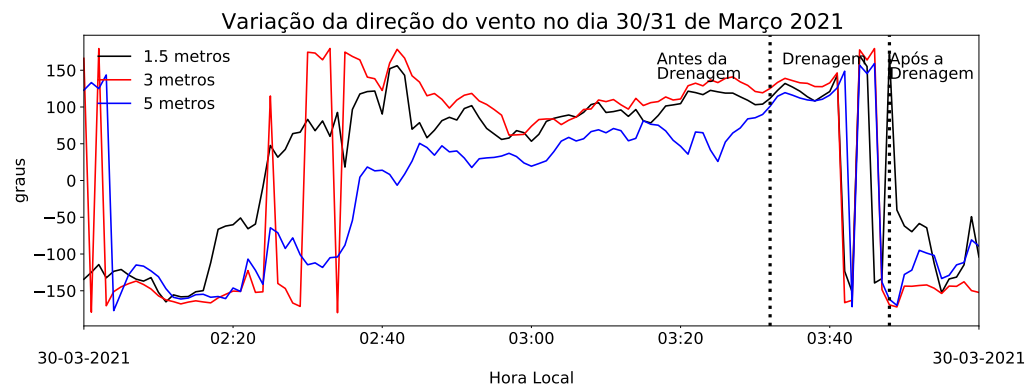
A ECT, figura 4.8(c), apresenta valores mínimos antes do evento de drenagem, passando a apresentar valores altos por um breve período no início do evento alcançando valores de $0.055 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ entre 7 e 9 metros, valores que são superados no fim do evento quando a ECT volta a aumentar, alcançando entorno de $0.070 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ indo de 1.5 à 7 metros. O fluxo de calor apresentou mistura negativa na superfície e positiva a partir dos 5 metros no início do evento, que passou a ser predominantemente positiva na superfície pouco após às 3:40, momento em que a ECT está mais fraca, após a reintensificação da ECT no final do evento, o fluxo de calor atinge os menores valores -0.016 Km/s , indo de 1.5 metros à 9 metros, após o término da drenagem, o fluxo de calor volta a ficar positivo. Apesar disso, diferente das outras noites, não houveram grandes variações no campo de temperatura, figura 4.8(b), uma das possíveis causas pode ser uma camada não tão estratificada como nos outros dias, após o término evento a temperatura sofre uma queda nos níveis mais baixos. Essa falta de variação na temperatura também é mostrada na figura 4.7(b).



(a)



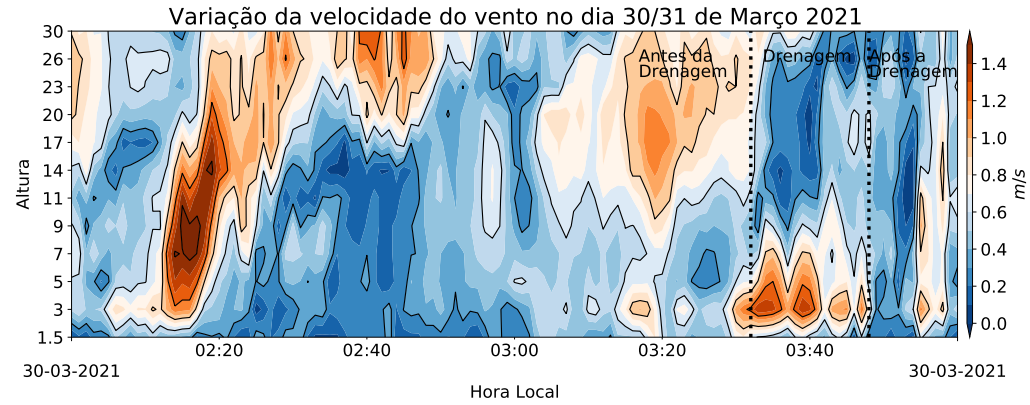
(b)



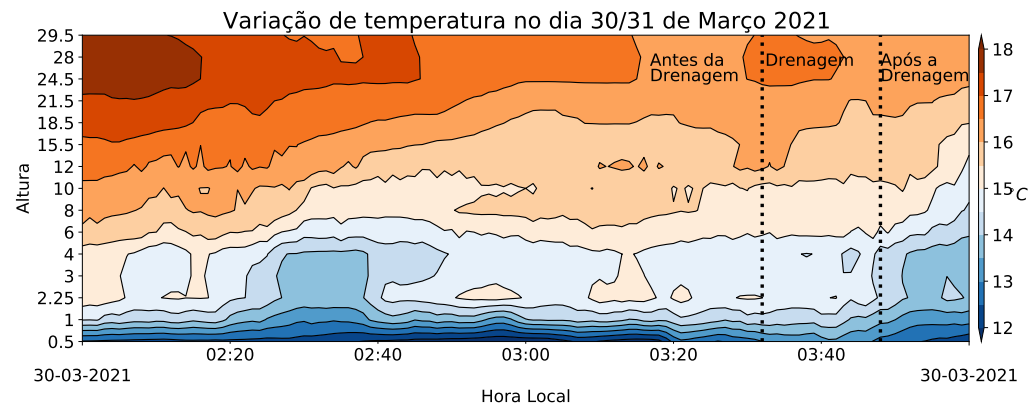
(c)

Figura 4.7 – Variação de temperatura, velocidade e direção do vento em 3 níveis, respectivamente, no dia 30 de março de 2021.

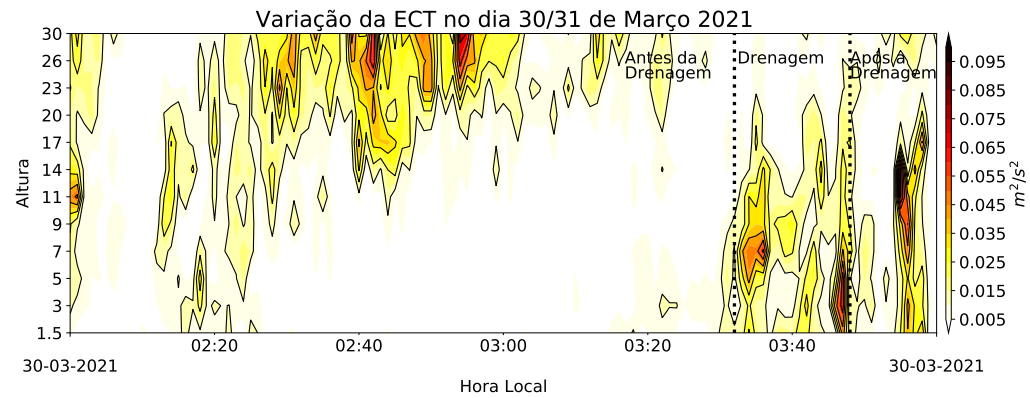
Fonte: Próprio autor.



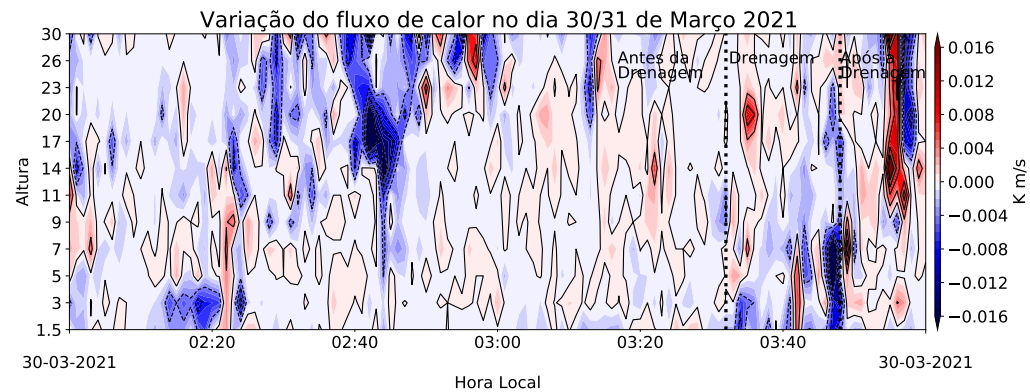
(a)



(b)



(c)



(d)

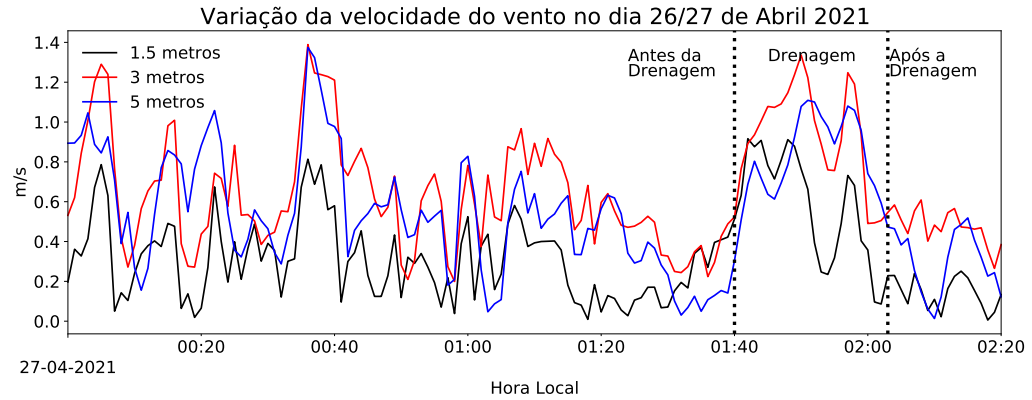
Figura 4.8 – Campos de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor, respectivamente, no dia 30 de março de 2021.

Fonte: Próprio autor.

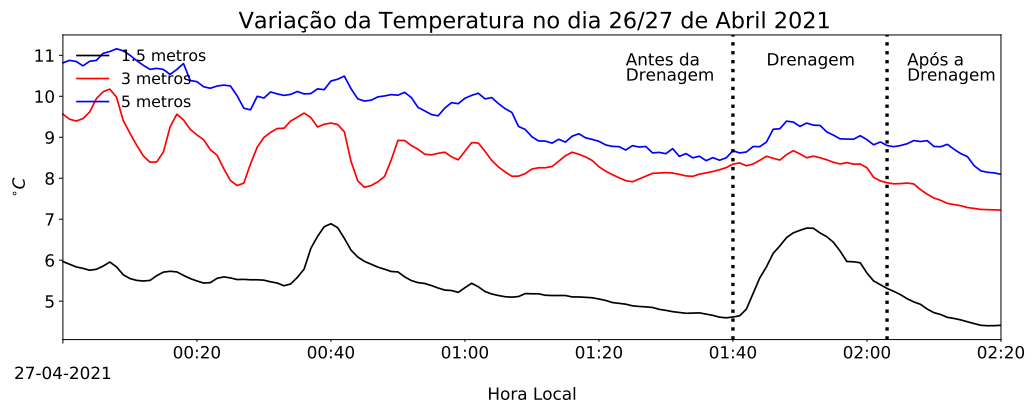
4.1.3.2 Dia 27 de abril de 2021

No dia 27 de abril, diferente do primeiro dia, a drenagem pode ser vista desde o primeiro nível, começando mais rasa e estendendo-se até entorno de 9 metros, nesse caso a velocidade chega a alcançar aproximadamente 1.2 m/s , figura 4.10(a), outra diferença em relação ao primeiro dia, é que antes da drenagem a intensidade do vento é próxima a 0 m/s por quase toda a camada, esse comportamento também é visto na figura 4.9(a), onde o nível de 1.5 metro chega a alcançar valores maiores que seus dois níveis adjacentes superiores no início do evento, o vento muda de direção momentos antes da drenagem, ficando predominantemente entorno de 100° . Os maiores valores de ECT ficam confinados abaixo dos 5 metros, enquanto os outros níveis apresentam valores mínimos, figura 4.10(c), sendo mais notáveis no final do evento, onde alcançam $0.040 \text{ m}^2/\text{s}^2$ por um breve período, assim como no primeiro dia, pouco antes do evento a ECT apresenta valores mínimos.

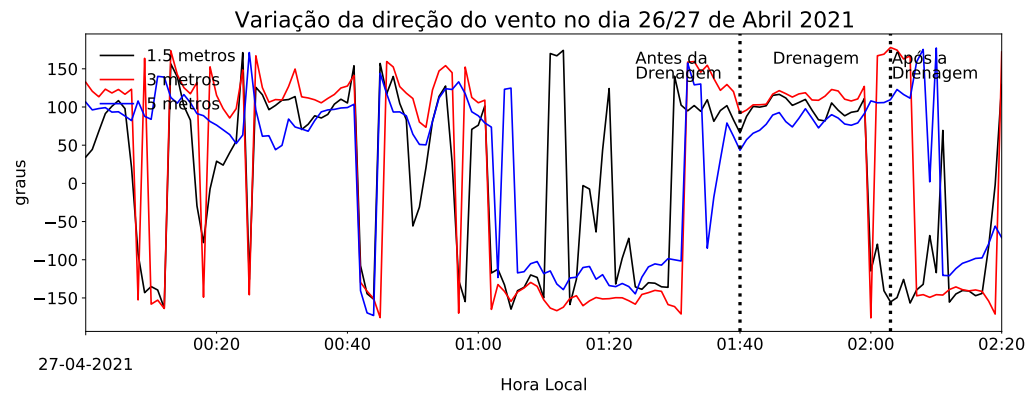
O fluxo de calor se mantém negativo mais próximo à superfície, onde a ECT é maior, e positivo nos níveis acima de 5 metros durante todo o evento, figura 4.10(d), o momento com maiores valores de fluxo de calor tanto positivo quanto negativo ocorrem no final do evento, acompanhando o máximo de ECT. O campo de temperatura, figura 4.10(b), mostra-se mais estratificada que o dia anteriormente analisado, após o início da drenagem há um aumento na temperatura notável em praticamente todos os níveis, mostrado também na figura 4.9(b), onde o nível de 1.5 metro tem aumento de quase 1°C , porém, após a drenagem a temperatura cai, alcançando valores nos primeiros níveis menores do que antes da drenagem começar.



(a)



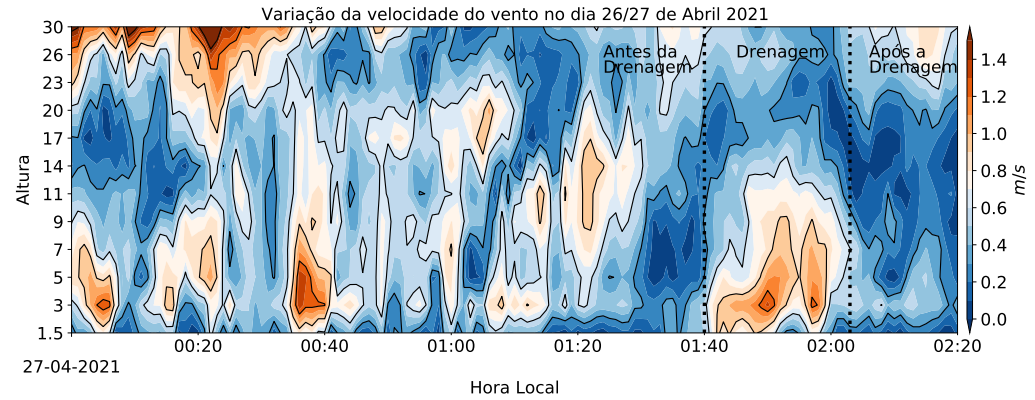
(b)



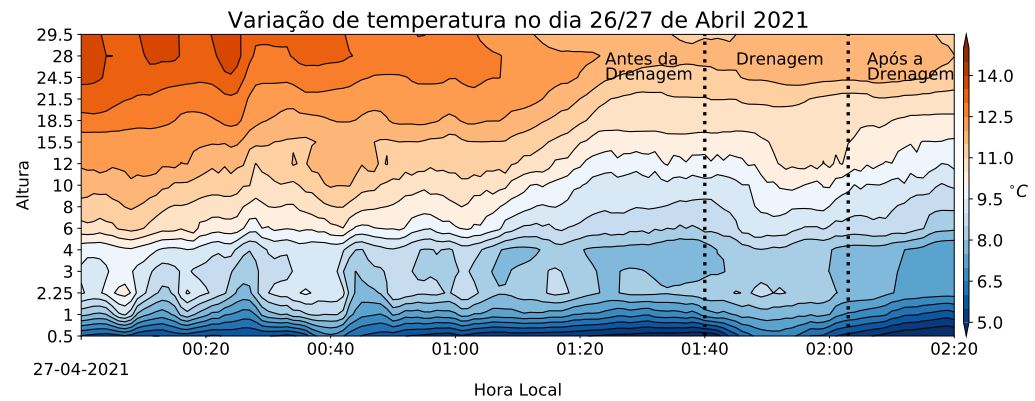
(c)

Figura 4.9 – Variação de temperatura, velocidade e direção do vento em 3 níveis, respectivamente, no dia 27 de abril de 2021.

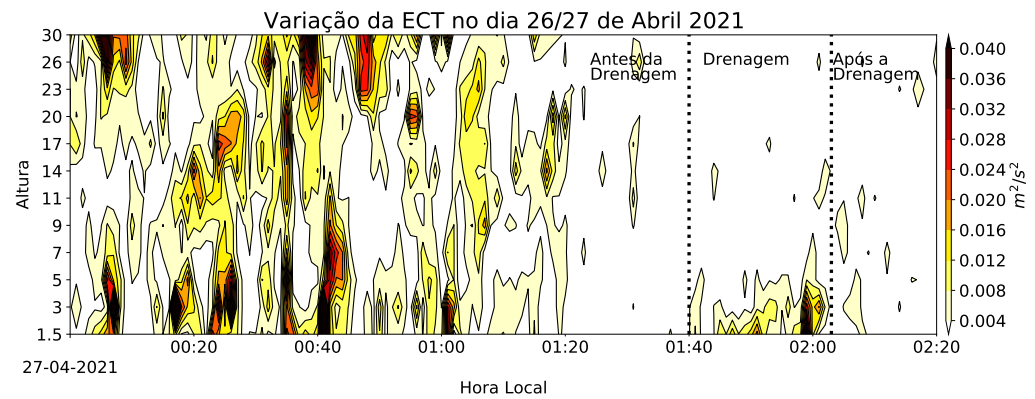
Fonte: Próprio autor.



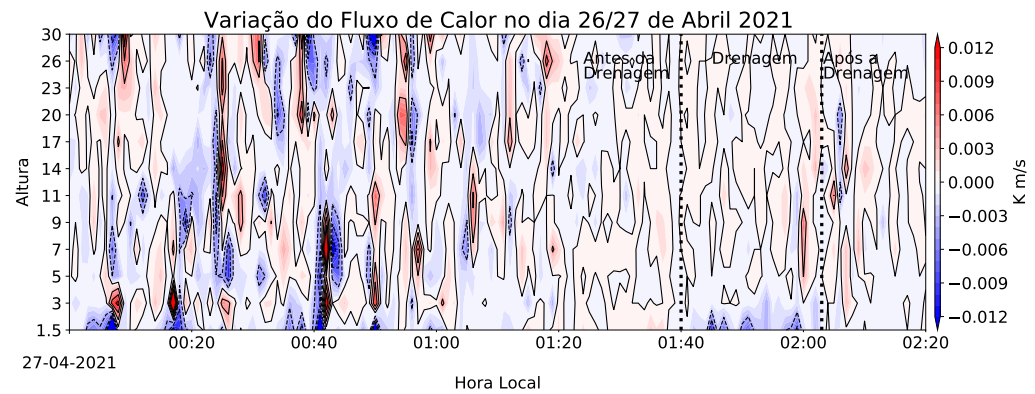
(a)



(b)



(c)



(d)

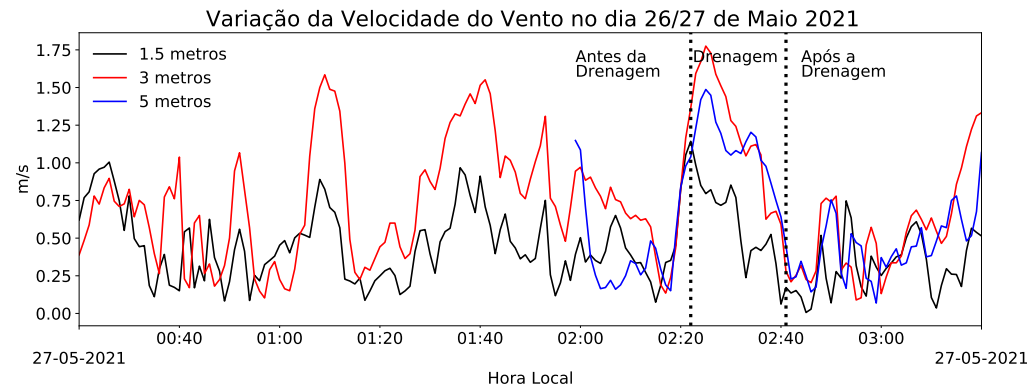
Figura 4.10 – Campos de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor, respectivamente, no dia 27 de abril de 2021.

Fonte: Próprio autor.

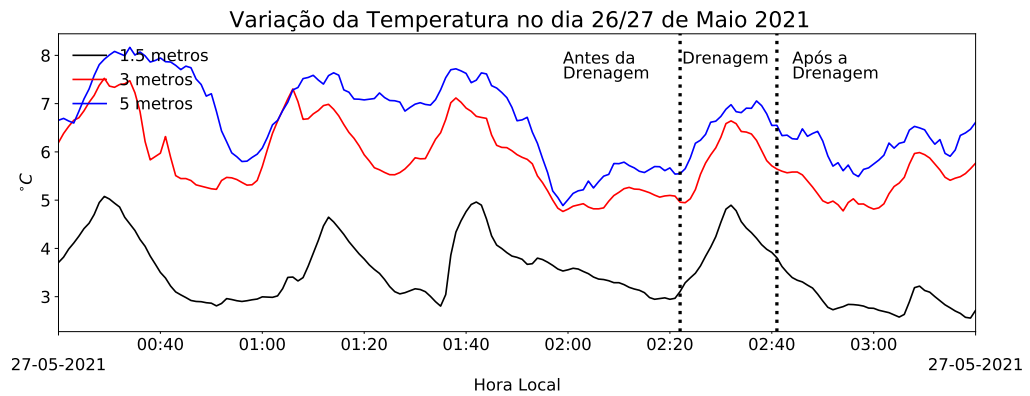
4.1.3.3 Dia 27 de maio de 2021

O dia 27 de maio, a velocidade do vento apresenta ventos com maior intensidade no início do evento de drenagem, figura 4.12(a), após metade do evento passado a mesma começa a cair, esse comportamento também é mostrado na figura 4.11(a), onde o pico de velocidade do vento é atingido nos três níveis quase que de forma simultânea nos primeiros minutos após o início da drenagem, e já passando a cair imediatamente após isso, assim como nos dias anteriores a direção do vento muda bruscamente para 100° . A ECT assim como nos outros dias, apresenta valores mínimos na superfície pouco antes da drenagem começar, figura 4.12(c), apesar de a velocidade do vento atingir valores máximos no início da drenagem e apenas cair com o tempo, a ECT apresenta pequenos picos durante todo o evento, atingindo seu maior valor inclusive no final, quando a velocidade do vento está consideravelmente mais baixa que no início.

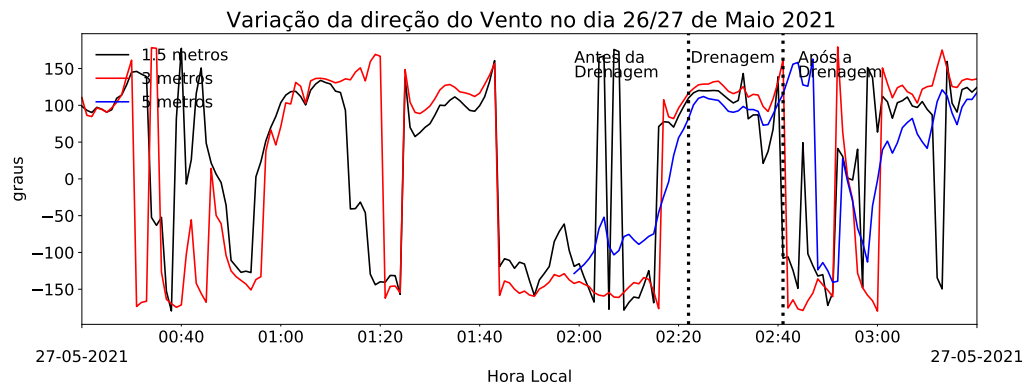
O campo do fluxo de calor, figura 4.12(d), também se mostra bem similar ao campo de ECT apresentando picos negativos na superfície nos mesmos momentos, alcançando valores como 0.009 Km/s . Assim como o último caso analisado, o campo de temperatura se mostrou bastante estratificado, figura 4.12(b), nota-se um aquecimento devido a mistura turbulenta em todos os níveis, especialmente abaixo de 11 metros, onde a temperatura aumenta quase 2°C , comportamento também visível na figura 4.11(b), onde a temperatura sai de aproximadamente 3°C para quase 5°C em pouco mais de 10 minutos.



(a)



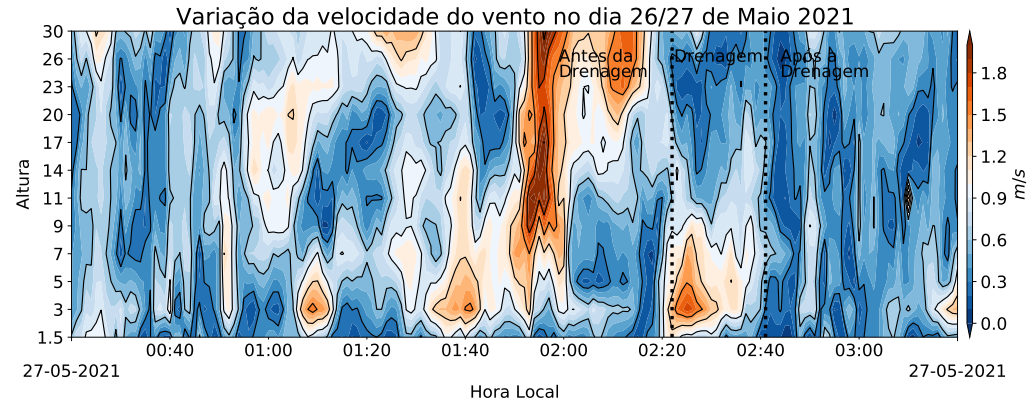
(b)



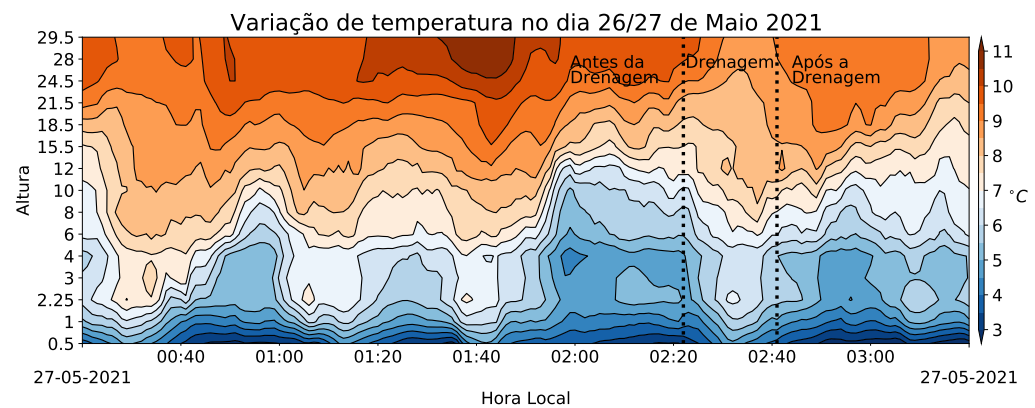
(c)

Figura 4.11 – Variação de temperatura, velocidade e direção do vento em 3 níveis, respectivamente, no dia 27 de maio de 2021.

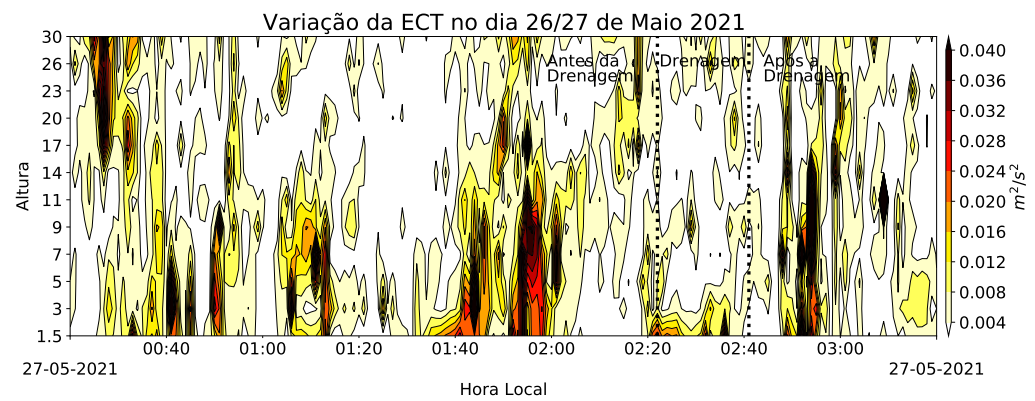
Fonte: Próprio autor.



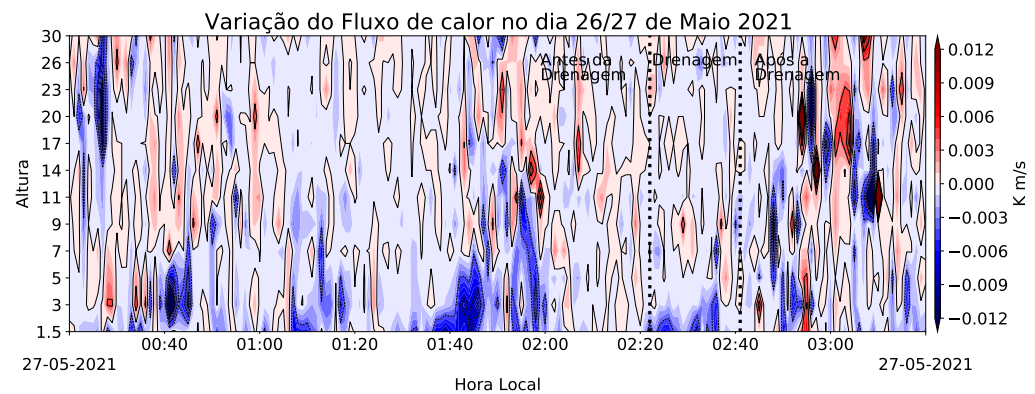
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.12 – Campos de velocidade do vento, temperatura, ECT e fluxo de calor, respectivamente, no dia 27 de maio de 2021.

Fonte: Próprio autor.

4.2 CARACTERÍSTICAS MÉDIAS DOS EVENTOS IDENTIFICADOS

Analisando as características médias dos eventos de drenagem figura 4.13, observa-se que mesmo antes e depois do evento de drenagem se estabelecer, os perfis em todos os horários já demonstram um padrão similar ao de quando o evento de drenagem está estabelecido. O perfil de vento apresenta valor máximo no segundo nível e queda no nível superior. Diferente dos perfis médios das outras variáveis que apresentam seu valor máximo no primeiro nível, ou seja, abaixo do núcleo da drenagem. Uma observação interessante é que por mais que todos os horários tenham padrão similar, o horário mais próximo antes do evento, 15-0 minutos antes, é o que possui menor intensidade em todos os perfis, indicando que há um enfraquecimento dos fluxos antes da circulação de drenagem se estabelecer, enquanto que o perfil após o evento de drenagem, indica que apesar do fim da circulação, os fluxos se mantêm maiores que antes por um período de tempo.

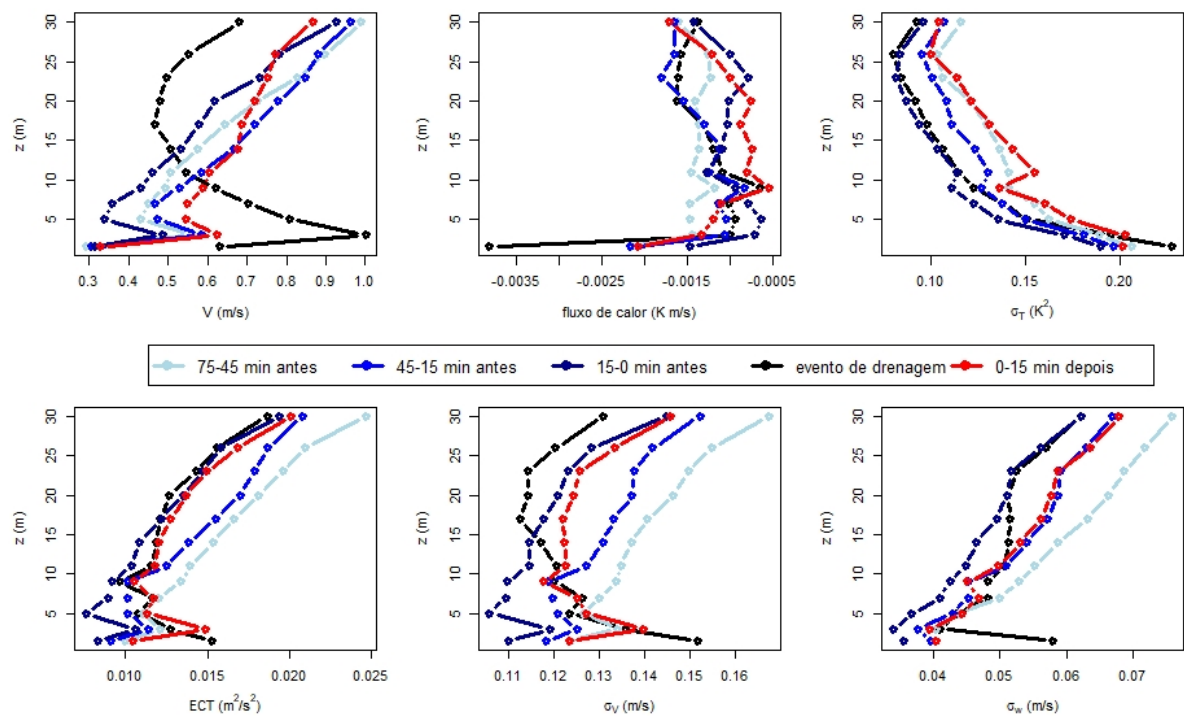


Figura 4.13 – Características médias dos eventos identificados.

Fonte: Otávio Acevedo.

Na figura 4.14 é possível observar que antes do evento no nível de 30 metros, a direção média vento esta predominantemente entre -100° e -50° , enquanto que durante o evento ela muda bruscamente para -50° e 0° , já no nível de 5 metros a direção média do vento está entre 100° e 150° , tanto antes do evento quanto durante, porém durante o evento há um aumento na frequência nesse intervalo, enquanto nos outros intervalos a frequência diminui. Essa mudança na direção do vento na região, já havia sido obser-

vada por Mahrt e Acevedo (2022), onde a direção do vento se alinha um pouco melhor com a inclinação local em direção às colinas baixas a sudeste. A grande diferença entre a frequência da direção média do vento entre o níveis de 5 e 30 metros, indica um desacoplamento em relação ao nível superior, resultado similar ao encontrado em perfis por (CASCÓN, 2015).

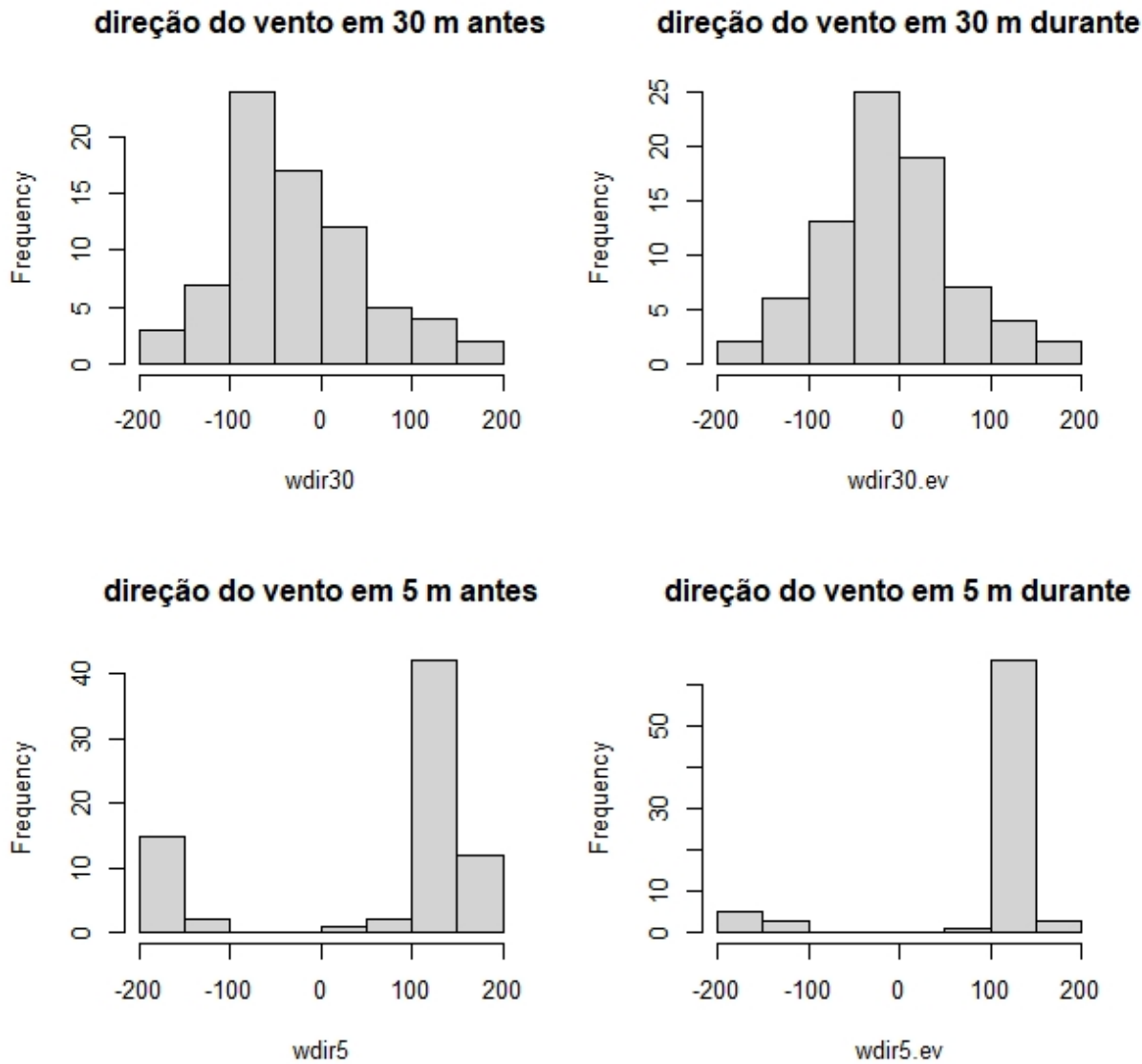


Figura 4.14 – Frequência da direção do vento nos 78 eventos identificados entre 28 de março e e 27 de novembro de 2021, nos níveis de 5 e 30 metros, antes e durante os eventos de drenagem.

Fonte: Otávio Acevedo.

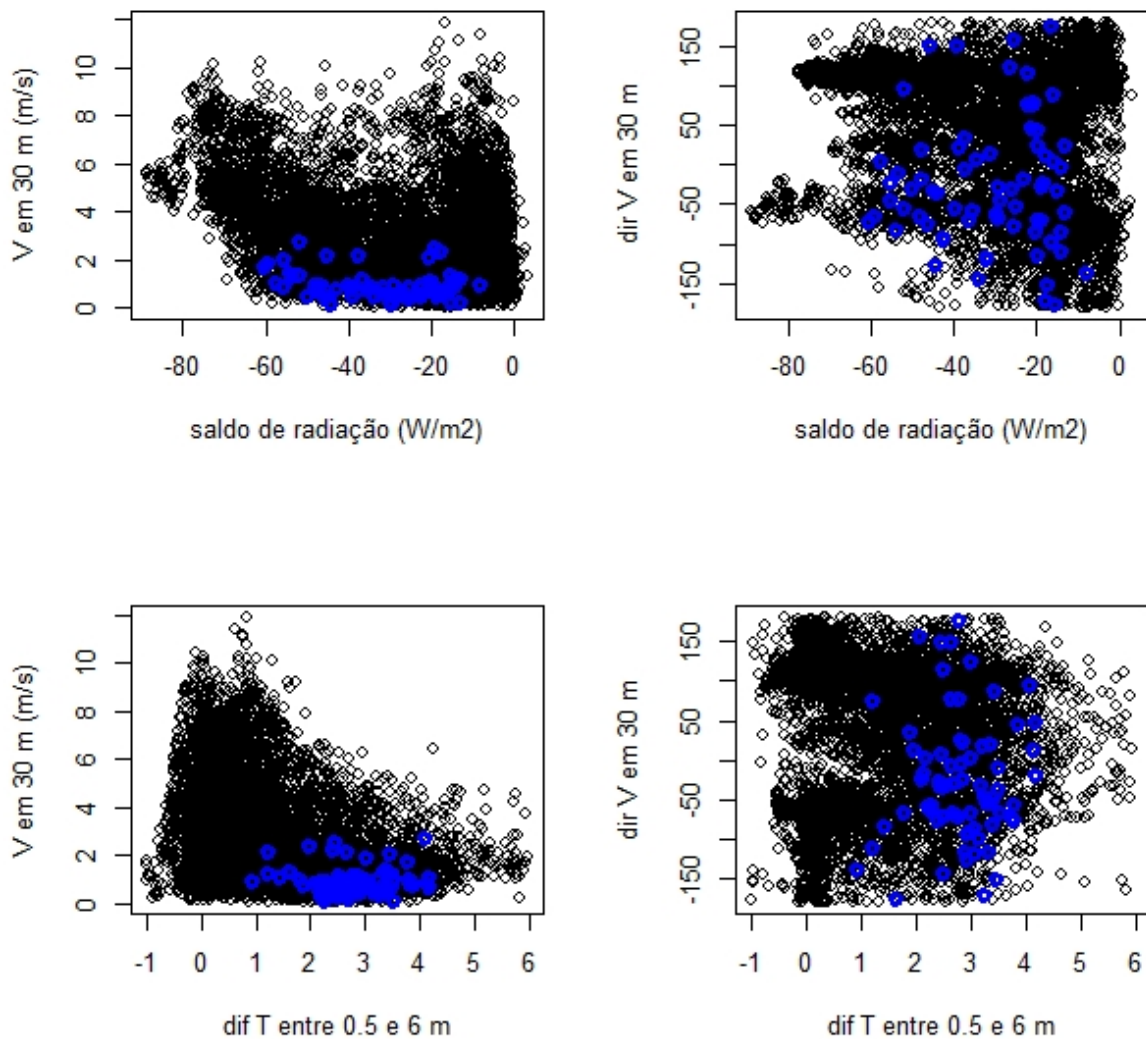


Figura 4.15 – Gráficos de dispersão relacionando, velocidade do vento em 30 metros com saldo de radiação e diferença de temperatura entre 0.5 e 6 metros, imagens da esquerda. Gráficos de dispersão relacionando direção do vento em 30 metros com saldo de radiação e diferença de temperatura entre 0.5 e 6 metros, imagens da direita.

Fonte: Otávio Acevedo.

Na figura 4.15, os eventos de drenagem aparecem como pontos azuis em relação a todas observações feitas nas noites analisadas, que estão em preto. Verifica-se que os eventos de drenagem ocorrem com vento em 30 m menor que 2 m/s , saldo de radiação entre -15 e -60 W/m^2 e diferenças de temperatura de 1 a 4 K entre 0.5 e 6 m. Por outro lado, é claro que eles podem ocorrer com qualquer direção do vento em 30 m. Como já foi mostrado que a direção do vento junto à superfície é sempre terreno abaixo durante os eventos, isso implica em um desacoplamento entre o nível de 30 m e a superfície. Os ventos abaixo de 2 m/s em 30 m são necessários para a ocorrência da drenagem porque

ventos mais fortes podem produzir turbulência mecânica de forma mais contínua, e já vimos que os eventos de drenagem se estabelecem quando a turbulência decresce em toda a camada. Já a perda radiativa maior que 15 W/m^2 é necessária porque o resfriamento radiativo alto permite o estabelecimento da camada limite muito estável. Este, por sua vez, cria um gradiente de temperatura grande, que contribui para a destruição térmica de turbulência.

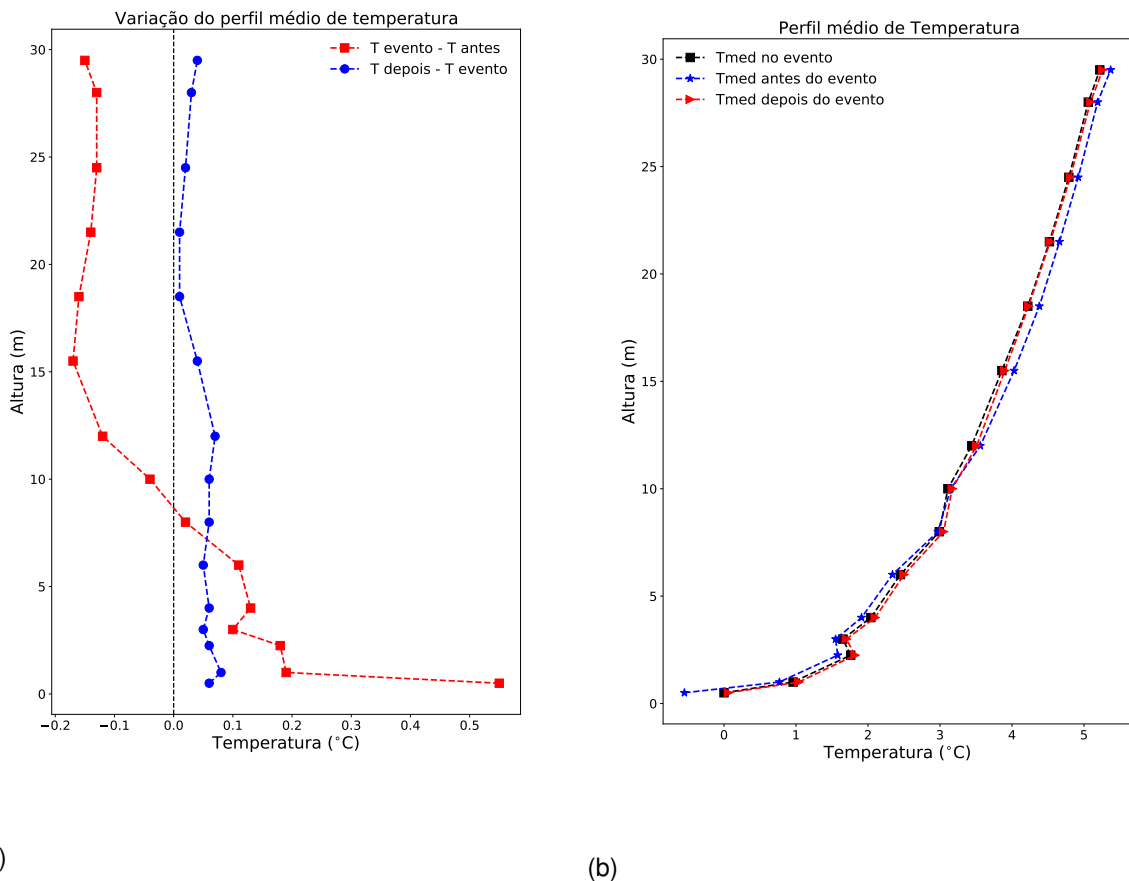


Figura 4.16 – Variação média de temperatura durante e depois do evento e Perfis médios de temperatura antes, durante e depois do evento.

Fonte: Próprio autor.

A figura 4.16(a) mostra que em média, nos primeiros 10 metros aproximadamente, ocorre aquecimento devido a mistura causada pelos ventos de drenagem, que é contrastado pelo resfriamento nos níveis superiores, enquanto que após a drenagem, a mistura se mantém levemente positiva em todos os níveis. Isso é mostrado também na figura 4.16(b), onde o perfil médio de temperatura antes do evento mais frio que os demais nos primeiros 10 metros, e mais quente nos níveis superiores, enquanto que depois da drenagem, o inverso ocorre, os níveis abaixo de 10 metros são mais quentes devido a mistura, enquanto acima de 10 metros eles são mais frios.

5 CONCLUSÃO

A camada limite muito estável (CLME) é um dos maiores objetos de pesquisa em micrometeorologia na atualidade. Isso se deve à imensa dificuldade em compreender os aspectos observados, que apresentam enorme variabilidade temporal e espacial. Consequentemente, são também enormes os desafios de modelagem da CLME, de forma que esta apresenta os menores índices de previsibilidade no ciclo diário.

Essa dissertação teve o propósito de avançar no entendimento de alguns aspectos da CLME, utilizando um conjunto de dados inédito em termos de detalhamento de observações de turbulência e estrutura térmica na vertical por um período tão longo. O foco foi nas condições sinóticas que favorecem sua ocorrência e na estrutura vertical e temporal de escoamentos de drenagem, através dos quais o ar mais frio se desloca a pontos mais baixos do terreno devido ao forçante térmico.

Foram identificados 78 eventos de drenagem em 41 noites distintas na região de Santa Maria usando esta metodologia, que foram analisados do ponto de vista sinótico e micrometeorológico. Em 3 casos analisados sinoticamente, foram identificados a atuação de anticlones ou cristas sobre a região estudada, que foram responsáveis por baixa umidade relativa, baixa temperatura e condições de céu limpo, essas são condições sinóticas favoráveis a formação de CLME (MAHRT, 1999) e de ventos de drenagem.

Foram identificados mais de um caso de drenagem por noite em alguns dias, os eventos duraram em torno de 30 minutos a 1 hora. Os eventos ocorreram em situações onde o perfil de temperatura mostrava uma camada estratificada, e o fluxo de calor tendia a 0 K m/s bem próximo à superfície, abaixo de 10 metros em todos os casos, a velocidade do vento atinge seu valor máximo normalmente nos primeiros 3 metros e a direção do vento em baixos níveis para a região de estudo está no intervalo entre 100° e 150° , que corresponde à direção do declive do terreno.

Alguns resultados bastante interessantes foram observados, em termos da estrutura turbulenta e termodinâmica da CLME antes, durante e após os eventos de drenagem. Estes foram precedidos por uma queda de ECT em todos os níveis, que possibilitou o disparo do movimento descendente do ar frio em direção às localidades baixas do terreno. É bastante interessante notar que níveis mesmo pequenos de turbulência são capazes de impedir esse disparo. Além disso, se observou máximos de fluxo de calor e variâncias na temperatura e velocidades horizontal e vertical bem junto à superfície, induzidos pela produção mecânica associada ao elevado cisalhamento associado ao máximo de vento devido à drenagem. Esse aumento da turbulência gera mistura vertical, o que faz com que a temperatura aumente junto à superfície e diminua em níveis mais elevados. Após o término dos eventos, foi observado que a temperatura volta a cair, alcançando temperaturas menores que antes da drenagem em alguns casos.

O conjunto de dados utilizado nessa dissertação é único e pode ser usado em estudos futuros para analisar em detalhes outros tipos de eventos da CLME, como turbulência intermitente, ondas de gravidade, e outros. A interação destes eventos com o escoamento de drenagem também pode ser analisada.

Foi identificado neste estudo que frequentemente os eventos de drenagem estão associados à ocorrência de uma CLME extremamente rasa, com extensão vertical menor que os 30 m da torre de Santa Maria. Isso é verificado pela ocorrência de pouquíssima ou nenhuma atividade turbulenta nos níveis de observação mais altos. Porém, apesar de várias coincidências deste tipo de camada com os eventos de drenagem, não foi possível obter uma associação sólida entre as duas ocorrências, e a análise não foi apresentada no presente trabalho. Porém, as evidências obtidas, ainda que não conclusivas, sugerem uma linha interessante de investigação para estudos futuros.

Também é interessante utilizar os resultados do presente trabalho para validar estudos de modelagem dos eventos de drenagem, uma vez que a alta definição vertical da presente análise oferece detalhes bastante precisos para validação e comparação dos modelos. Isso pode ser feito inicialmente em modelos simplificados, e em um passo seguinte em grades tridimensionais, que possam no futuro oferecer melhorias para a previsão numérica do tempo dos eventos complexos que ocorrem em noites de vento fraco.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADACHI, A. et al. An observational study of a shallow gravity current triggered by katabatic flow. **Annales Geophysicae**, v. 22, n. 11, p. 3937–3950, 2004. Disponível em: <<https://angeo.copernicus.org/articles/22/3937/2004/>>.

AMANATIDIS, G. et al. Evidence of katabatic flows deduced from a 84 m meteorological tower in athens, greece. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, p. 117–132, 06 1992.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2001. 420 p.

BANTA, R. et al. Nocturnal low-level jet characteristics over kansas during cases-99'. *boundary-layer meteorol.* 105, 221-252. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, p. 221–252, 11 2002.

BANTA, R. M. et al. The very stable boundary layer on nights with weak low-level jets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, p. 3068–3090, 2007.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 38, n. 5, p. 283 – 290, 1957. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/38/5/1520-0477-38_5_283.xml>.

BLUMEN, W. et al. Turbulence statistics of a kelvin–helmholtz billow event observed in the night-time boundary layer during the cooperative atmosphere–surface exchange study field program. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 34, n. 2, p. 189–204, 2001. ISSN 0377-0265. *Mixing in Geophysical and Astrophysical Flows*. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377026501000677>>.

Businger, J. A. A note on free convection. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 4, n. 1-4, p. 323–326, abr. 1973.

C3S. **ERA5**: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store, 2017. Disponível em: <<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>>.

CASCÓN, C. R. Radiation fog, gravity waves and their interactions with turbulence in the atmospheric boundary layer. In: . [S.l.: s.n.], 2015.

CAUGHEY, S. J.; WYNGAARD, J. C.; KAIMAL, J. C. Turbulence in the evolving stable boundary layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 36, n. 6, p. 1041 – 1052, 1979. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/36/6/1520-0469_1979_036_1041_titesb_2_0_co_2.xml>.

COSTA, F. D. et al. A simplified model for intermittent turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 8, p. 1714–1729, 2011.

DERBYSHIRE, S. H. Nieuwstadt's stable boundary layer revisited. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 116, n. 491, p. 127–158, 1990. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49711649106>>.

DORAN, J. C.; HORST, T. W. Velocity and temperature oscillations in drainage winds. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, American Meteorological Society, Boston

MA, USA, v. 20, n. 4, p. 361 – 364, 1981. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/20/4/1520-0450_1981_020_0361_vatoid_2_0_co_2.xml>.

DUYNKERKE, P. G. Turbulence, radiation and fog in dutch stable boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, p. 447–477, 1999.

FORRER, J.; ROTACH, M. W. On the turbulence structure in the stable boundary layer over the Greenland ice sheet. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 85, n. 1, p. 111–136, jan. 1997.

GARRATT, J. R. The atmospheric boundary layer. **Earth-Science Reviews**, Elsevier, v. 37, n. 1-2, p. 89–134, 1994.

GARREAU, R. Cold air incursions over subtropical south america: Mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544–2559, 2000.

GILLILAND, J.; KEIM, B. Surface wind speed: trend and climatology of brazil from 1980–2014. **International Journal of Climatology**, v. 38, p. 1060–1073, 02 2018.

GUERRA, V. et al. Small-scale horizontal variability of mean and turbulent quantities in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 169, 12 2018.

HA, K.-J.; MAHRT, L. Simple inclusion of z-less turbulence within and above the modeled nocturnal boundary layer. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 129, n. 8, p. 2136 – 2143, 2001. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/129/8/1520-0493_2001_129_2136_siozlt_2.0.co_2.xml>.

HOLTON, J. **An Introduction to Dynamic**. 4. ed. San Diego: Academic Press, 2004. v. 88. 535 p. (International Geophysics Series, v. 88).

HOLTSLAG, A. A. M.; NIEUWSTADT, F. T. M. Scaling the atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 36, n. 1-2, p. 201–209, jul. 1986.

HOWELL, J. F.; SUN, J. Surface-layer fluxes in stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, p. 495–520, 1999.

JONES, D. A.; SIMMONDS, I. A climatology of southern hemisphere anticyclones. **Climate Dynamics**, v. 10, p. 333–348, 1994.

LENSCHOW, D. H. et al. The stably stratified boundary layer over the great plains. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 42, n. 1-2, p. 95–121, jan. 1988.

LUPO, A. et al. South american cold surges: Types, composites, and case studies. **Monthly Weather Review - MON WEATHER REV**, v. 129, 05 2001.

MAHRT, L. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-Layer Meteorology**.

_____. Vertical structure and turbulence in the very stable boundary layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 42, n. 22, p. 2333 – 2349, 1985. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/42/22/1520-0469_1985_042_2333_vsatit_2_0_co_2.xml>.

_____. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, p. 375–396, 1999.

_____. Variability and maintenance of turbulence in the very stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 135, p. 1–18, 04 2009.

_____. Stably stratified atmospheric boundary layers. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 46, n. 1, p. 23–45, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010313-141354>>.

MAHRT, L.; ACEVEDO, O. Types of vertical structure of the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, p. 1–21, 06 2022.

MAHRT, L. et al. Turbulence in the nocturnal boundary layer with light and variable winds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, 07 2012.

_____. Transient cold air drainage down a shallow valley. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, p. 2534–2544, 07 2014.

Mahrt, L.; Vickers, D. Contrasting vertical structures of nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, n. 2, p. 351–363, jan. 2002.

_____. Extremely Weak Mixing in Stable Conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 1, p. 19–39, abr. 2006.

MAHRT, L. et al. Shallow drainage flows. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 101, p. 243–260, 11 2001.

McNider, R. T. A Note on Velocity Fluctuations in Drainage Flows. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 7, p. 1658–1660, jul. 1982.

Melgarejo, J. W.; Deardorff, J. W. Stability Functions for the Boundary-Layer Resistance Laws Based upon Observed Boundary-Layer Heights. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1324–1333, jul. 1974.

MONTI, P. et al. Observations of flow and turbulence in the nocturnal boundary layer over a slope. **Journal of Atmospheric Science**, v. 59, 09 2002.

MORI, M.; KOBAYASHI, T. Dynamic interaction between observed nocturnal drainage winds and a cold air lake. **J. Meteorol. Soc. Jpn.**, v. 74, p. 247–258, 1996. Disponível em: <<https://cir.nii.ac.jp/crid/1572824499339854976>>.

NAPPO, C. J. Sporadic breakdowns of stability in the pbl over simple and complex terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 54, p. 69–87, 1991.

_____. **An introduction to atmospheric gravity waves**. [S.l.]: Academic press, 2013.

Ohya, Y.; Neff, D. E.; Meroney, R. N. Turbulence Structure in a Stratified Boundary Layer Under Stable Conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, n. 1, p. 139–162, jan. 1997.

PAPADOPOULOS, K. H. et al. The structure of katabatic flows down a simple slope. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 542, p. 1581–1601, 1997. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712354207>>.

PEZZA, A.; AMBRIZZI, T. Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types of cold surges over tropical south america. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 215 – 241, 02 2005.

SINCLAIR, M. A climatology of anticyclones and blocking for the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 245–264, 1996.

SOLER, M. et al. Observations of nocturnal drainage flow in a shallow gully. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, p. 253–273, 11 2002.

SPRENGER, M.; MARTIUS, O.; ARNOLD, J. Cold surge episodes over southeastern Brazil – a potential vorticity perspective. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 12, p. 2758–2767, 2013. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3618>>.

STEFANELLO, M. et al. Influence of submeso motions on scalar oscillations and surface energy balance. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, 12 2019.

STULL, R. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

SUN, J. et al. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, p. 255–279, 02 2004.

_____. Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during cases-99. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 69, p. 338–351, 01 2012.

TALJAARD, J. J. Synoptic meteorology of the southern hemisphere. In: . [S.l.: s.n.], 1972.

TAN, B. et al. Goes-16 and goes-17 abi inr assessment. 2019.

UDINA, M. et al. Model simulation of gravity waves triggered by a density current. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 04 2013.

van Ulden, A. P.; Wieringa, J. Atmospheric boundary layer research at Cabauw. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 78, n. 1-2, p. 39–69, fev. 1996.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Evaluating formulations of stable boundary layer height. **Journal of Applied Meteorology - J APPL METEOROL**, v. 43, 11 2004.

_____. A solution for flux contamination by mesoscale motions with very weak turbulence. **Boundary-layer meteorology**, v. 118, n. 3, p. 431–447, 2006.

WHITEMAN, C. D. Mountain meteorology: Fundamentals and applications. Disponível em: <<https://www.osti.gov/biblio/15009868>>.

WIEL, B. J. H. V. de et al. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. part ii: A system dynamics approach. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 59, n. 17, p. 2567 – 2581, 2002. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/59/17/1520-0469_2002_059_2567_itaoit_2.0.co_2.xml>.

_____. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. part i: A bulk model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston MA, USA, v. 59, n. 5, p. 942 – 958, 2002. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/59/5/1520-0469_2002_059_0942_itaoit_2.0.co_2.xml>.

WINTERS, K. B. et al. Available potential energy and mixing in density-stratified fluids. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 289, p. 115 – 128, 1995.

Yamada, T. On the Similarity Functions A, B and C of the Planetary Boundary Layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 5, p. 781–793, maio 1976.

Zilitinkevich, S.; Mironov, D. V. A multi-limit formulation for the equilibrium depth of a stably stratified boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 81, n. 3-4, p. 325–351, dez. 1996.