

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

RENATA ESCARRONE HOLZSCHUH

**CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES NA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA NOTURNA DURANTE A OCORRÊNCIA DE DRENAGEM**

Alegrete

2022

RENATA ESCARRONE HOLZSCHUH

**CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES NA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA NOTURNA DURANTE A OCORRÊNCIA DE DRENAGEM**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós Graduação Stricto sensu em Engenharia da Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Engenharia .

Orientador: Prof. Rafael Maroneze
Co-orientador: Prof. Felipe Denardin Costa

Alegrete

2022

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

H762c Holzschuh, Renata Escarrone
CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES NA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA NOTURNA DURANTE A OCORRÊNCIA DE DRENAGEM / Renata
Escarrone Holzschuh.

53 p.

Dissertação(Mestrado)-- Universidade Federal do Pampa,
MESTRADO EM ENGENHARIA, 2022.

"Orientação: Rafael Maroneze".

1. Camada Limite Atmosférica Noturna. 2. Escoamento de
Drenagem. I. Título.

RENATA ESCARRONE HOLZSCHUH

**CARACTERIZAÇÃO DA TRANSIÇÃO DE REGIMES NA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA NOTURNA DURANTE A OCORRÊNCIA DE DRENAGEM**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós Graduação Stricto sensu em Engenharia da Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Engenharia .

Área de concentração: Fenômenos de Transporte

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em: 10 de junho de 2022.

Banca examinadora:



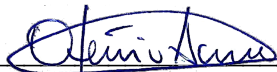
Prof. Dr. Rafael Maroneze
Orientador
(UNIPAMPA)



Prof. Dr. Felipe Denardin Costa,
Co-orientador
(UNIPAMPA)



Prof. Dr. Franciano Scremin Puhales
(UFSM)



Prof. Dr. Otávio Costa Acevedo
(UFSM)

Dedico este trabalho ao meu amado tio João Carlos Ferreira Holzschuh (in memoriam). Onde quer que você esteja, saiba que sempre irei amar-te.

AGRADECIMENTOS

Durante toda esta trajetória, gostaria de agradecer a Deus por ter me dado todo o suporte físico e mental para que cada etapa deste trabalho fosse concluída. Este agradecimento se estende também a todas as pessoas que contribuíram de alguma forma para que este fosse realizado.

Ao professor Rafael Maroneze agradeço por toda a confiança, auxílio e suporte na construção desta dissertação, pois sem a sua ajuda e empenho em estar sempre ao meu lado nada seria possível. A mesma gratidão se estende ao professor Felipe Denardin Costa, que para além do ambiente acadêmico esteve comigo durante os momentos mais difíceis da minha vida. Por muitas vezes as suas palavras de conforto e compreensão foram as únicas que tive neste período. Aos dois professores mencionados reservo um grande carinho e admiração.

À minha família, em especial ao meu pai, minha mãe e irmão, pelo apoio e por estarem incessantemente ao meu lado durante esta e muitas outras caminhadas que realizei na vida. Aos amigos: Lorena, Luis Fernando, Danilo, Dalmo, Maicon e Arlindo por todo o companheirismo, ajuda, conforto e momentos de descontração. Muito obrigada!

Aos professores da graduação e mestrado que me auxiliaram na construção de conhecimentos explico a minha imensa gratidão. Em especial aos professores: Ana Botega, Mirian Marchezan, Samuel Robaert e Luiz Eduardo Medeiros.

Por fim, agradeço ao meu filho que sempre me motivou a seguir em frente para estudar, me aperfeiçoar e ser a cada dia uma pessoa melhor por nós dois e as nossas batalhas diárias.

"Cada pessoa deve trabalhar para o seu aperfeiçoamento, e, ao mesmo tempo, participar da responsabilidade coletiva por toda humanidade."

Marie Curie

RESUMO

O objetivo do presente trabalho consiste em examinar a transição de regimes na CLE, durante a ocorrência de noites que apresentam escoamento de drenagem. Os escoamentos de drenagem evidenciados nas superfícies terrestres apresentam o seu desenvolvimento no período noturno, sob condições de céu claro e velocidades do vento pouco intensas. Por esta razão, este fenômeno ocorre em condições que a Camada Limite Atmosférica se apresenta estável. Além disso, escoamentos de drenagem contemplam uma variabilidade elevada de situações e casos, pois o escoamento em proximidade com a superfície é modulado pela inclinação do terreno. Neste estudo, foram analisados dados de velocidade do vento, temperatura e radiação no período noturno para dois conjuntos de dados distintos. O primeiro conjunto de dados é o CASES-99, que abrange os dados a partir de oito anemômetros sônicos tridimensionais que atuam na torre principal durante o período de outubro de 1999. Já o segundo, denominado como Sítio Experimental de Santa Maria, implantado no Campus da Universidade Federal de Santa Maria, mais especificamente, alocado em uma área de 24 ha do Bioma Pampa, analisa os dados coletados pela torre micrometeorológica para o mês de abril do ano de 2021. Os resultados mostram predominantemente que a caracterização de escoamentos de drenagem, bem como a transição de regimes nestas condições, é possível uma vez que foi verificado que escoamentos catabáticos ocorrem em noites com o gradiente radiativo mais elevado e com a incidência de vento fraco, com valores inferiores a 4 m s^{-1} . De mesma maneira, um elevado gradiente de temperatura é estabelecido entre a superfície e as camadas de ar acima dela. A medida que o gradiente de temperatura é reduzido a intensidade dos escoamentos de drenagem também se reduz. Ao que se refere a espessura do escoamento de drenagem, se fez demarcado em aproximadamente 5 metros, resultado este que corrobora com que se encontra na literatura. Nesta condição, é notável também, que valor máximo da velocidade, é comumente inferior a 1 m s^{-1} próximo a superfície. Basicamente, nas noites com escoamento de drenagem, mudanças desordenadas e imprevisíveis na direção do vento foram observadas, influenciando deste modo na formação e duração destes escoamentos. É importante ressaltar ainda, que os resultados evidenciados para as noites que apresentam drenagem são provenientes exclusivamente dos dados do sítio experimental de Santa Maria.

Palavras-chave: Escoamento de drenagem. Camada Limite Estável. Transição de Regimes.

ABSTRACT

The main goal of the work is to examine the transition of regimes in the CLE, during the occurrence of nights that present drainage flow. The drainage flows evidenced in the terrestrial surfaces present their development at night, under clear sky conditions and low wind speeds. For this reason, this phenomenon occurs under conditions in which the Atmospheric Boundary Layer is stable. In addition, drainage flows include a high variability of situations and cases, as the flow in proximity to the surface is modulated by the slope of the terrain. In this study, wind speed, temperature and radiation data were analyzed at night for two distinct data sets. The first dataset is the CASES-99, which includes data from eight three-dimensional sonic anemometers that operate in the main tower during the period of October 1999. The second, called the Experimental Site of Santa Maria, implemented in the Campus from the Federal University of Santa Maria, more specifically, located in an area of 24 ha of the Pampa Biome, analyzes the data collected by the micrometeorological tower for the month of April of the year 2021. The results predominantly show that the characterization of drainage flows, as well as the transition of regimes in these conditions, it is possible since it was verified that katabatic flows occur on nights with higher radiative divergence and with the incidence of light wind, with values lower than 4 m s^{-1} . In the same way, a high temperature gradient is established between the surface and the layers of air above it. As the temperature gradient is reduced, the intensity of drainage flows also reduces. Regarding the thickness of the drainage flow, it was demarcated at approximately 5 meters, a result that corroborates with what is found in the literature. In this condition, it is also notable that the maximum velocity value is commonly less than 1 m s^{-1} near the surface. Basically, on nights with drainage runoff, disorderly and unpredictable changes in wind direction were observed, thus influencing the formation and duration of these flows. It is also important to emphasize that the results evidenced for the nights with drainage are exclusively from the data from the Santa Maria experimental site.

Keywords: Drainage flow. Stable Boundary Layer. Transition of regimes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Perfil da Temperatura Potencial Virtual ao longo da CLE e a Estabilidade Atmosférica.	17
Figura 2 – Transição dos regimes pouco estável e muito estável em função do fluxo de calor sensível.	19
Figura 3 – Dependência da turbulência com a velocidade média do vento.	20
Figura 4 – Avaliação dos termos da equação de balanço da temperatura no nível de 10 m para os casos de formação e destruição da inversão térmica.	24
Figura 5 – Avaliação da velocidade médio do vento V em função do gradiente vertical de ΔV_{TKE}	26
Figura 6 – a) Sítio experimental em Santa Maria, RS, Brasil. Adaptado de Degrazia et al. (2018). b) Torre micrometeorológica instalada no sítio experimental de Santa Maria.	28
Figura 7 – Torre micrometeorológica principal do sítio do experimento CASES-99. ...	30
Figura 8 – Rosa dos ventos para a direção do vento de 30 m e radiação líquida no sítio experimental de Santa Maria.	31
Figura 9 – Rosa dos ventos para a direção do vento de 30 m e radiação líquida CASES-99.	32
Figura 10 – Perfis verticais da velocidade do vento para o Sítio Experimental de Santa Maria. Os perfis dos painéis superiores representam as noites correspondentes aos dados de 05 e 25 de abril de 2021, onde há ocorrência de drenagem. Os perfis dos painéis inferiores representam as noites correspondentes aos dados de 03 e 19 de abril de 2021, onde não há ocorrência de drenagem.	33
Figura 11 – Rosa dos ventos para a direção do vento e radiação líquida em noites que apresentam escoamento de drenagem no sítio experimental de Santa Maria.	34
Figura 12 – Rosa dos ventos para a direção do vento e radiação líquida em noites que não apresentam escoamento de drenagem no sítio experimental de Santa Maria.	35
Figura 13 – Relação entre V_{TKE} e V para os níveis de 5, 11, 23 e 30 metros no sítio de Santa Maria para todo período observado. Os pontos indicados nos painéis representam os valores de perda radiativa.	36
Figura 14 – Relação entre V_{TKE} e V para os níveis de 5, 10, 30 e 55 metros para os dados do CASES-99 em todo período observado. Os pontos indicados nos painéis representam os valores de perda radiativa.	37
Figura 15 – Dependência de V com o saldo de radiação em superfície levando em consideração a direção do vento predominante, nos diferentes sítios indi-	

cados pelos títulos dos painéis.	37
Figura 16 – Dependência de V com o saldo de radiação em superfície levando em consideração as noites com drenagem.	39
Figura 17 – Dependência de ΔRn com a Velocidade do vento para o sítio de Santa Maria, explicitando noite com e sem escoamento de drenagem.	40
Figura 18 – Dependência de V_{TKE} com V/V_r , nos diferentes sítios indicados pelos títulos dos painéis.	41
Figura 19 – Dependência de V_{TKE} com V/V_r em noites com e sem escoamento de drenagem para o sítio experimental de Santa Maria.	42
Figura 20 – V_{TKE} em função do vento local para todos os dados do sítio experimental de Santa Maria. ΔRn representa o gradiente radiativo entre os níveis de 25 m e 3 m. Já os pontos no painel representam as noites com drenagem, enquanto que os quadrados distribuídos no painel representam as noites sem drenagem.	43
Figura 21 – Inversão de temperatura em função do vento local para todos os dados do sítio experimental de Santa Maria. ΔRn representa o gradiente radiativo entre os níveis de 25 m e 3 m. Já os pontos no painel representam as noites com drenagem, enquanto que os quadrados distribuídos no painel representam as noites sem drenagem.	44
Figura 22 – Inversão de temperatura em função do vento local para todos os dados do sítio experimental de Santa Maria. O painel superior apresenta as noites com drenagem, enquanto que o painel inferior apresenta o comportamento do vento quando não ocorre drenagem.	45
Figura 23 – a) Temperatura dos Termocouple para os níveis considerados. b) Perfil médio da velocidade do vento local a cada meia hora, considerando escoamento de drenagem.	46
Figura 24 – a) Gradiente de temperatura entre os níveis de 10 m e 0,5 m em função da velocidade do vento local. b) Escala de velocidade turbulenta em função da velocidade do vento local. Ambos os painéis remetem o desenvolvimento de uma noite com escoamento de drenagem.	47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Coeficiente Linear de cada nível pertencente ao Sítio Experimental de Santa Maria.....	38
Tabela 2 – Coeficiente Linear de cada nível pertencente ao CASES-99.	38

LISTA DE SIGLAS

<i>CLE</i>	Camada Limite Estável
<i>CLA</i>	Camada Limite Atmosférica
<i>WSBL</i>	Weakly Stable Boundary Layer
<i>VSBL</i>	Very Stable Boundary Layer
<i>LLJs</i>	Low-Level Jets
<i>TKE</i>	Turbulent Kinetic Energy
<i>CASES-99</i>	Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study-1999
<i>FLOSSII</i>	Fluxes over Snow-covered Surfaces

LISTA DE SÍMBOLOS

θ_v	Temperatura Potencial Virtual, [K]
V_{TKE}	Escala de velocidade da Energia Cinética Turbulenta, [$m^2 s^{-2}$]
Ri_f	Número de Richardson Fluxo
Ri_g	Número de Richardson Gradiente
g	Aceleração da Gravidade, [$m s^{-2}$]
\bar{u}	Componente da Velocidade Zonal do Vento, [$m s^{-1}$]
\bar{v}	Componente da Velocidade Meridional do Vento, [$m s^{-1}$]
\bar{w}	Componente da Velocidade Vertical do Vento, [$m s^{-1}$]
z	Altura dos Níveis, [m]
U_G	Velocidade Geostrófica do Vento, [$m s^{-1}$]
σ_u^2	Variância do Componente da Velocidade do Vento, [$m s^{-1}$]
Q_*	Radiação Líquida, [$W m^{-2}$]
C_p	Calor Específico, [$K J Kg^{-1} C^{\circ-1}$]
ρ	Densidade do Ar, [$Kg m^{-3}$]
THF	Fluxo de Calor Turbulento, [$K h^{-1}$]
$\bar{\epsilon}$	Energia Cinética Turbulenta [$m^2 s^{-2}$]

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1	Camada Limite Estável	16
2.2	Regimes turbulentos na CLE	18
2.3	A estrutura vertical da CLE para diferentes regimes de escoamento	21
2.4	Escoamentos de drenagem	24
2.5	Papel da Radiação na Transição de Regimes	25
3	METODOLOGIA	28
3.1	Sítio Experimental de Santa Maria	28
3.2	Experimento Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study-1999	29
3.3	Considerações Metodológicas da Pesquisa	29
4	RESULTADOS	31
4.1	Caracterização do escoamento nos sítios experimentais: Santa Maria e CASES-99	31
4.2	Transição de Regimes	35
4.2.1	Análise da escala de velocidade turbulenta V_{TKE} em função de V/V_r	40
4.2.2	Caracterização dos regimes em termos da ocorrência de drenagem	42
4.3	Análise de caso	46
5	CONCLUSÃO	48
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50

1 INTRODUÇÃO

A Camada Limite Estável (CLE) é estabelecida através do resfriamento radiativo da superfície terrestre, e caracterizada por um perfil estável de temperatura potencial (STULL, 1988). Em razão disso, a estratificação térmica suprime a turbulência, sendo o seu desenvolvimento causado predominantemente pelo cisalhamento do vento. Nestas condições, são evidenciados dois regimes de escoamento muito bem estabelecidos tanto por estudos observacionais quanto de modelagem (ACEVEDO et al., 2016; MAHRT, 1998, 1999; SUN, 2011; COSTA et al., 2020; WIEL; MOENE; JONKER, 2012, dentre outros).

Após Mahrt (1998) a CLE passou a ser classificada em dois regimes de escoamento, sendo denominados como: muito estável (VSBL, do inglês Very Stable Boundary Layer), apresentando uma turbulência de fraca intensidade e elevados gradientes verticais das quantidades médias; e pouco estável (WSBL, do inglês Weakly Stable Boundary Layer), apresentando uma turbulência de intensidade mais elevada e gradientes verticais de quantidades médias reduzidos. Em termos de acoplamento atmosférico, quando a mistura turbulenta e a velocidade do vento se delimitam aos níveis mais próximos da superfície e a temperatura do ar tende a um valor de equilíbrio próximo à temperatura superficial, têm-se o estado desacoplado. Conforme a velocidade do vento aumenta, a turbulência do escoamento também aumenta, alcançando níveis mais elevados, transportando o ar quente dos níveis mais altos até próximo à superfície, caracterizando o estado acoplado (MCNIDER et al., 1995; ACEVEDO; COSTA; DEGRAZIA, 2012). Assim, tanto as caracterizações que denotam o acoplamento atmosférico e a classificação feita por Mahrt (1998) tornam possíveis as descrições dos fenômenos que podem ser observados nestas condições.

Ao que se refere a transição entre estes regimes, Sun et al. (2012) evidenciaram que há uma velocidade mínima do escoamento para que o cisalhamento do vento produza a turbulência necessária para manter o escoamento turbulento (transição), pode ser controlada localmente pela velocidade média do vento. No entanto, ao analisarmos o trabalho desenvolvido por Acevedo et al. (2016), fez-se evidente que a velocidade média do vento limiar ("crossover threshold") varia de um local para o outro, podendo depender das características da superfície.

De forma geral, os estudos centralizados nos regimes supracitados são utilizados para a representação das interações que envolvem a superfície e a CLE (ACEVEDO; COSTA; DEGRAZIA, 2012; MARONEZE et al., 2019; MOURA, 1995; VERCAUTEREN; MAHRT; KLEIN, 2016, dentre outros). Cabe destacar ainda, que as importâncias que conduzem o desenvolvimento de pesquisas voltadas para esta camada e os seus regimes de escoamento atuantes, estão diretamente ligadas a questões pertinentes, que incluem: a dispersão de poluentes e a sua influência na durabilidade e intensidade de fenômenos meteorológicos, a avaliação da qualidade do ar em áreas urbanas industrializadas e previsões de tempo e clima que impactam no transporte aeronáutico/marítimo.

Nesta dinâmica da CLE, Stull (1988) especifica que, sob condições de vento sinótico fraco, em regiões contempladas por diferenças de elevação, o escoamento pode ser drenado encosta abaixo. Os escoamentos que apresentam este comportamento descendente são denominados como catabáticos ou de drenagem. Neste trabalho, receberá o nome de escoamento de drenagem. Basicamente, escoamentos de drenagem possuem a sua formação constituída quando o ar adjacente a uma superfície inclinada flui através da encosta, uma vez que se apresenta mais denso e frio que o ar ambiente em uma mesma elevação (MAHRT et al., 2010).

Segundo Mahrt et al. (2001), os escoamentos de drenagem evidenciados nas superfícies terrestres apresentam o seu desenvolvimento no período noturno, sob condições de céu claro e velocidades do vento pouco intensas. O referido autor e seus colaboradores relatam ainda, que a ocorrência deste fenômeno contempla uma variabilidade elevada de situações e casos, pois o escoamento em proximidade com a superfície é modulado pela inclinação do terreno.

A partir disso, a importância deste trabalho justifica-se na relevância apresentada pelo tema escolhido nesta pesquisa, pois a ocorrência de drenagens pode ser responsável pelo transporte horizontal de energia e quantidades de espécies químicas, como por exemplo, o transporte de dióxido de carbono de uma determinada região. Além disso, escoamentos de drenagem podem afetar o balanço de energia da CLE.

Desta forma, o presente trabalho está firmado na realização de análises observacionais que remetem a caracterização da transição de regimes na CLE quando escoamentos de drenagem são observados. Para tanto, o objetivo desse trabalho é examinar a transição de regimes na CLE, durante a ocorrência de noites que apresentam escoamento de drenagem. Esta dissertação apresenta uma estrutura que se consolidou da seguinte forma: inicialmente é apresentada uma revisão bibliográfica presente no capítulo 2, que trata da caracterização da CLE e os processos físicos que nela ocorrem, a classificação de regimes turbulentos nesta camada e estudos que exploram a sua estrutura vertical para os regimes de escoamento. No capítulo 3, são descritos os procedimentos metodológicos que sustentaram esta pesquisa, bem como a descrição dos sítios observacionais que originam os dados utilizados. Já os resultados parciais estão descritos no capítulo 4. Por fim, no capítulo 5, são apresentadas as considerações finais.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo faz-se reunido o aporte teórico que subsidia a presente pesquisa, enfatizando uma revisão dos trabalhos já existentes sobre o tema gerador que constitui a construção desta sistematização bibliográfica. Portanto, apresentam-se os conceitos, caracterizações e processos que definem a CLE, a classificação dos regimes turbulentos nesta camada e a sua estrutura enquanto eixo investigativo na perspectiva de diferentes estudos científicos.

2.1 Camada Limite Estável

A Camada Limite Atmosférica (CLA) é definida como a porção da troposfera que se faz diretamente influenciada pela superfície terrestre, pela qual os movimentos turbulentos horizontais e verticais governam o escoamento em uma escala de aproximadamente uma hora em relação as forças que atuam na superfície (STULL, 1988). No período noturno a CLA é denominada como Camada Limite Estável (CLE). Esta camada inicia a sua formação geralmente meia hora antes do pôr do sol, sendo caracterizada pela presença da turbulência condicionada apenas pela produção mecânica devido ao cisalhamento do vento (WYNGAARD, 2010). Nestas condições, a superfície é resfriada através da emissão de radiação eletromagnética de onda longa para o espaço, ocasionando o surgimento de uma camada de inversão térmica próxima a superfície, favorecida em situações de vento fraco, baixa umidade e céu claro. Neste processo de resfriamento radiativo da superfície, a camada de ar que está em contato com o solo também é resfriada, fazendo-se mais densa do que a camada logo acima, de modo a cessar a ação convectiva que atuava no período diurno como um termo de produção de energia cinética turbulenta.

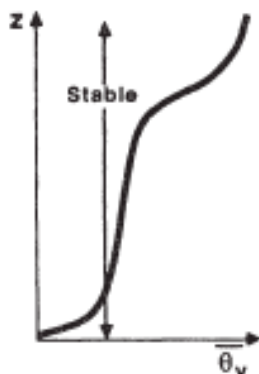
Em suma, na CLE é evidenciada a produção da turbulência em decorrência ao cisalhamento do vento e a sua destruição se dá em decorrência da estratificação térmica.

A estabilidade desta camada pode ser observada quando utilizado o perfil da temperatura potencial virtual ($\overline{\theta_v}$) (Fig. 1), para uma condição em que $\frac{\partial \overline{\theta_v}}{\partial z} > 0$.

Tal observação remete que a $\overline{\theta_v}$ aumenta com a altura, corroborando com a frequente definição de estabilidade atmosférica que corresponde com a tendência de movimentação vertical de uma parcela de ar. Nesta condição de estabilidade, a atmosfera cede energia na forma de calor para a superfície, gerando um fluxo de energia na forma de calor negativo (para baixo). Por isso, a CLE é frequentemente formada no período noturno.

Nesta camada são evidenciados dois regimes de escoamento predominantes: pouco estável, caracterizado pela presença da turbulência contínua e bem desenvolvida; e outro muito estável, caracterizado pela redução da mistura turbulenta (MAHRT, 1998). No regime de escoamento da WSBL a mistura turbulenta faz-se suficiente para manter os níveis atmosféricos, na camada limite, acoplados ou conectados. Já no regime de escoamento da VSBL o forçante mecânico não é suficiente para sustentar a turbulência contínua,

Figura 1 – Perfil da Temperatura Potencial Virtual ao longo da CLE e a Estabilidade Atmosférica.



Fonte: Adaptado de Stull (1988).

suprimindo-a de modo que os níveis atmosféricos possuam a tendência de se tornar desacoplados ou desconectados (ACEVEDO; COSTA; DEGRAZIA, 2012).

Nessa condição (VSBL), é bastante frequente a ocorrência de eventos esporádicos de turbulência em que esta seja quase que completamente suprimida, podendo resurgir de forma intermitente, sendo este fenômeno denominado com intermitência global (MAHRT, 1999; COSTA et al., 2011). Neste trabalho, a intermitência global será referida apenas como intermitência.

Basicamente, a presença da intermitência em um sistema turbulento se estabelece a partir de um processo em que turbilhões grandes dividem-se em redemoinhos menores. Na formação desta cascata de energia ocorrem oscilações em diferentes escalas, produzindo um acoplamento não linear. Alguns estudos abordam as causas dos eventos intermitentes, como por exemplo, as ondas de gravidade, os jatos de baixos níveis (LLJs, do inglês Low-Level Jets), entre outros fenômenos físicos externos (NAPPO, 1991; ACEVEDO; FITZJARRALD, 2003; BANTA et al., 2007; SUN et al., 2012), porém Wiel et al. (2002) sugere que a intermitência se faz presente pelas rápidas trocas de energia entre a atmosfera e a superfície, enquanto que Costa et al. (2011) caracteriza a ocorrência da intermitência como um modo natural do sistema.

Outro fator relevante para a caracterização da CLE se faz pela ocorrência de ventos intensos em baixos níveis durante a noite, comumente denominados como LLJs noturnos. De forma geral, os LLJs podem ser definidos como “um fluxo fino de ar em movimento rápido, com velocidades máximas do vento de 10 a 20 m s⁻¹, geralmente localizadas de 100 a 300 metros acima da superfície” (STULL, 1988, p. 520, tradução nossa). A altura do jato em que se observa a ocorrência do maior valor para a velocidade média do vento, U, pode ser comumente caracterizada como sendo o “nariz” do LLJ. Na literatura, são encontrados registros deste fenômeno na Europa (SLÁDKOVIČ; KANTER, 1977; KRAUS; MALCHER;

SCHALLER, 1985), África (HART et al., 1978), América do Norte e do Sul (BLACKADAR, 1957; BONNER, 1968) e Austrália (MALCHER; KRAUS, 1983; GARRATT, 1985). Os LLJs possuem a sua formação através de mecanismos físicos, assim como grande parte dos fenômenos atmosféricos, sendo estes mecanismos provenientes de diversas origens.

Um dos principais mecanismos de geração de LLJs citados na literatura é a oscilação inercial, na qual estas ocorrem dentro da camada limite em consequência ao declínio da turbulência convectiva (após o pôr-do-sol). Sendo assim, o perfil noturno da velocidade do vento estabelece uma oscilação em torno do vetor de vento geostrófico noturno e a amplitude proporcional ao componente da velocidade não geostrófica. A amplitude da oscilação cresce do ar para o solo até que a força de fricção se torne elevada próximo a superfície, fazendo com que o perfil vertical do vento horizontal tenha uma forma de “nariz” (BLACKADAR, 1957). Juntamente a oscilação inercial, também são citados em alguns estudos o efeito baroclínico e da topografia (STENSRUD, 1996), o deslocamento vertical de parcela (UCCELLINI et al., 1986), dentre outros mecanismos.

Em síntese, são diversos os fenômenos que fazem parte da CLE, definindo e caracterizando os processos que a constituem enquanto uma camada resultante do resfriamento radiativo de onda longa e conseqüentemente da inversão térmica. Entretanto, tornam-se mais frequentes os estudos observacionais e de modelagem que exploram os regimes de escoamento que fazem parte desta camada apresentada de forma estável, sendo classificados de diferentes formas no desenvolvimento de pesquisas voltadas para a camada limite.

2.2 Regimes turbulentos na CLE

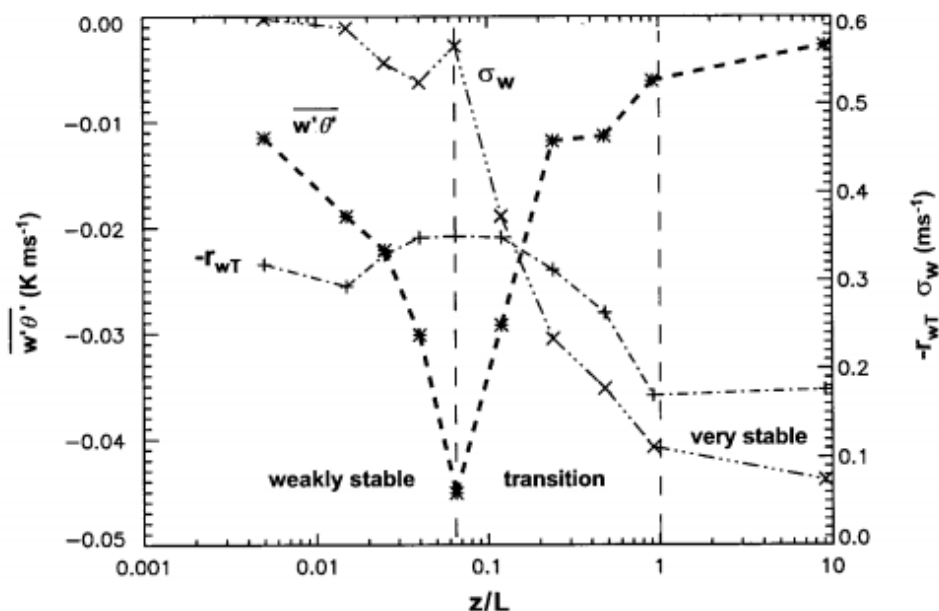
A turbulência é considerada um eixo temático bastante instigante ao que tange a CLE, sendo amplamente classificada em regimes turbulentos distintos, conforme enfatizam as investigações feitas por Costa et al. (2011), Costa et al. (2020), Mahrt (1998), Sun et al. (2012), Wiel et al. (2002), dentre muitos outros pesquisadores.

Como mencionado anteriormente, Mahrt (1998) classificou a presença de dois regimes de escoamento na CLE: i) pouco estável e ii) muito estável. No regime pouco estável, se estabelecem condições em que a velocidade do vento é elevada e o resfriamento da superfície é fraco. Sendo assim, a turbulência gerada pelo cisalhamento do vento se sobressairá aos efeitos da destruição térmica, fazendo existente a ocorrência de uma turbulência continuamente bem desenvolvida.

Em contraste ao regime pouco estável, o regime muito estável se dá através de condições em que a velocidade do vento é fraca e o resfriamento da superfície é elevado. Em consonância a isso, no regime muito estável ocorre a diminuição da turbulência do escoamento em virtude das forças de empuxo, podendo haver o surgimento da intermitência causada por períodos alternados de turbulência de fraca intensidade e “explosões” turbulentas que se estabelecem de maneira aperiódica.

Portanto, esta classificação dos regimes de escoamento na CLE proposta por Mahrt (1998) foi aplicada a uma distinção baseada em um critério que envolve o fluxo de calor em função do parâmetro de estabilidade z/L . Em condições pouco estáveis, o aumento da estratificação térmica originará maiores gradientes verticais de temperatura, resultando em maiores fluxos de calor oriundos da atmosfera para a superfície. No entanto, se a camada for ainda mais estratificada a destruição térmica agir de forma a suprimir a turbulência que no regime pouco estável se estabelecia de maneira bem desenvolvida, reduzindo o fluxo de calor sensível da atmosfera para a superfície. Deste modo, quando o fluxo de calor diminui com o aumento da estabilidade devido à restrição das flutuações da velocidade vertical pelo aumento da estratificação faz-se presente a transição (VSL-WSL) (MAHRT, 1998) (Fig. 2).

Figura 2 – Transição dos regimes pouco estável e muito estável em função do fluxo de calor sensível.

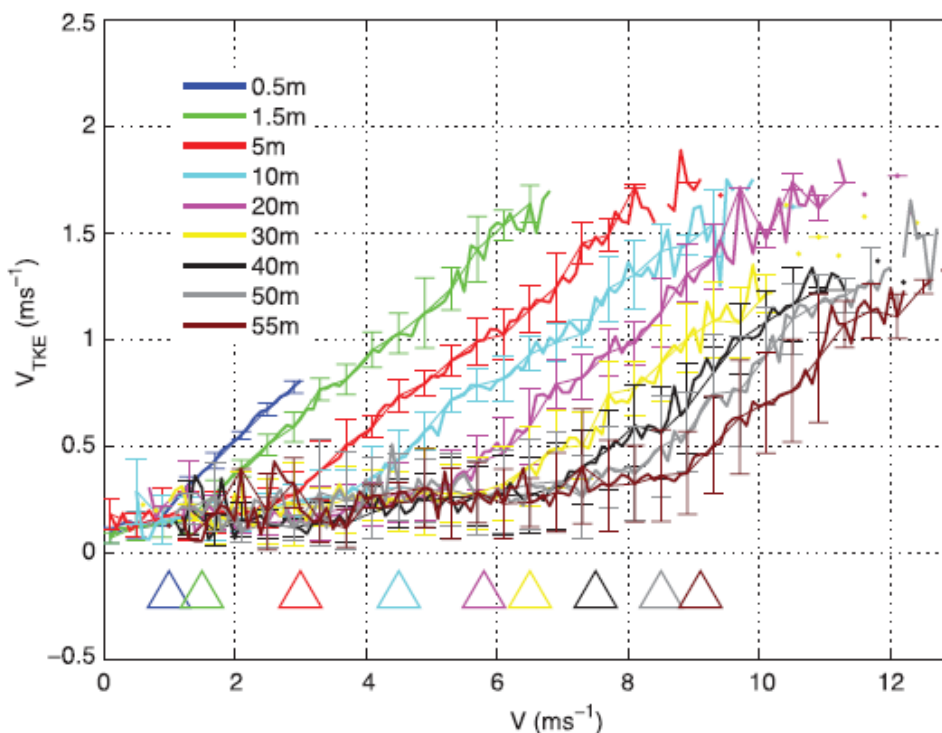


Fonte: Adaptado de Mahrt (1998).

Sun et al. (2012) classificaram o escoamento na CLE em três regimes turbulentos para cada altura existente na observação, relacionando uma escala de velocidade turbulenta (V_{TKE}) com a velocidade do vento horizontal médio (Fig. 3): Regime 1) V_{TKE} mostra-se pouco dependente da velocidade média do vento, caracterizando a presença da turbulência de fraca intensidade e a velocidade do vento está abaixo de um valor limiar: Regime 2) a turbulência é caracterizada por apresentar uma forte intensidade, gerada pelo cisalhamento vertical do vento. Para estas condições observou-se que a velocidade do vento fez-se excedente a um valor limiar e V_{TKE} se relaciona de forma dependente com a velocidade do vento: e Regime 3) a turbulência é tida como moderada, gerada por eventos esporádicos que envolvem uma "explosão" turbulenta seguida por períodos relativamente

tranquilos. Tal caracterização conduz a produção de eventos do tipo "top-down", nos quais a turbulência se origina no topo da camada limite e se faz transportar para baixo em direção a superfície (BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006).

Figura 3 – Dependência da turbulência com a velocidade média do vento.



Fonte: Adaptado de Sun et al. (2012).

De acordo com o que foi apresentado por Sun et al. (2012), quando a velocidade do vento se apresenta de forma menos intensa que o seu valor limiar, a turbulência tende a ser controlada pelo cisalhamento do vento local. Entretanto, quando este valor limiar para a velocidade do vento é excedido o cisalhamento do vento correspondente a toda a CLE controla a turbulência, evidenciando que a CLE apresenta-se verticalmente acoplada ao topo da camada.

Assim como Sun et al. (2012), Wiel et al. (2003) também classificaram o escoamento na CLE em três regimes turbulentos que se distinguem da seguinte maneira: i) um regime de turbulência contínua e bem desenvolvida no decorrer do escoamento, enfatizando um fraco resfriamento radiativo da superfície e uma forte mistura turbulenta; ii) um regime intermitente, no qual existem eventos turbulentos alternados e períodos de calmaria apresentando baixos níveis de turbulência; e iii) um regime que quase não apresenta fluxo turbulento de calor sensível, estando associado a um elevado resfriamento da superfície (forte estabilidade) e o transporte energético na atmosfera é reduzido.

A intensidade da turbulência também está fortemente associada ao número de Richardson, cuja variação depende do regime turbulento. Quando relacionados os termos

de produção flutuante e de produção mecânica da equação de energia cinética turbulenta (TKE, do inglês Tubulent Kinetic Energy), têm-se o número de Richardson fluxo (Ri_f) dado por Stull (1988, p. 175):

$$Ri_f = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) \overline{w'\theta'_v}}{\overline{u'_i u'_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}}. \quad (1)$$

Para escoamentos instáveis, ambos os termos da Eq. (1) atuam na produção de turbulência, assumindo $Ri_f < 0$. Já escoamentos tidos como neutros apresentarão $Ri_f = 0$ e escoamentos estáveis terão $Ri_f > 0$. Tendo como base este parâmetro adimensional, Richardson colocou em evidência uma condição, na qual será estabelecido um balanço entre a destruição térmica e a produção mecânica de turbulência quando $Ri_f = 1$, incorporando valores de $Ri_f < 1$ para fluxos turbulentos e valores de $Ri_f > 1$ para fluxos laminares.

No entanto, o Ri_f permite calcular o seu valor apenas para os fluxos turbulentos. Assim, para que se faça possível a estimativa dos fluxos laminares, tornando-se turbulentos usa-se o número de Richardson gradiente (Ri_g) dado por Stull (1988, p. 176):

$$Ri_g = \frac{\frac{g}{\theta_v} \left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)}{\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}, \quad (2)$$

onde z é a altura de um nível acima da superfície, g é a aceleração da gravidade, $\bar{\theta}_v$ é a temperatura potencial virtual média, $\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}$ é o gradiente vertical da temperatura potencial virtual média e $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ é o gradiente vertical da velocidade média horizontal do vento.

Diante disso, foram realizados estudos de natureza observacional e numérica (OHYA; NEFF; MERONEY, 1997; ZILITINKEVICH et al., 2013) que enfatizaram a ocorrência de dois regimes na CLE (WSBL e VSBL) estabelecidos através da relação entre Ri_f e Ri_g . Quando observada esta relação, Zilitinkevich et al. (2013) mostrou que Ri_f aumenta de forma aproximadamente linear com Ri_g quando o regime de escoamento da WSBL é evidenciado. Entretanto, quando Ri_g excede o seu valor crítico (variando de 0,21 a 0,25), Ri_f se torna constante e independente de Ri_g , tornando caracterizado o regime de escoamento da VSBL.

De maneira geral, são observadas diversas classificações que designam e distinguem os regimes turbulentos presentes na CLE, no entanto, é evidente a existência de condições e fatores que fazem dos regimes de escoamento desta camada um objeto de estudo complexo e igualmente necessário em um campo exploratório de pesquisa.

2.3 A estrutura vertical da CLE para diferentes regimes de escoamento

As investigações que fazem existentes as análises de regimes de escoamento concomitantes na CLE em diferentes níveis têm sido de grande interesse científico nos estudos que envolvem a CLA no período noturno. Por esta razão, o presente trabalho enfatiza as

pesquisas que subsidiam o desenvolvimento exploratório da estrutura vertical da CLE.

Costa et al. (2020) evidenciaram a existência de dois regimes de escoamento contrastantes na CLE, demonstrando como estes dois regimes ocorrem em modelos de coluna única na análise da estrutura da CLE e a sua dependência com parâmetros externos. Neste trabalho, o modelo de fluxo apresentou uma estrutura de três camadas: i) um escoamento laminar na camada superior onde a velocidade média do vento é geostrófica; ii) uma VSBL abaixo da camada laminar e acima da altura correspondente a um valor máximo observado para a velocidade média do vento (U_{max}), apresentando turbulência de fraca intensidade e um elevado gradiente térmico; e iii) uma WSBL abaixo da altura do U_{max} , indicando a ocorrência da turbulência em maior intensidade diante o que foi observado na VSBL e o gradiente térmico fez-se reduzido nestas condições (WSBL).

Em contraste com as classificações dos regimes de escoamento usadas em estudos observacionais que fazem definido um determinado regime para toda a CLE (MAHRT, 1998, 1999; SUN et al., 2012; ACEVEDO et al., 2016, dentre outros) o trabalho desenvolvido por Costa et al. (2020) propõe uma estratégia de classificação diferenciada, implicando que em qualquer circunstância existe uma WSBL e uma VSBL ao mesmo tempo, mas em camadas diferentes. Basicamente, esta estrutura de três camadas sugere que um determinado nível vertical experimenta uma transição de regime da CLE quando o limite entre duas camadas adjacentes cruza esse nível. No entanto, quando se faz estabelecido um limite entre a camada laminar superior e a camada intermediária muito estável, há a transição laminar-turbulenta.

Nesta sistematização que engloba a estrutura vertical da CLE, cabe destacar também, os estudos realizados por Banta, Pichugina e Brewer (2006), pelo qual foi analisada a estrutura da turbulência gerada por um LLJ na CLE através da região abaixo do jato máximo (camada de subjato), sendo esta região responsável pela geração do cisalhamento do vento. Neste trabalho, os autores verificaram a forma do perfil de velocidade turbulenta na camada de subjato, utilizando dois conjuntos de dados observacionais correspondentes ao programa de observação de campo "Cooperative Atmosphere – Surface Exchange Study" de 1999 (CASES-99) e do Projeto "Lamar Low-Level Jet". A quantidade de turbulência medida foi a variância do componente da velocidade do vento (σ_u^2), sendo esta variância um componente de TKE, mostrando-se de forma numérica aproximadamente igual a TKE para condições estáveis. Portanto, os perfis de σ_u^2 são equivalentes aos perfis de TKE.

Banta, Pichugina e Brewer (2006) adotaram um caso específico em que a turbulência apresentou-se de maneira contínua sob condições de vento forte para a análise dos perfis. As formas de perfil menos estáveis apresentaram σ_u^2 máximo próximo a superfície, diminuindo para um valor mínimo na altura do LLJ. Os perfis mais estáveis apresentaram σ_u^2 constante através de uma porção da camada de subjato. Adicionalmente, alguns perfis mais estáveis também apresentaram um máximo de σ_u^2 no topo da camada.

Sendo assim, fica claro neste estudo a melhor visualização da turbulência da CLE

(quando a velocidade do LLJ excede 15 ms^{-1}) consiste em uma extensão que se faz descendente dos efeitos do cisalhamento gerado pelos LLJs em vez de uma extensão ascendente da turbulência da camada superficial.

Em contraste com as análises discutidas até então, Baas et al. (2019) propõem a transição entre os regimes de escoamento durante o inverno em Dome C na Antártica como sendo independentes do ciclo diurno (ao contrário do que se observa em latitudes médias), fazendo necessária a exploração de outros mecanismos que ocasionem a transição baseada na formação e destruição da inversão térmica. Para tanto, o critério adotado na seleção de casos está firmada na condição em que mudanças abruptas de mais de 15 K na inversão térmica são observadas (VIGNON et al., 2017; BAAS et al., 2019).

Diante disso, foram analisadas as contribuições de forçantes externos na transição dos regimes que evoluem a ocorrência de fortes e fracas inversões térmicas. Sendo assim, foram verificadas as contribuições da velocidade do vento geostrófico (U_G) e dos termos da Eq. (3) que descrevem a variação da temperatura no nível de referência de 10 m com o tempo.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \underbrace{-\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right)}_{\text{Advecção Horizontal}} \underbrace{-w \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{C_p}\right)}_{\text{Subsidência}} \underbrace{-\frac{1}{\rho C_p} \cdot \frac{\partial Q_*}{\partial z}}_{\text{Radiação}} \underbrace{-\frac{1}{\rho C_p} \cdot \frac{\partial THF}{\partial z}}_{\text{Turbulência}}, \quad (3)$$

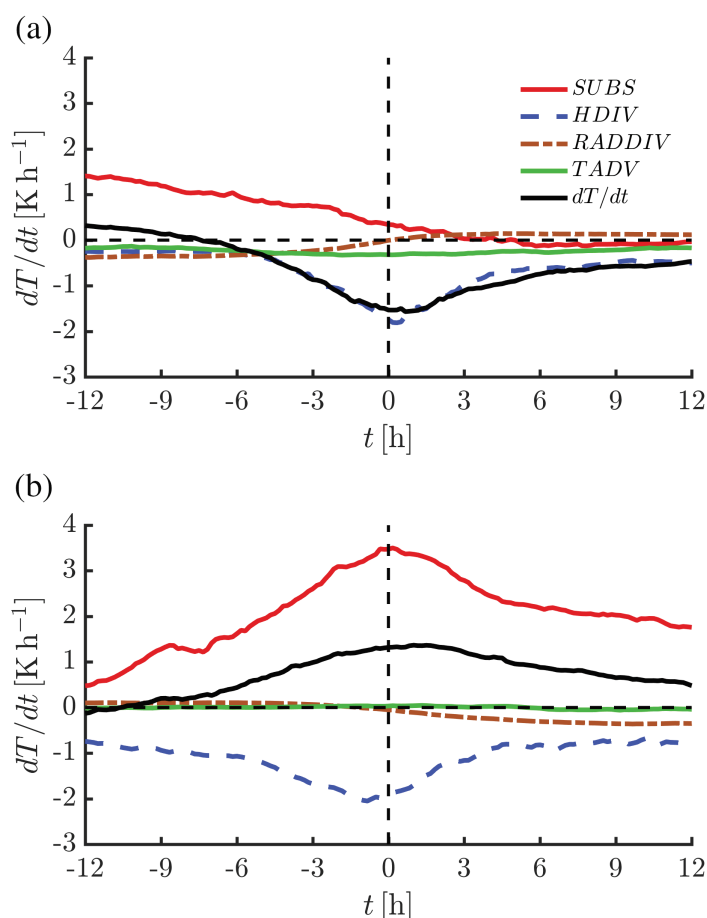
onde (u, v, w) indicam os componentes do vetor do vento, Q_* é a radiação líquida, c_p é a capacidade de calor isobárica por unidade de massa de ar seco, ρ é a densidade do ar, g é a aceleração da gravidade e THF é o fluxo de calor turbulento.

Na avaliação feita em relação a U_G foi observado que a formação e a destruição da inversão térmica são impulsionadas pelas mudanças decorrentes deste forçante externo, ou seja, quando estabelecida a formação da inversão U_G decresce continuamente, enquanto que para os casos em que a inversão térmica faz-se destruída o inverso ocorre. Entretanto, quando analisados os termos correspondentes a Eq. (3), fez-se evidente a contribuição do termo correspondente ao aquecimento por subsidência (Fig. 4).

No período de transição em condições de fraca inversão térmica (letra a) houve uma diminuição no aquecimento casado por este termo, resultando na diminuição da temperatura no nível de 10 m. Já em condições de fortalecimento da inversão térmica (letra b) houve um aumento significativo no aquecimento de subsidência, conduzindo a uma hipótese de que o termo responsável pelo aquecimento de subsidência possa ser um dos principais forçantes externos capazes de explicar a ocorrência da transição entre os regimes, independentemente do que poderia ser observado no ciclo diurno.

Acevedo et al. (2016) também buscaram identificar a estrutura da CLE, bem como as transições entre diferentes estruturas verticais. Para alcançar este objetivo, foram examinadas detalhadamente as diferentes peculiaridades apresentadas pelos estados de aco-

Figura 4 – Avaliação dos termos da equação de balanço da temperatura no nível de 10 m para os casos de formação e destruição da inversão térmica.



Fonte: Adaptado de Baas et al. (2019).

plamento da CLE para compreender a razão pela qual as características da turbulência experimentam uma mudança tão contrastante. Neste estudo foi encontrado um limite de velocidade do vento, denominado como "limiar de cruzamento", caracterizado no instante em que o gradiente vertical médio da energia cinética turbulenta muda de sinal em todos os níveis observacionais, ou seja, para velocidades de vento fracas (em um nível de 1 m previamente escolhido como referência), V_{TKE} aumenta com a altura, enquanto que V_{TKE} diminui com a altura quando os ventos são fortes. Entretanto, quando a velocidade do vento neste nível de referência excede esta transição, toda a CLE torna-se verticalmente acoplada, diferentemente do que foi observado por Sun et al. (2012).

2.4 Escoamentos de drenagem

Grande parte das superfícies terrestres, mesmo as que se apresentam com declives muito fracos, experienciam fluxos de drenagem em condições de céu claro e fluxo sinótico fraco no período noturno. Mahrt et al. (2010) declaram que este fenômeno é muito comum

em áreas que abrangem terrenos ondulados ou que apresentam complexidades em sua topografia. De mesma maneira, Mahrt (1982) mostrou que terrenos, mesmo sob condições de inclinações suaves, em uma grande área podem causar ventos de drenagem.

Quanto a espessura do escoamento de drenagem, Stull (1988) explicita que em níveis mais baixos, entre aproximadamente 2 e 10 m, o escoamento pode ter a tendência a ser drenado colina abaixo, onde os ventos se formam quando o ar frio e denso é acelerado pela gravidade. Segundo Mahrt et al. (2010), os fluxos de drenagem exigem que os ventos de grande escala sejam mais fracos do que um valor limite (onde gradientes de temperatura maiores são observados), uma vez que, tais escoamentos de descida, se desenvolvem em decorrência à diferença de temperatura entre o ar adjacente a encosta e o ar ambiente para uma mesma elevação.

Por esta razão, escoamentos de drenagem são favorecidos em condições noturnas, já que o resfriamento radiativo próximo à superfície contribui para a ocorrência dessa diferença de temperatura. Nesta sistemática, o resfriamento radiativo da superfície em condições de alta estratificação térmica faz estabelecida uma diferença de temperatura potencial entre uma parcela de ar próxima a superfície e o ar ambiente (que se encontra mais aquecido). A partir disso, a parcela de ar apresenta uma flutuabilidade negativa, induzindo esta a parcela de ar a um escoamento de descida.

De acordo com o que foi apresentado por Monti et al. (2002) o escoamento de drenagem é caracterizado por mudanças bruscas no vento seguido de uma mudança mínima inicial na temperatura, pela qual há uma diminuição constante desta. Conforme a estabilidade se estabelece, camadas com características distintas podem ser formadas, fazendo com que diferentes direções sobreponham-se. Por esta razão a região topográfica com a mais longa inclinação consecutiva pode apresenta-se dominante embora a diferença de elevação seja um fator importante para a ocorrência de escoamentos de drenagem.

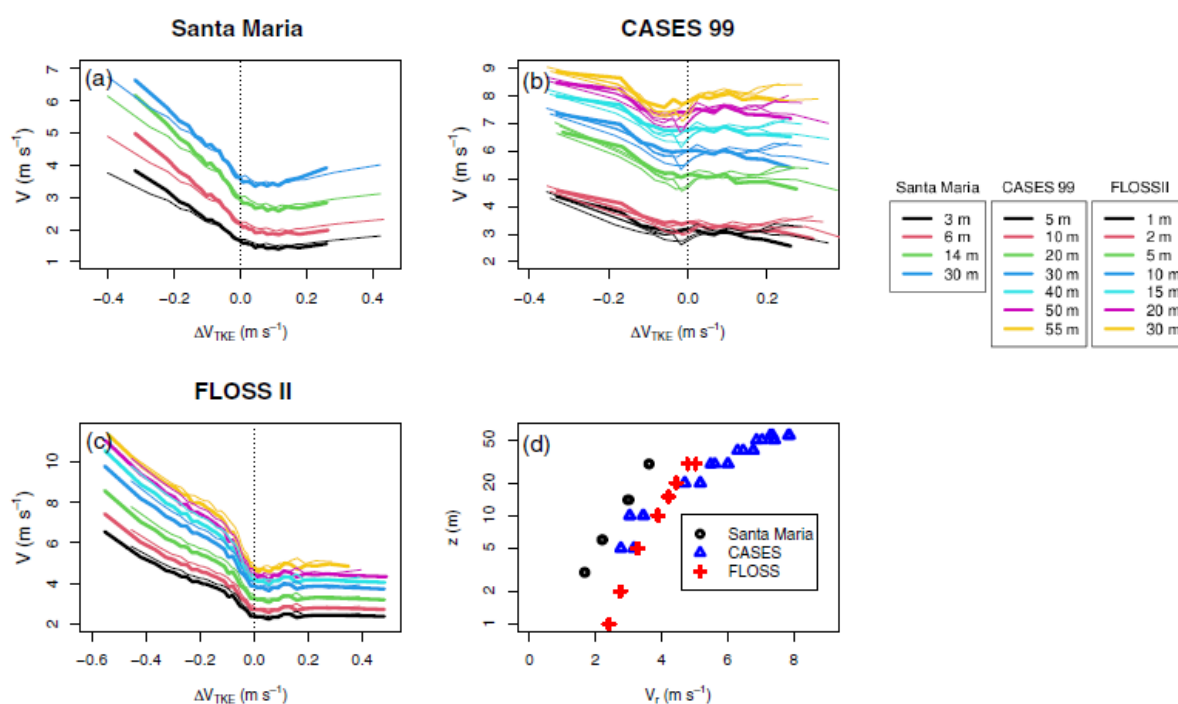
Como foi destacado por Mahrt et al. (2010) os fluxos reais de drenagem são geralmente não estacionários em algum grau e muitas vezes são intermitentes, sendo a intermitência frequentemente atribuída a interações que ocorrem entre mistura, cisalhamento médio e estratificação do escoamento de drenagem. Em síntese, grande parte dos casos estudados neste âmbito refletem situações de diferenças de elevações (de médias a grandes), ou áreas íngremes que denotam maior complexidade, como por exemplo, florestas tropicais.

2.5 Papel da Radiação na Transição de Regimes

Acevedo et al. (2021) mostraram como alguns fatores externos (radiação líquida, a radiação de onda longa descendente, o comprimento da rugosidade da superfície, a capacidade térmica do solo e a condutividade térmica do solo) afetam os regimes de turbulência na CLE. Para isso, foram considerados os dados micrometeorológicos de Santa Maria, CASES-99 e FLOSS II.

O principal resultado obtido, foi a inserção de um método para determinar a velocidade média do vento associada à transição de regime (V_r) para a CLE. Neste sentido, quando verificado o papel da radiação, Acevedo et al. (2021) enfatizam que conforme a perda radiativa líquida aumenta, velocidades do vento progressivamente maiores são encontradas em $\Delta V_{TKE} = 0$, apontando que a velocidade do vento limite para a mudança de regime (V_r) aumenta com a perda radiativa líquida na superfície. Ou seja, quando $\Delta V_{TKE} = 0$ se faz indicado o valor do vento local para o qual ocorre a transição. Para chegar a esta conclusão, foi proposta a realização da velocidade médio do vento V em termos do gradiente vertical de ΔV_{TKE} , considerando dois níveis fixos (Fig. 5).

Figura 5 – Avaliação da velocidade médio do vento V em função do gradiente vertical de ΔV_{TKE} .



Fonte: Adaptado de Acevedo et al. (2021).

Na figura acima, as linhas sólidas mais espessas representadas em a, b e c indicam a velocidade média do vento em cada nível considerado. Já linhas sólidas mais finas mostram diferentes níveis superiores. A variação de V_{TKE} foi adotada a partir dos níveis de 3 m para Santa Maria, 5 m para CASES-99 e 1 m para FLOSS II. Basicamente, a figura 5 mostra que para valores positivos de ΔV_{TKE} o regime de escoamento é fortemente estável. É importante notar ainda, que V não é dependente do gradiente de V_{TKE} . No entanto, quando ΔV_{TKE} apresenta valores menores que zero, V aumenta e o regime de escoamento é fracamente estável.

Assim, para valores positivos de ΔV_{TKE} , não há uma variação significativa em V em nenhum dos sítios, independentemente do nível aferido. Acevedo et al. (2021) associam

esse fato a contribuição dos movimentos de submeso que dominam as flutuações das componentes do vento. Já quando ΔV_{TKE} apresenta valores negativos, V aumenta, pois nesta condição a variação adotada para V_{TKE} é composta por flutuações que aumentam com a velocidade do vento. Portanto, a maior contribuição trazida por este estudo foi é assumir que $V = V_r$ quando $\Delta V_{TKE} = 0$.

De maneira geral, o método introduzido para a determinação de V_r possui a principal vantagem de se apresentar aplicável a qualquer conjunto de dados experimentais. Todavia, os autores elencaram algumas limitações relacionadas a situações em que a CLE está quase sempre em um regime ou outro, não sendo válida a aplicação do método que exige conjuntos de dados, contendo observações de ΔV_{TKE} com sinais positivos e negativos.

A partir do exposto, para finalizar este capítulo, torna-se relevante salientar que os fundamentos teóricos que articulam e sustentam esta escrita foram baseados em um diálogo referenciado com autores e obras que centram o objetivo e a problemática definida nesta dissertação. Em consonância a isso, esta análise teórica será incorporada para a discussão dos resultados apresentados na seção 4 deste trabalho.

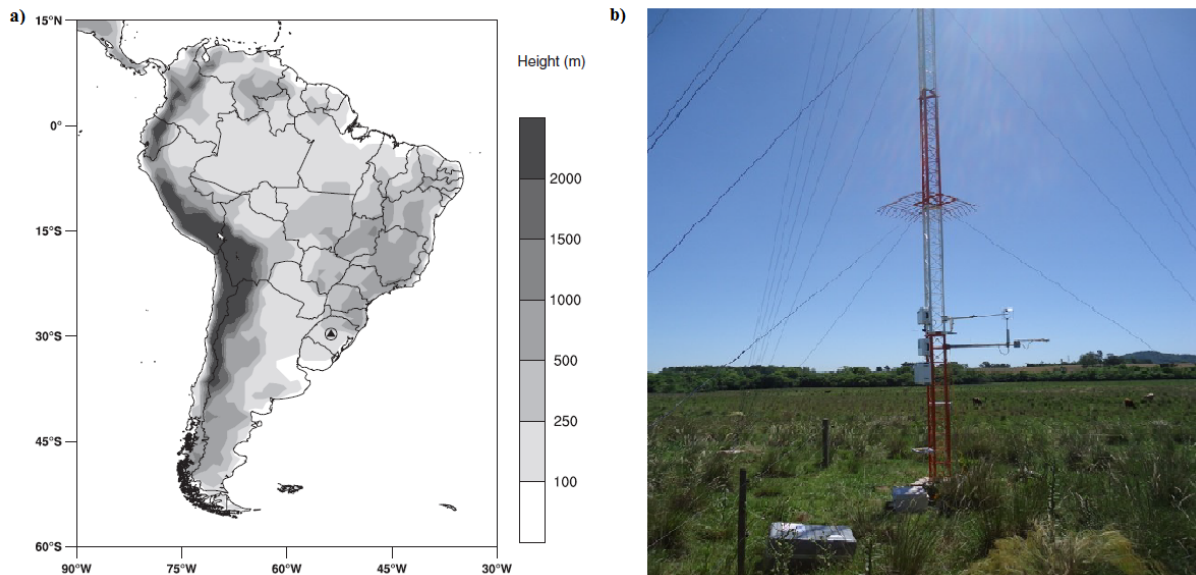
3 METODOLOGIA

Neste capítulo são descritas todas as abordagens que conduziram esta pesquisa, detalhando os procedimentos que oportunizaram o desenvolvimento de todas as análises observacionais que são consideradas neste estudo. Por esta razão, faz-se descrita a natureza dos conjuntos de dados utilizados, os sítios observacionais em que se constituíram estes dados e as considerações realizadas ao longo do processo exploratório.

3.1 Sítio Experimental de Santa Maria

Este sítio experimental foi implantado no Campus da Universidade Federal de Santa Maria, mais especificamente, alocado em uma área de 24 ha pertencente ao Bioma Pampa em Santa Maria, RS, Brasil (29.7241 °S, 53.759 °W) (Fig. 6). Ao que corresponde as características do terreno, apresenta-se levemente ondulado, contendo árvores nas direções oeste e sul do local. A direção dominante do vento é de sudeste, não havendo indícios de que o campo tenha sido acometido por algum tipo de preparo de solo para fins agrícolas (GUERRA et al., 2018; STEFANELLO et al., 2020; ACEVEDO et al., 2021).

Figura 6 – a) Sítio experimental em Santa Maria, RS, Brasil. Adaptado de Degrazia et al. (2018). b) Torre micrometeorológica instalada no sítio experimental de Santa Maria.



Fonte: Adaptado de Rosa et al. (2021).

Os dados experimentais do sítio de Santa Maria são integrantes do projeto denominado como SULFLUX. Este projeto teve como objetivo principal compreender as interações que ocorrem entre a atmosfera e a superfície no sul do Brasil, utilizando uma torre de fluxo de 30 m de altura instrumentada com sensores micrometeorológicos e de solo (para maiores informações sobre o projeto, consultar: <http://www.ufsm.br/sulflux/>). Quanto aos níveis de turbulência, esta pesquisa considerou um total de doze níveis (1.5 m, 3.0 m, 5 m, 7 m,

9 m, 11 m, 14 m, 17 m, 20 m, 23 m, 26 m, 30 m). Este conjunto de dados abrange de 30 noites do mês de abril de 2021, e as medidas foram realizadas a 10 Hz, pelas quais dados entre as 2000 HL e 0600 HL foram adotados para evitar períodos de transição. As observações de radiação líquida foram fornecidas por um radiômetro líquido Kipp e Zonen CNR4, instalado a 3 m e 25m de altura. Já as medidas de temperatura, deram-se a partir de medidas com thermocouple nos níveis de 0,5 a 29,5 metros.

3.2 Experimento Cooperative Atmosphere–Surface Exchange Study-1999

O experimento pertencente ao programa de observação de campo do Cooperative Atmospheric Surface Exchange Study foi realizado em outubro de 1999 (CASES-99) em uma torre situada a 50 km a leste de Wichita, Kansas, Estados Unidos ($37^{\circ} 38.611' N$, $96^{\circ} 44.233' W$) (Fig. 7). O estudo foi preferencialmente escolhido neste período, pois os dados arquivados do Wichita National Weather Service mostraram alta frequência climatológica de noites claras e calmas, favorecendo as condições em que a CLE se faz estabelecida. Portanto, o principal objetivo deste estudo experimental se consistiu em investigar as ligações entre a atmosfera e a superfície da Terra, examinando eventos na CLE e os processos físicos associados.

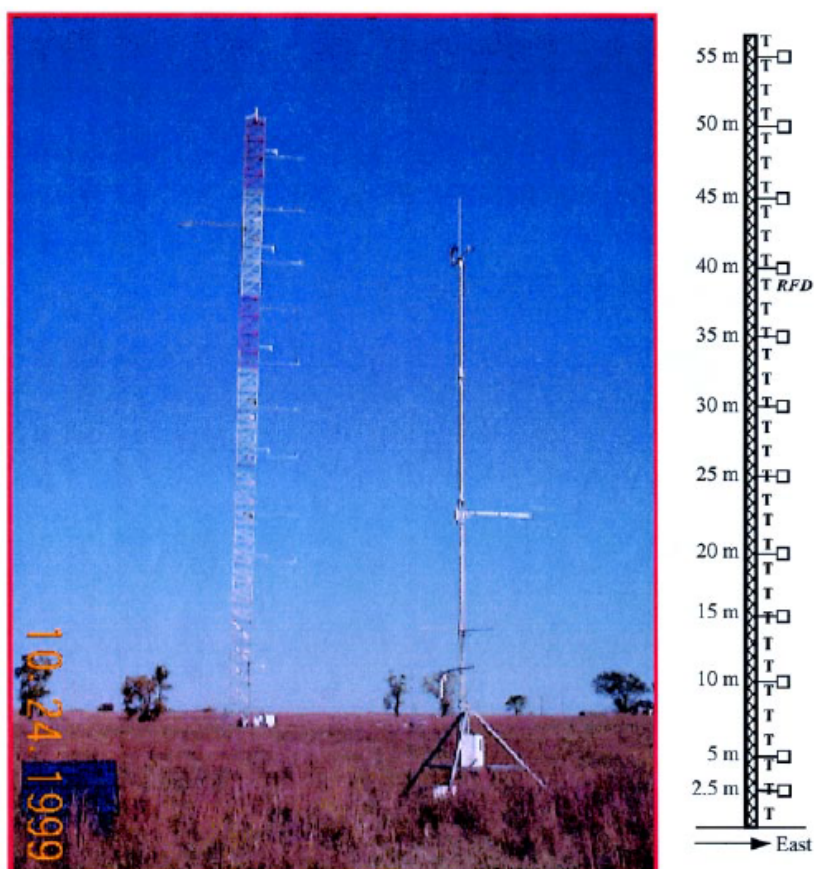
O local pode ser considerado plano e possui cobertura de vegetação. A torre principal do sítio apresenta 55 metros de altura, contendo estações de fluxo em torno da torre central (POULOS et al., 2002). Na torre principal, operaram um total de oito anemômetros sônicos tridimensionais, sendo nesta pesquisa, considerados os níveis respectivos a: 1,5 m, 5 m, 10 m, 20 m, 30 m, 40 m, 50 m e 55 m. É importante salientar, que o anemômetro sônico mais baixo foi movido de 1,5 para 0,5 m em 20 de outubro. Nas torres vizinhas (10 m), foi instalada uma rede de sensores de radiação e medidas de temperatura e propriedades físicas do solo. O conjunto de dados CASES-99 usado neste estudo consiste em 25 noites (5 à 29 de outubro), em uma frequência de 20 Hz, de 2000 HL e 0600 HL.

3.3 Considerações Metodológicas da Pesquisa

Neste estudo, os dados utilizados para os dois sítios consistem em medições das componentes de velocidade do vento (u, v, w) , temperatura e radiação da CLE. Consoante a isso, foram realizadas análises estatísticas como médias, variações e fluxos avaliados em janelas de tempo de 1 minuto, sendo a escolha desta escala temporal baseada no objetivo de evitar a influência de padrões de fluxo não turbulentos, que conforme Acevedo et al. (2021) podem ocorrer em escalas tão pequenas quanto alguns minutos ou menos. Médias de minutos também foram aplicadas para as observações correspondentes a radiação no sítio de Santa Maria e CASES-99.

É importante ressaltar, que os dados do sítio de Santa Maria contemplou 11 noites que apresentaram escoamento de drenagem e 19 noites sem a presença de drenagem.

Figura 7 – Torre micrometeorológica principal do sítio do experimento CASES-99.



Fonte: Adaptado de Poulos et al. (2002).

Além disso, a detecção de noites com escoamento catabático basearam-se na análise do perfil da velocidade do vento para as noites mencionadas anteriormente.

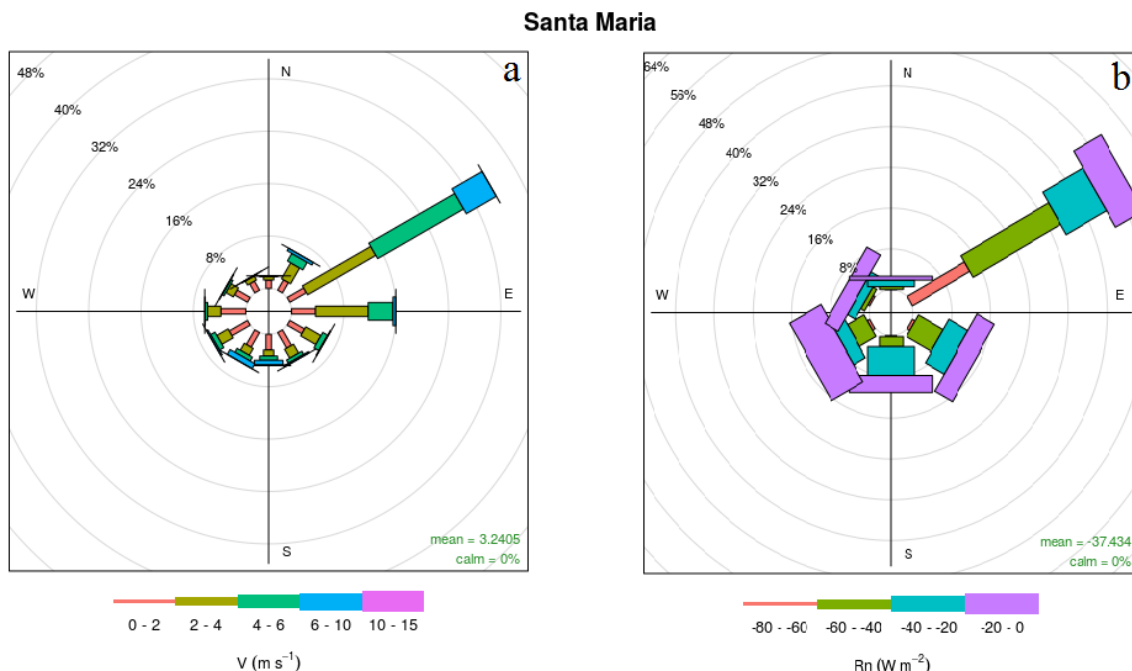
4 RESULTADOS

Nesta seção será realizada a análise dos resultados obtidos até o momento, utilizando os dados experimentais descritos no capítulo 3 para avaliar a estrutura vertical da CLE e os regimes de escoamento que dela fazem parte.

4.1 Caracterização do escoamento nos sítios experimentais: Santa Maria e CASES-99

No que se refere aos dados do sítio de Santa Maria, as rosas dos ventos (Fig. 8) mostram a direção do vento em 30 m e a distribuição da radiação líquida no local.

Figura 8 – Rosa dos ventos para a direção do vento de 30 m e radiação líquida no sítio experimental de Santa Maria.



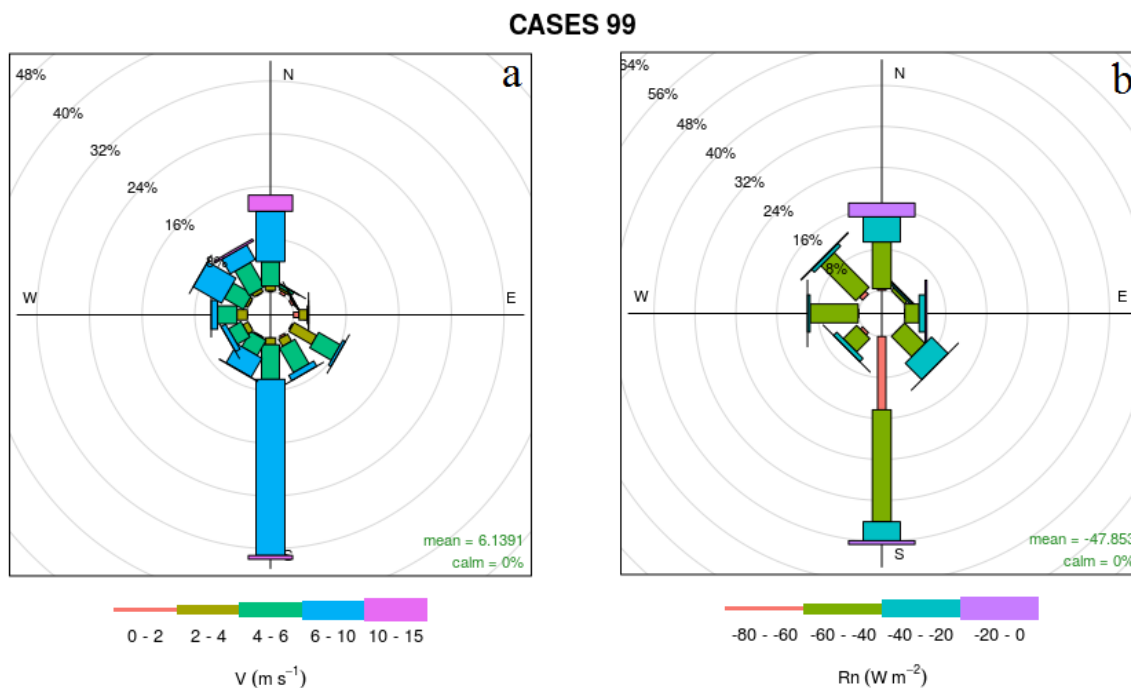
Fonte: Da autora.

Para esta análise, foram utilizadas as noites correspondentes ao mês de abril do ano de 2021. Nestas condições, fez-se evidente na Figura 8 que a direção predominante do vento sopra da direção nordeste. Pouco mais de 32% dos casos observados apresentam esta direção, na qual a magnitude típica da velocidade está na faixa de 0 a 6 m s^{-1} . Além desta configuração, outro padrão observado no sítio é o vento de oeste para leste, que representa cerca de 8% dos casos observados. Para esta direção a magnitude típica da velocidade do vento está na faixa entre 0 e 4 m s^{-1} . O painel direito apresenta o saldo de radiação em superfície de acordo com as direções do vento no sítio. Observa-se maiores perdas radiativas quando o vento é de nordeste. Além disso, cerca de 20% dos casos a perda radiativa varia entre -40 e -60 W m^{-2} para esta direção.

A mesma exploração é feita para os dados experimentais CASES-99, como mostra

a Figura 9.

Figura 9 – Rosa dos ventos para a direção do vento de 30 m e radiação líquida CASES-99.

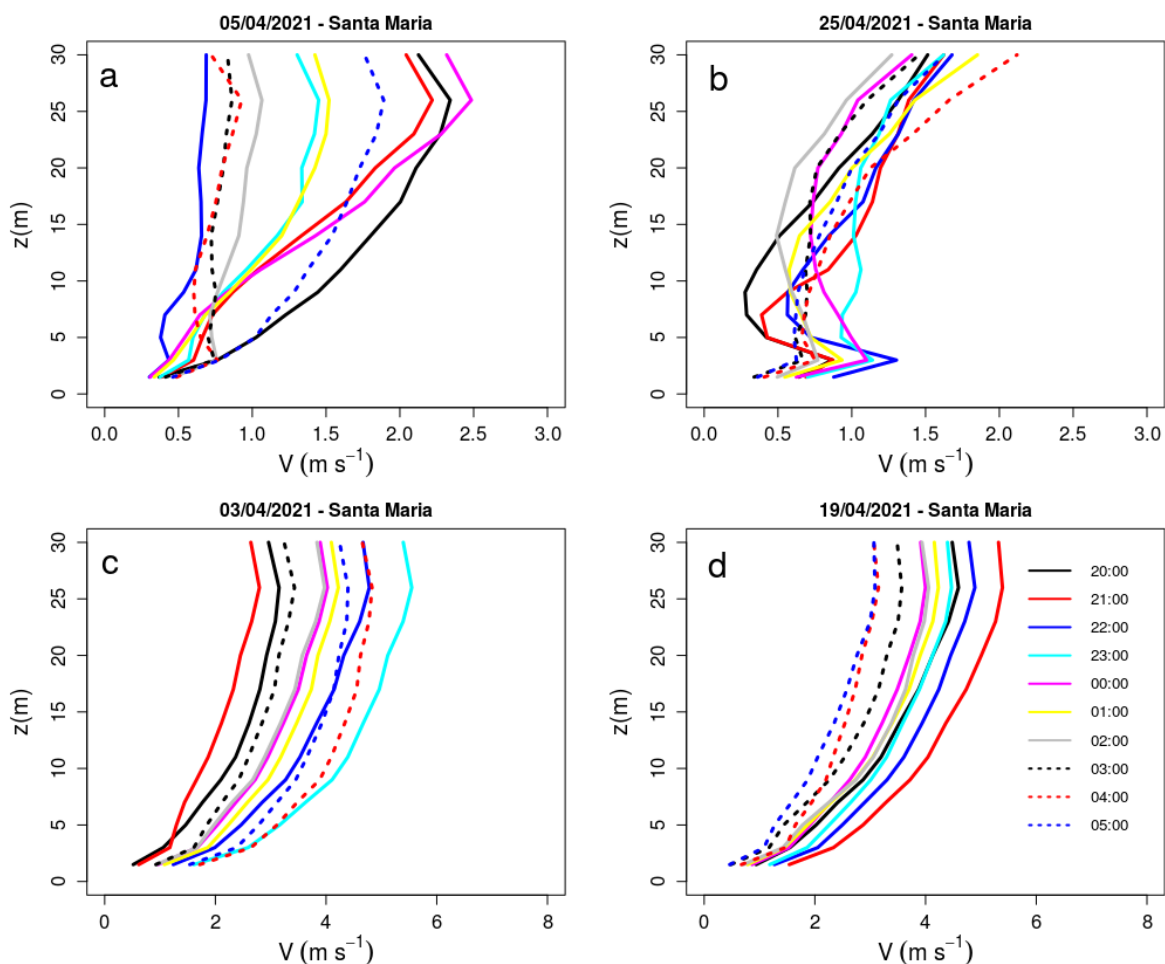


Fonte: Da autora.

Para CASES-99 foram observadas as noites de 5 à 29 de outubro de 1999 (para as análises posteriores o mesmo período foi utilizado). Para este conjunto de dados, vento sopra da direção sul, cerca de 33% dos casos observados. Nesta direção a magnitude típica das velocidades variam entre 6 e 10 m s⁻¹. Aproximadamente 15% das observações revelam ventos provenientes da direção oposta. O painel direito mostra que para os casos de vento orientados na direção sul-norte, as magnitudes típicas do saldo de radiação variam entre -60 e -40 W m⁻² (cerca de 20% dos casos). Um saldo radiativo maior (-80 a -60 W m⁻²), também é observada para essa direção (cerca de 10% dos casos considerados).

Conforme destacado por Mahrt et al. (2001) o fluxo de ar em noites claras pode ser gerado pela inclinação do terreno, pelas quais os fluxos de drenagem podem ocorrer mesmo em encostas pouco íngremes. Estes escoamentos de descida que se caracterizam no período noturno, se desenvolvem em decorrência à diferença de temperatura entre o ar adjacente a encosta e o ar ambiente, considerando uma elevação homogênea. O sitio experimental CASES-99 é caracterizado por um terreno plano, logo não apresentou noites que abrangessem um escoamento catabático, enquanto que o sitio de Santa Maria apresentou um total de onze noites com drenagem no mês de abril de 2021. Portanto, para as próximas análises observacionais, apenas os dados experimentais de Santa Maria foram considerados para os casos que incluíram drenagem no escoamento.

Figura 10 – Perfis verticais da velocidade do vento para o Sítio Experimental de Santa Maria. Os perfis dos painéis superiores representam as noites correspondentes aos dados de 05 e 25 de abril de 2021, onde há ocorrência de drenagem. Os perfis dos painéis inferiores representam as noites correspondentes aos dados de 03 e 19 de abril de 2021, onde não há ocorrência de drenagem.

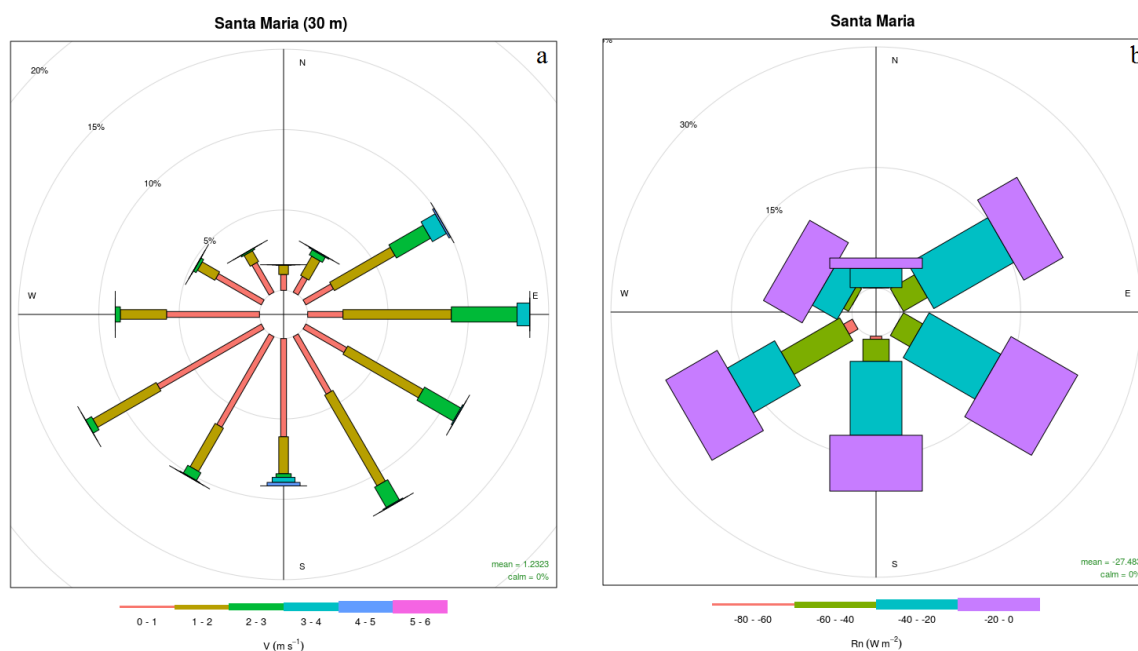


Fonte: Da autora.

Nos painéis a e b da Figura 15, pode-se perceber a existência de noites que apresentam um máximo local na velocidade do vento próximo ao nível de 5 metros, e um ponto de inflexão logo acima (em aproximadamente 7 metros), representando as noites com escoamento de drenagem. Já os painéis inferiores (Fig. 15 c, d), ilustram noites clássicas de vento mais intenso e turbulência mais intensa, caracterizando noites sem drenagem.

De modo geral, nesta análise é evidente que noites com drenagem se estabelecem com incidência de vento fraco (inferior a 3 m s^{-1}), na qual a turbulência no escoamento é pouco intensa. De mesma maneira, os resultados encontrados corroboram com a definição feita por Stull (1988), que denota níveis mais baixos (entre 2 a 10 m) como propensos a condição, pela qual o escoamento é drenado colina abaixo. Ou seja, a espessura do escoamento de drenagem é de apenas alguns metros acima da superfície, onde o valor máximo observado para a velocidade excede 1 m s^{-1} .

Figura 11 – Rosa dos ventos para a direção do vento e radiação líquida em noites que apresentam escoamento de drenagem no sítio experimental de Santa Maria.

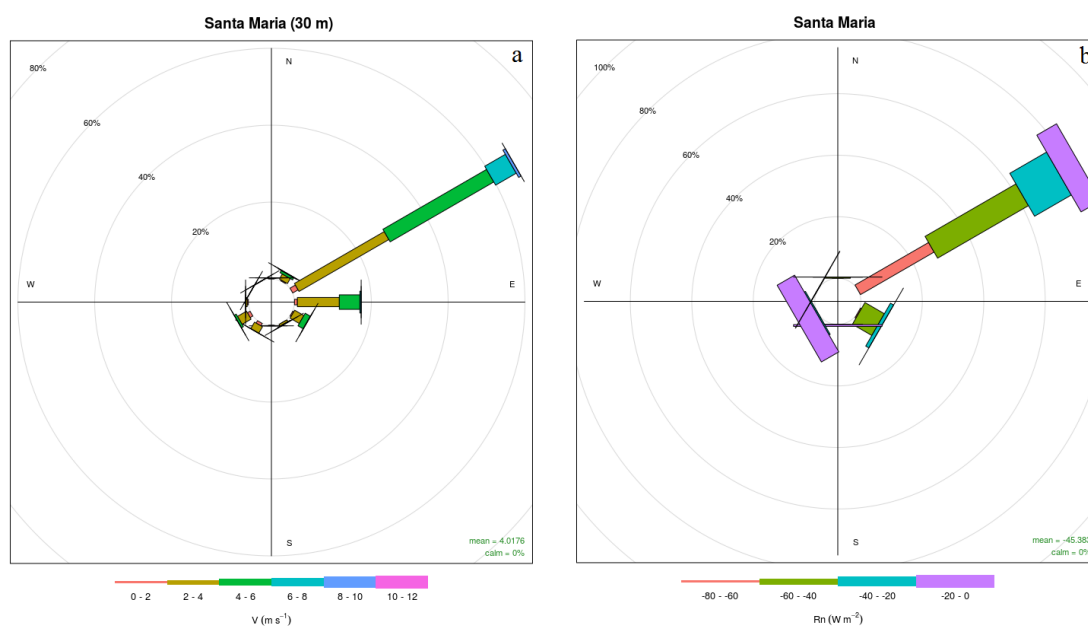


Fonte: Da autora.

Nas noites que apresentam escoamento de drenagem (Fig. 11) faz-se evidente a inexistência de uma direção do vento predominante na faixa de leste a oeste, mostrando que a porcentagem de ocorrência nestes casos é significativamente semelhante. Segundo Mahrt et al. (2010), à medida que o ar frio se acumula na parte mais baixa de uma encosta, um "reservatório" de ar frio é formado. Por esta razão, a interação decorrente do escoamento de drenagem com a formação do reservatório de ar frio leva a variações grandes e imprevisíveis da direção do vento. Ao que tange a radiação líquida observada (painel da direita) a perda radiativa em noites com escoamento de drenagem é pouco intensa, registrando perdas de maior ocorrência entre -40 e 0 W m^{-2} (Figura 11, painel a esquerda).

Para as noites que não apresentam escoamento de drenagem nos dados aqui analisados, as rosas dos ventos (Fig. 12) mostram a direção do vento em 30 m e a distribuição da radiação líquida correspondente.

Figura 12 – Rosa dos ventos para a direção do vento e radiação líquida em noites que não apresentam escoamento de drenagem no sítio experimental de Santa Maria.



Fonte: Da autora.

Nestas condições, é explícito na figura citada anteriormente, que a direção predominante do vento sopra da direção nordeste. Aproximadamente 70% dos casos estudados apresentam esta direção, a partir da qual a magnitude da velocidade observada está na faixa de 2 a 6 m s^{-1} . Entretanto, quando analisado o painel da direita, pode-se perceber que nesta direção do vento predominante maiores perdas radiativas são estabelecidas, apresentando em pouco mais de 60% dos casos uma magnitude que varia entre -40 e -80 W m^{-2} . É importante notar ainda, que quando uma comparação é feita com a rosa dos ventos para os casos que abrangem escoamentos de drenagem (Fig. 11) é nítido que nos casos catabáticos não há uma direção do vento predominante, enquanto que a perda radiativa em noites com escoamento de drenagem é pouco intensa.

A partir disso, a transição VSBL-WSBL pode ser obtida a partir da análise de como V_r varia com a direção do vento. De mesmo modo, é importante identificar o saldo radiativo nesta direção, pois conforme Acevedo et al. (2021) a velocidade do vento limite para a mudança de regime é influenciada pela perda radiativa líquida na superfície.

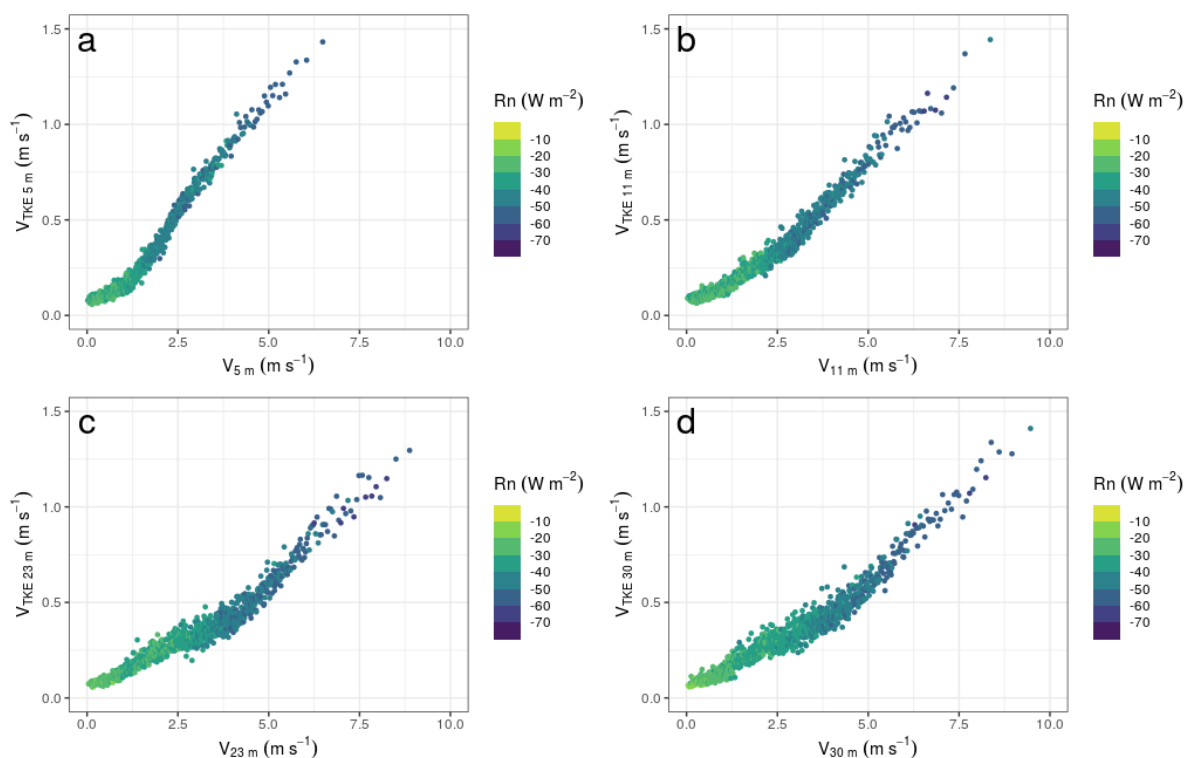
4.2 Transição de Regimes

A velocidade média do vento associada à transição de regime, V_r , é dada pela relação entre a velocidade do vento e a perda radiativa da superfície, sendo determinada pelo ajuste linear do comportamento da velocidade do vento em função do saldo radiativo. Como maneira de visualizar este comportamento, as Figuras 13 e 14 mostram, respectivamente, V_{TKE} , em função do vento local, para o sítio de Santa Maria nos níveis de 5, 11,

23 e 30 metros e para o CASES-99 nos níveis de 5, 10, 30 e 55 metros.

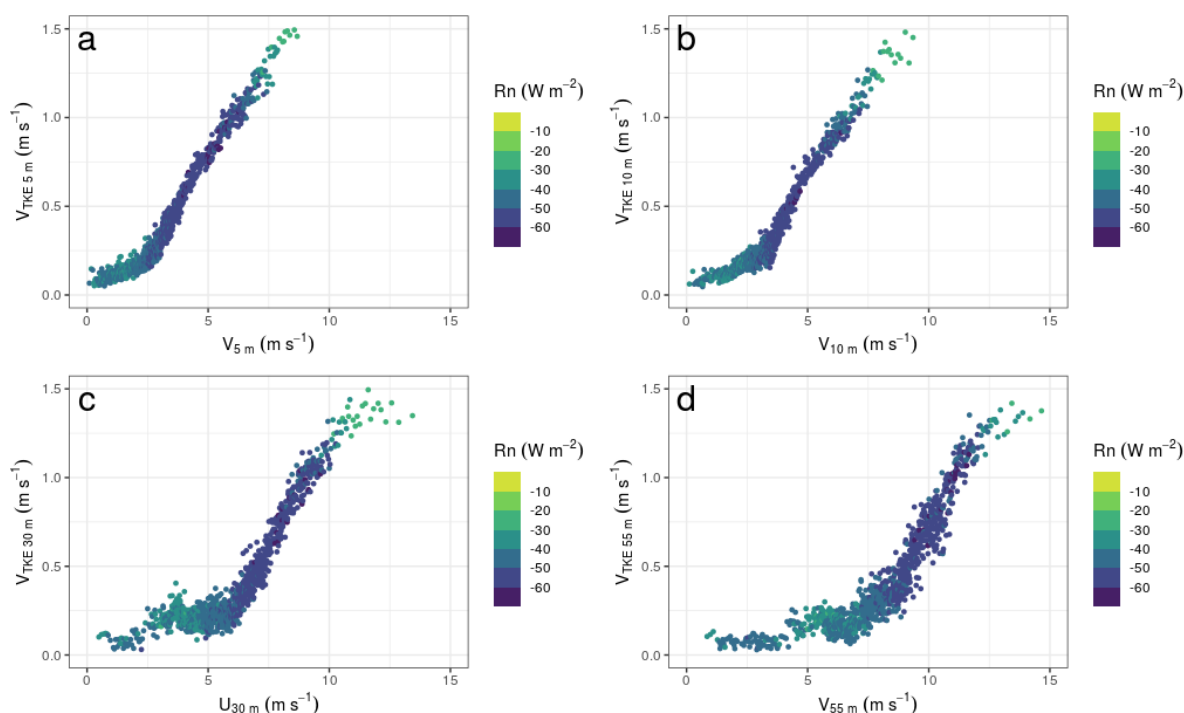
Sun et al. (2012) mostraram a existência de um valor de V , pelo qual a relação entre V_{TKE} e V muda de forma abrupta (Fig. 3). Tal método adotado pelos autores é denominado como “hockey stick”. Basicamente, este método avalia a dependência entre V_{TKE} e a velocidade média do vento local, adotando que a representação gráfica desta relação possui o formato de um taco de Hóquei. Tanto para o sítio de Santa Maria quanto o CASES-99 (Fig. 13 e Fig. 14, respectivamente) é possível visualizar que existe uma mudança abrupta na inclinação da dependência de V_{TKE} com a velocidade do vento. No entanto, a interacionalidade predominante é tornar perceptível que os maiores valores de perda radiativa são evidenciados no regime fracamente estável em ambos os sítios analisados, registrando um saldo radiativo que varia entre -70 a -50 W m^{-2} . Quanto mais intenso a velocidade do vento mais elevada será perda radiativa, uma vez que, há uma emissão de onda longa significativa, ou seja, a superfície precisa encontrar-se aquecida, condição esta que é satisfeita no regime pouco estável. Sucintamente, pode-se dizer que na faixa onde há grande perda radiativa faz-se estabelecido um limite para a existência do regime pouco estável.

Figura 13 – Relação entre V_{TKE} e V para os níveis de 5, 11, 23 e 30 metros no sítio de Santa Maria para todo período observado. Os pontos indicados nos painéis representam os valores de perda radiativa.



Fonte: Da autora.

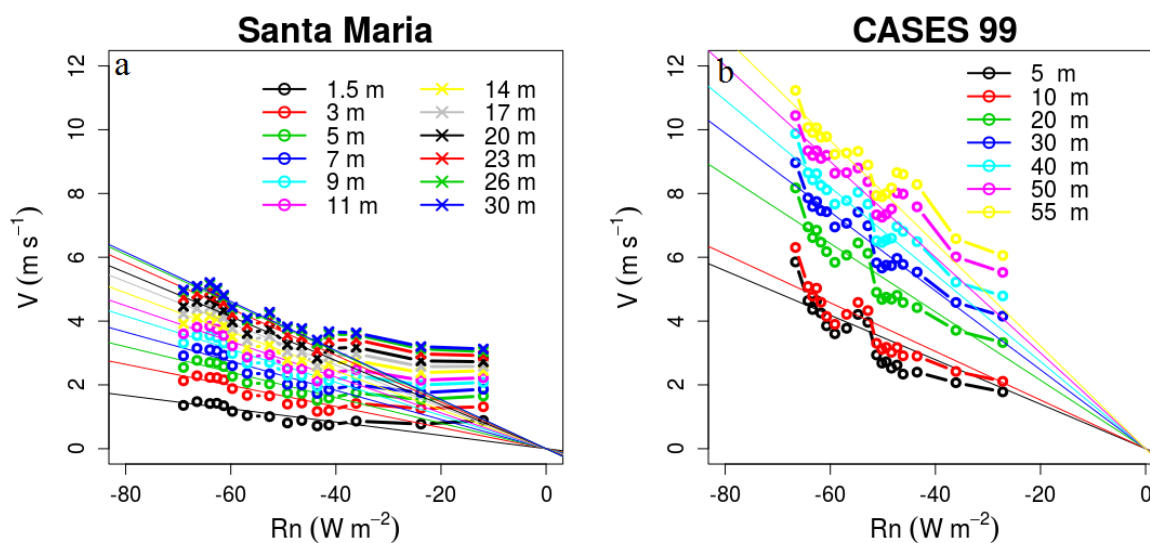
Figura 14 – Relação entre V_{TKE} e V para os níveis de 5, 10, 30 e 55 metros para os dados do CASES-99 em todo período observado. Os pontos indicados nos painéis representam os valores de perda radiativa.



Fonte: Da autora.

Para determinar V_r para os sítios experimentais considerados nesta pesquisa, foi verificada a influência da perda radiativa superficial na velocidade média do vento (Fig. 15).

Figura 15 – Dependência de V com o saldo de radiação em superfície levando em consideração a direção do vento predominante, nos diferentes sítios indicados pelos títulos dos painéis.



Fonte: Da autora.

Na Figura 15 ficou evidente que quando a perda radiativa é intensa, a transição de regime na CLE ocorre para valores de vento mais intensos no CASES-99, enquanto que para Santa Maria menores velocidades são observadas. Assim, este resultado mostra a dependência de V com Rn pode ser dependente também das características do sítio analisado.

Conforme supracitado no texto, V_r deu-se pelo ajuste linear voltado para os casos em que o saldo radiativo é intenso. Para tanto, foram verificados os coeficientes angulares utilizados na função matemática que determina V_r , conforme mostram as Tabelas 1 e 2.

Tabela 1 – Coeficiente Linear de cada nível pertencente ao Sítio Experimental de Santa Maria.

Nível	Coeficiente Angular
1,5 m	-0,0208
3,0 m	-0,0330
5,0 m	-0,0399
7,0 m	-0,0456
9,0 m	-0,0519
11,0 m	-0,0560
14,0 m	-0,0610
17,0 m	-0,0654
20,0 m	-0,0689
23,0 m	-0,0731
26,0 m	-0,0760
30,0 m	-0,0769

Fonte: Da autora.

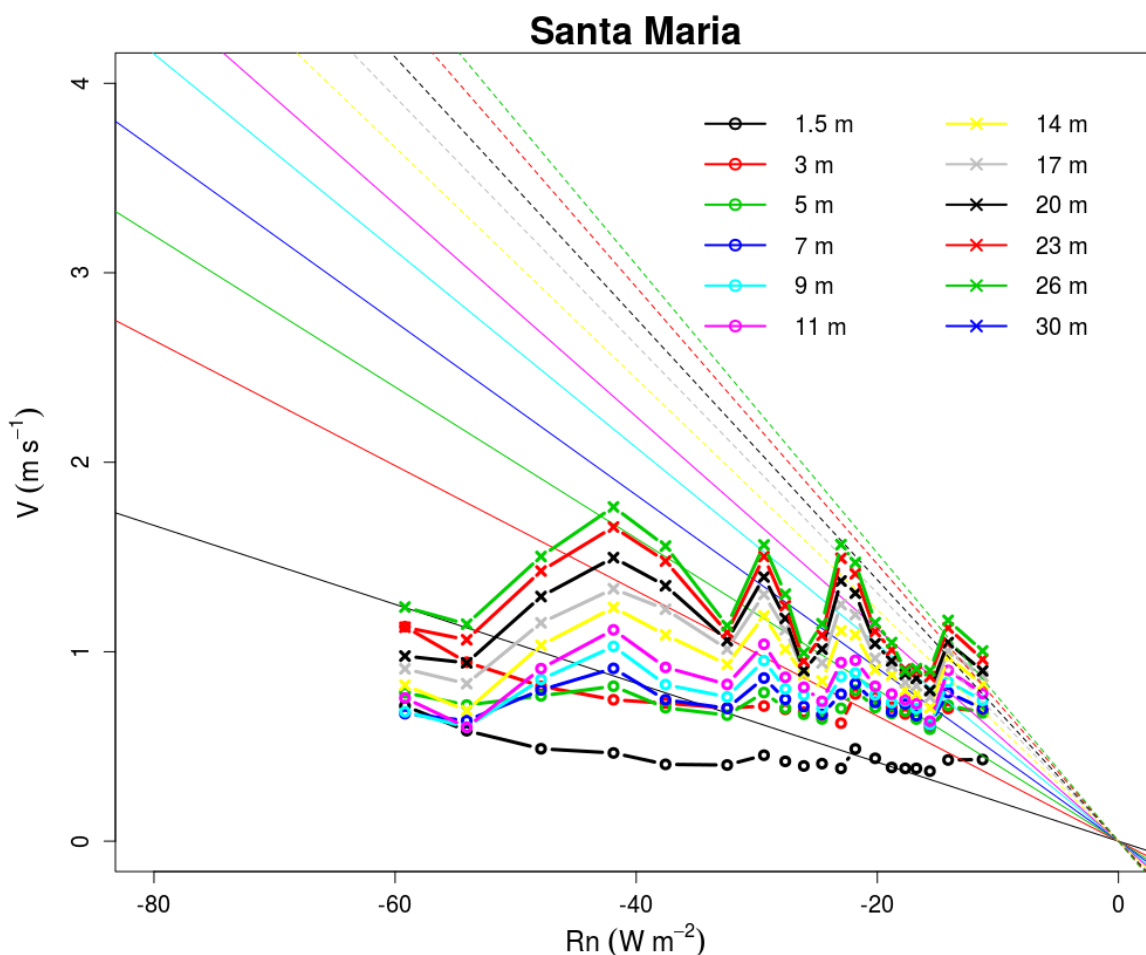
Tabela 2 – Coeficiente Linear de cada nível pertencente ao CASES-99.

Nível	Coeficiente Angular
5,0 m	-0,0697
10,0 m	-0,0762
20,0 m	-0,107
30,0 m	-0,123
40,0 m	-0,136
50,0 m	-0,150
55,0 m	-0,160

Fonte: Da autora.

Com base nisso, levando em consideração os dados da direção do vento predominante e os casos em que drenagens e jatos noturnos não são observados, se fez possível verificar que V possui uma dependência linear com a radiação líquida superficial R_n nos dois sítios. No entanto, essa dependência não foi constatada quando o saldo radiativo se aproxima de zero. Por esta razão, é perceptível que na transição de regimes de escoamento na CLE é fortemente controlada pela a perda radiativa em superfície, quando esta apresenta valores significativos. É importante destacar ainda, que o critério de exclusão dos casos que apresentam drenagem justifica-se na ausência de uma análise nítida da dependência linear da velocidade do vento com R_n (Fig. 16).

Figura 16 – Dependência de V com o saldo de radiação em superfície levando em consideração as noites com drenagem.



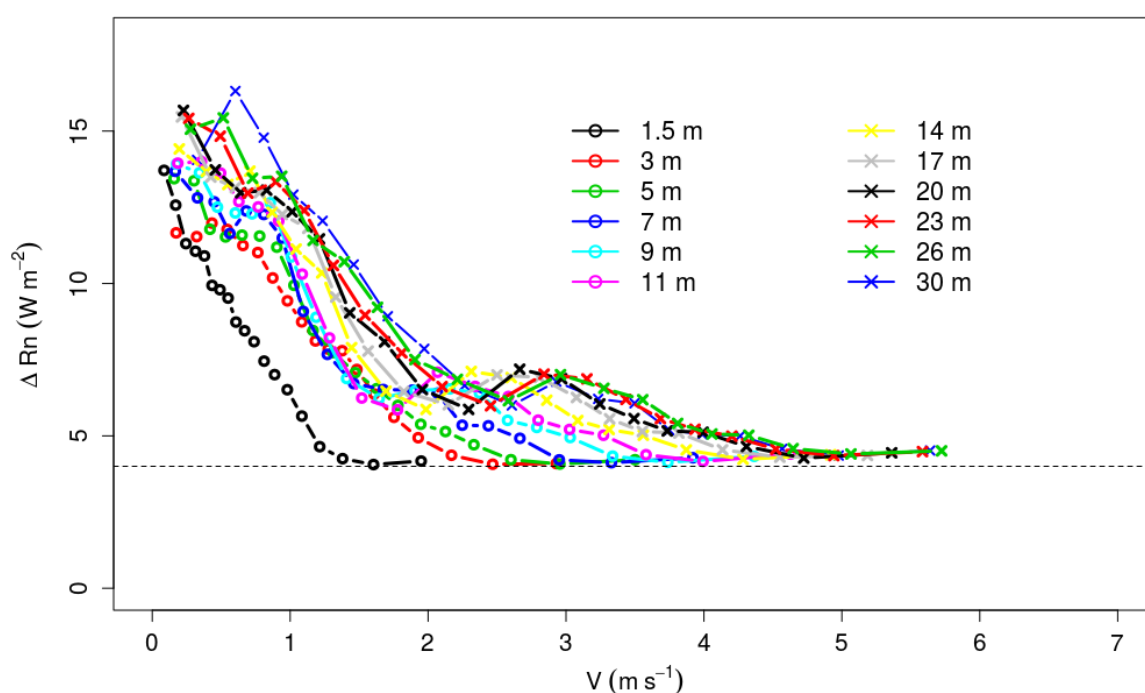
Fonte: Da autora.

As retas solidas e tracejadas presentes na Fig. 16 ilustram o ajuste linear realizado na Fig.15 (cujo coeficiente angular é apresentado na Tabela 1). Fica evidente, portanto, que o regime acoplado se estabelece apenas quando a perda radiativa está compreendida entre -20 e -10 W m^{-2} .

Ao analisarmos o gradiente radiativo em função da velocidade do vento local para o

sítio de Santa Maria (Fig. 17) se fez clara a condição pela qual em ventos menos intensos o gradiente radiativo apresenta valores mais elevados, representando os casos abarcados por um escoamento de drenagem. No entanto, quando velocidades maiores do vento são observadas, o gradiente radiativo entre os níveis de 25 e 3 metros tende a um valor mínimo ($\Delta Rn = 4 \text{ W m}^{-2}$). Isso pode ser explicado devido ao seguinte fato: em velocidades do vento mais elevadas mistura turbulenta é mais intensa, fazendo com que a temperatura da camada seja homogeneizada, diminuindo consequentemente a divergência de radiação.

Figura 17 – Dependência de ΔRn com a Velocidade do vento para o sítio de Santa Maria, explicitando noite com e sem escoamento de drenagem.

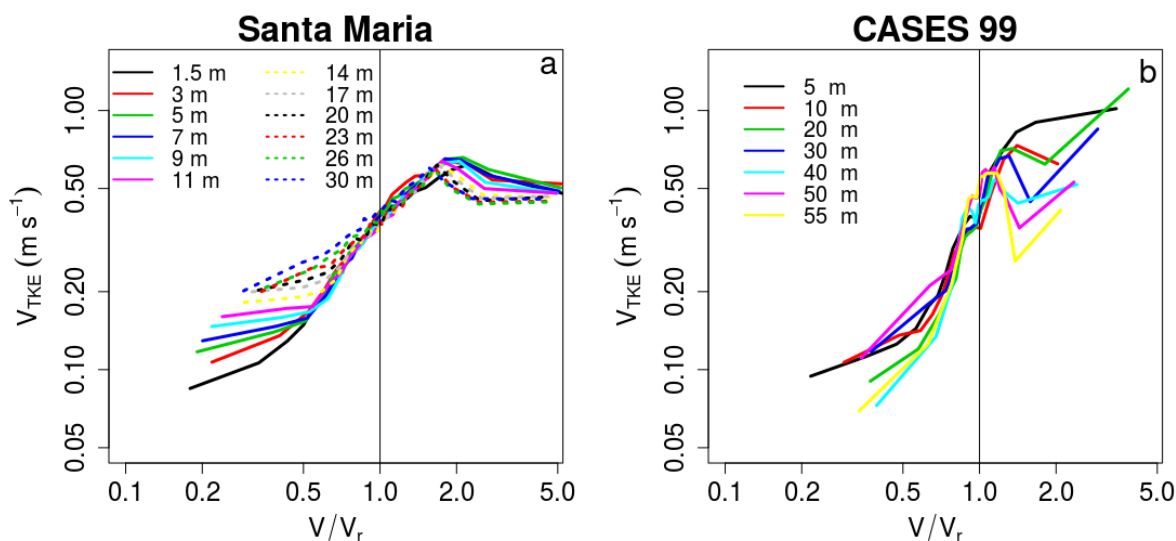


Fonte: Da autora.

4.2.1 Análise da escala de velocidade turbulenta V_{TKE} em função de V/V_r

Acevedo et al. (2016) evidenciaram que a transição entre os dois regimes na CLE é controlada pela magnitude do vento. Com esta base teórica, foi realizado neste estudo uma análise da relação entre V_{TKE} e V/V_r , objetivando a distinção dos regimes de escoamento da CLE para as noites dos dados experimentais de Santa Maria e CASES-99 (Fig. 18).

Figura 18 – Dependência de V_{TKE} com V/V_r , nos diferentes sítios indicados pelos títulos dos painéis.



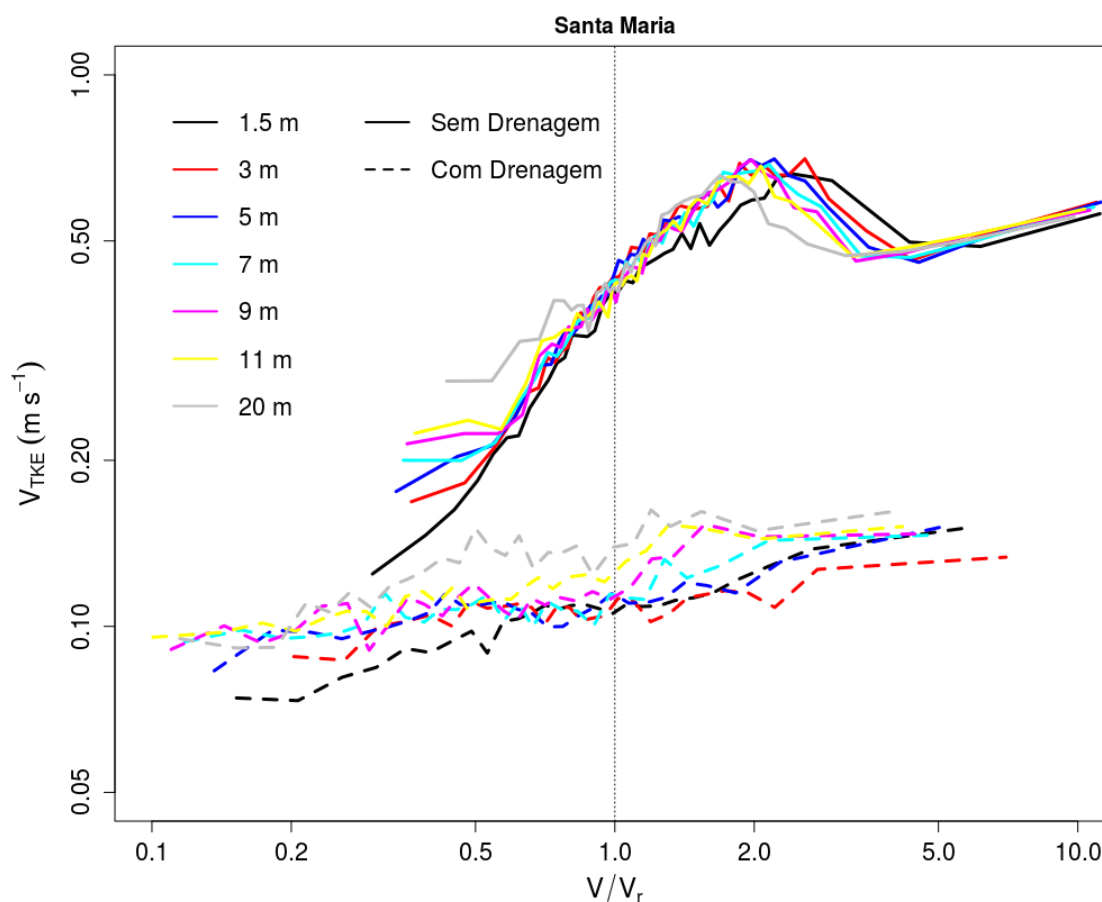
Fonte: Da autora.

Em $V/V_r = 1$ ocorre o “crossover” entre os níveis mais altos e mais baixos. Como pode ser observado no sítio de Santa Maria e CASES-99, há uma diminuição de V_{TKE} no regime fracamente estável, implicando que o seu aumento com a altura é muito mais comum em condições de forte estabilidade. Já no regime fracamente estável, V_{TKE} diminui com a altura (ACEVEDO et al., 2021).

De maneira geral, quando $V > V_r$ o regime fracamente estável é observado, enquanto que para valores caracterizados por $V < V_r$ o regime fortemente estável se estabelece.

Já o painel correspondente a Figura 19 mostra V_{TKE} em função de V/V_r para noites com e sem escoamento de drenagem, considerando somente os dados do sítio experimental de Santa Maria.

Figura 19 – Dependência de V_{TKE} com V/V_r em noites com e sem escoamento de drenagem para o sítio experimental de Santa Maria.



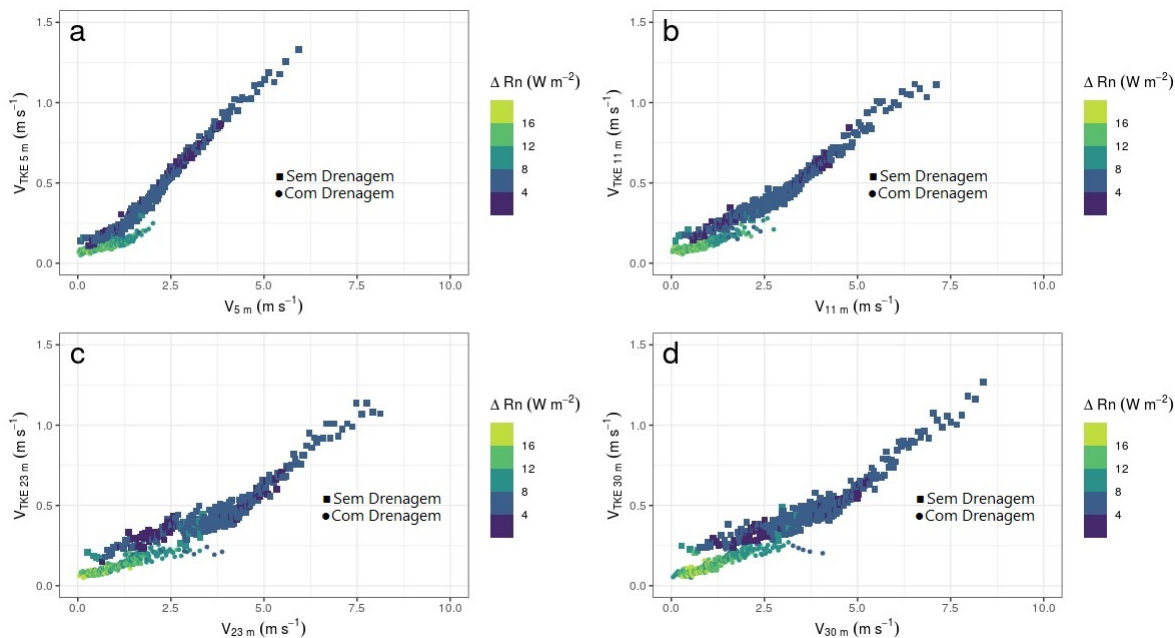
Fonte: Da autora.

Como pode ser visualizado na Fig. 19, as noites sem escoamento de drenagem apresentam um comportamento característico de V_{TKE} em função de V/V_r , fazendo clara a transição de regimes no ponto de inflexão demarcado por $V/V_r = 1$. Todavia, quando analisadas as noites com drenagem, V_{TKE} se dispõe de maneira quase que constante quando a velocidade do vento local é normalizada por V_r , e a transição de regimes não é nítida.

4.2.2 Caracterização dos regimes em termos da ocorrência de drenagem

Tendo como ponto de partida os resultados mostrados na figura anterior, as noites com e sem drenagem são examinadas através de V_{TKE} em função do vento local para os níveis de 5, 11, 23 e 30 metros, pelas quais observa-se um comportamento semelhante à Figura 13.

Figura 20 – V_{TKE} em função do vento local para todos os dados do sítio experimental de Santa Maria. ΔRn representa o gradiente radiativo entre os níveis de 25 m e 3 m. Já os pontos no painel representam as noites com drenagem, enquanto que os quadrados distribuídos no painel representam as noites sem drenagem.



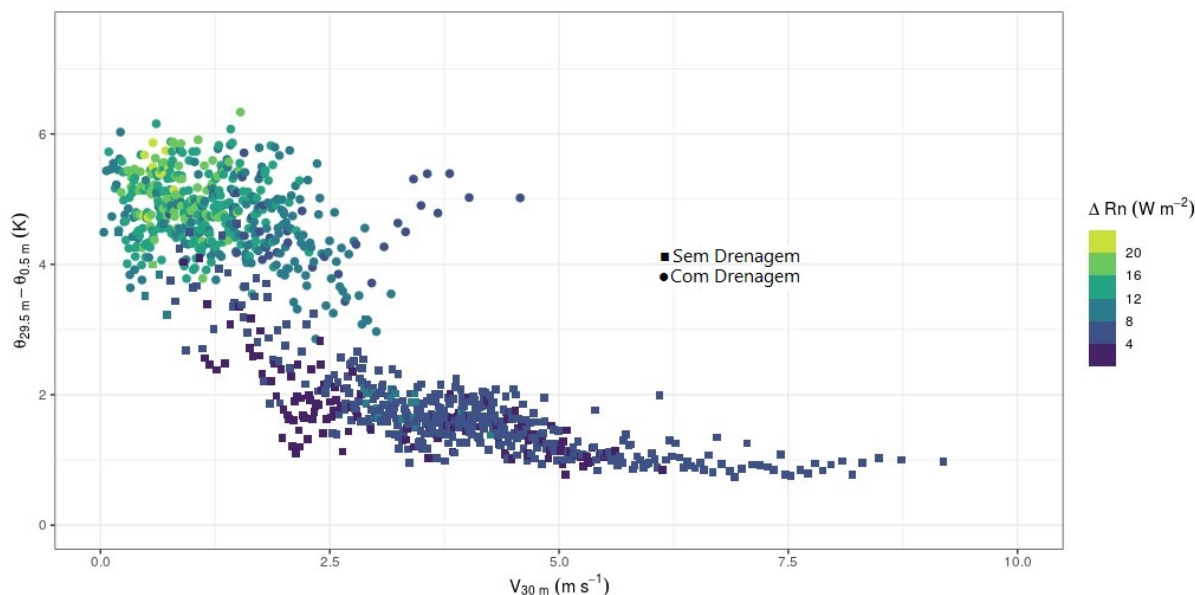
Fonte: Da autora.

As noites com escoamento de drenagem apresentam baixos valores de V_{TKE} em velocidades do vento local inferiores a 3 m s⁻¹, e gradiente radiativo mais elevado entre os níveis de 3 e 25 metros. A ocorrência de drenagem ocorre exclusivamente no regime muito estável. Quando a velocidade do vento local aumenta, consequentemente, valores maiores para V_{TKE} são observados. Nestas condições, um menor gradiente radiativo é detectado, caracterizando as noites sem escoamento de drenagem.

Através de análises utilizando a inversão de temperatura, se faz possível verificar que a transição de escoamentos na CLE ocorre no ponto de inflexão, oriundo da relação entre a inversão de temperatura e o vento médio (WIEL et al., 2017; ACEVEDO et al., 2019). Com base nisso, é verificada neste estudo a diferença de temperatura em função da velocidade do vento.

Quando analisada a inversão de temperatura $\Delta\theta = \theta_{29.5m} - \theta_{0.5m}$ para as noites que contemplam o sítio de Santa Maria, se fez evidenciada a Figura 21.

Figura 21 – Inversão de temperatura em função do vento local para todos os dados do sítio experimental de Santa Maria. ΔRn representa o gradiente radiativo entre os níveis de 25 m e 3 m. Já os pontos no painel representam as noites com drenagem, enquanto que os quadrados distribuídos no painel representam as noites sem drenagem.



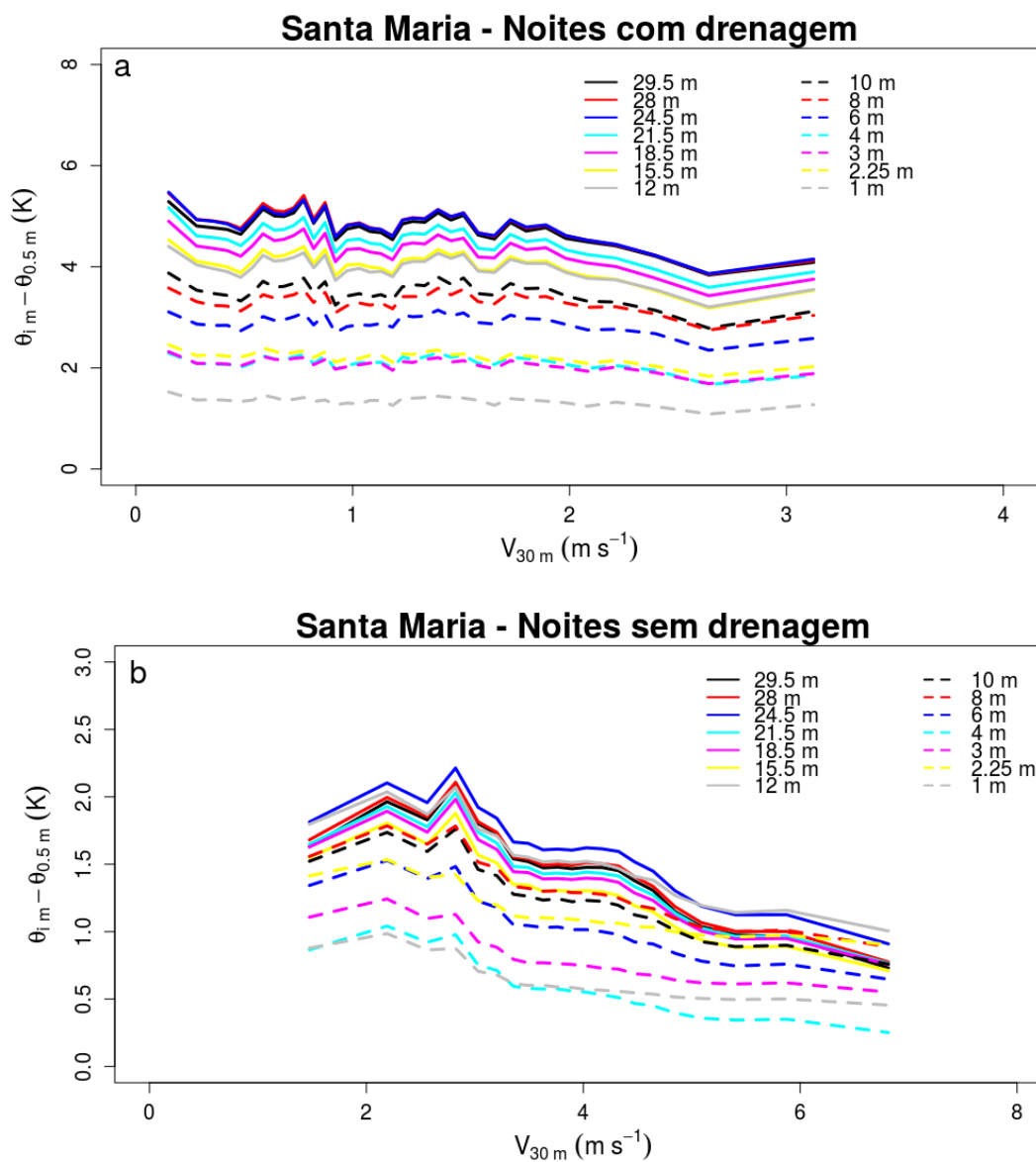
Fonte: Da autora.

Quando observado um elevado gradiente de temperatura ($\Delta\theta$) na Figura 21, ficam explícitas as condições que evidenciam o regime muito estável, uma vez que, a turbulência não se apresenta intensa o suficiente para levar o ar frio que está depositado junto à superfície, devido ao empuxo, até o nível de 29.5 m. Analogamente, é perceptível que os casos representados por noites com drenagem e alto gradiente radiativo entre 25 e 3 metros, são predominantes neste regime de escoamento. Sobre isso, Mahrt et al. (2001), destaca que superfícies terrestres podem experimentar escoamentos de drenagem durante o período noturno sob condições de céu claro e vento fraco.

No entanto, a medida que a velocidade do vento aumenta, ocorre um rápido decréscimo de $\Delta\theta$. Essa diminuição na inversão de temperatura ocorre em decorrência da mistura turbulenta ter alcançado o nível de 29.5 m, fazendo estabelecido o regime fracamente estável. No regime fracamente estável pode-se perceber também a predominância de baixos gradientes radiativos nos níveis considerados e noites sem drenagem.

A Figura 22 mostra a inversão térmica para todos os níveis do sítio experimental de Santa Maria ($\Delta\theta = \theta_{im} - \theta_{0.5m}$), considerando noites com escoamento de drenagem (painel superior) e sem drenagem (painel inferior).

Figura 22 – Inversão de temperatura em função do vento local para todos os dados do sítio experimental de Santa Maria. O painel superior apresenta as noites com drenagem, enquanto que o painel inferior apresenta o comportamento do vento quando não ocorre drenagem.



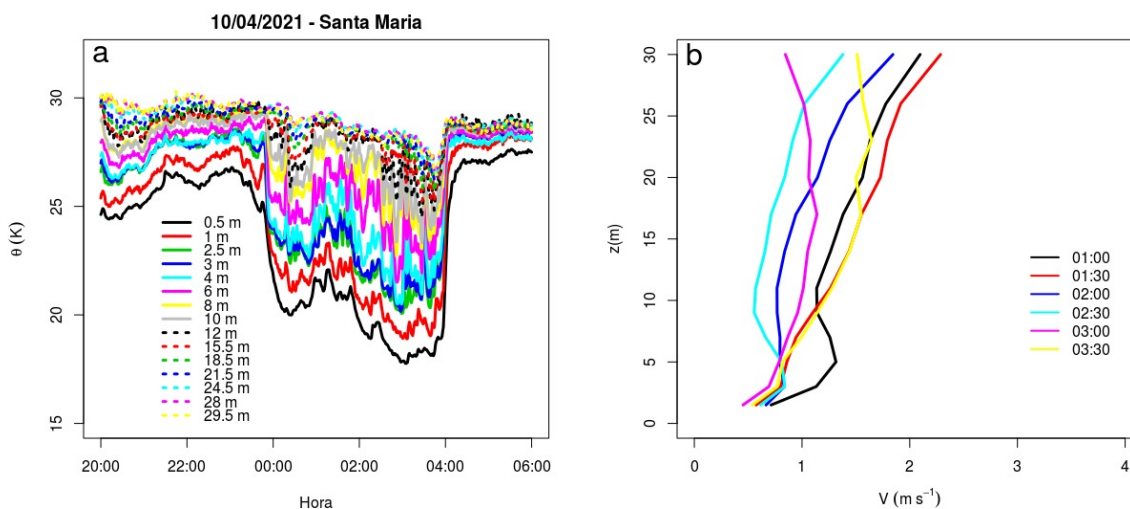
Fonte: Da autora.

Nesta análise percebe-se que a formação de escoamentos de drenagem ocorre em noites que denotam a incidência de ventos fracos (inferiores a 4 m s^{-1}). Nestas condições, o gradiente de temperatura é mais elevado quando em comparação com as noites que não apresentam drenagem, visto que, a turbulência no escoamento é significativamente reduzida nestas condições. No entanto, conforme o gradiente de temperatura vai diminuindo maiores velocidades são observadas. Já o ponto de inflexão para os níveis considerados é mais perceptível nas noites sem drenagem.

4.3 Análise de caso

Para verificar a transição de regime ocorrendo ao longo de uma noite (indicada no topo do painel da Fig. 23), foram utilizados os painéis a e b da Figura 23 e 24, respectivamente.

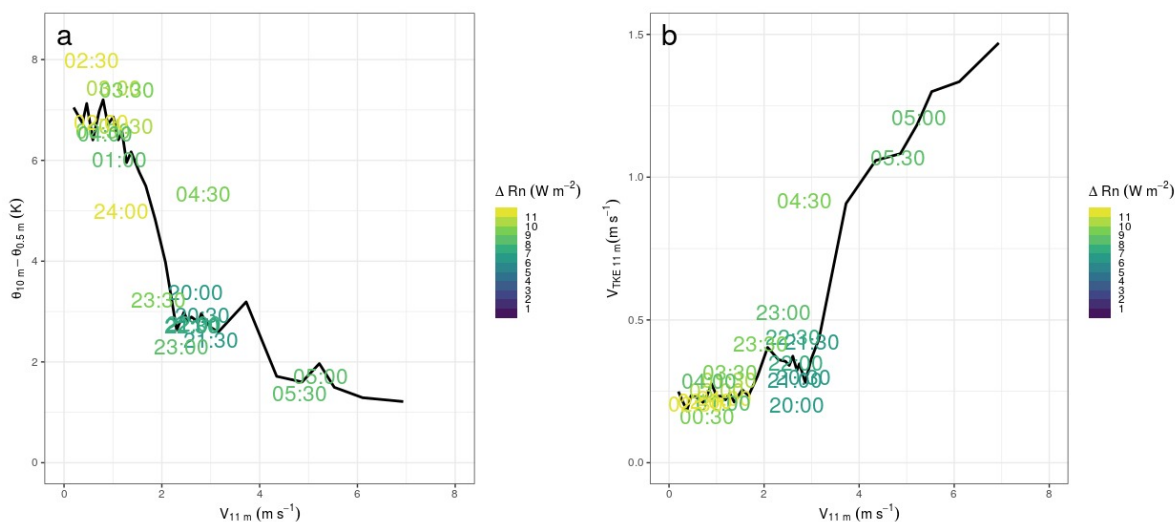
Figura 23 – a) Temperatura dos Termocouple para os níveis considerados. b) Perfil médio da velocidade do vento local a cada meia hora, considerando escoamento de drenagem.



Fonte: Da autora.

Na figura 23 a, se faz perceptível que em 0:00 h há um resfriamento intenso, tornando a camada fortemente estratificada (Fig. 24 a). Nesta condição, a parcela de ar que está resfriada se apresenta mais densa que o ar ambiente, assim, o empuxo ou a flutuabilidade fazem com que esta parcela de ar escoe encosta abaixo, dando origem a um escoamento de drenagem entre 01:00 h e 03:30 h (Fig. 23 b).

Figura 24 – a) Gradiente de temperatura entre os níveis de 10 m e 0,5 m em função da velocidade do vento local. b) Escala de velocidade turbulenta em função da velocidade do vento local. Ambos os painéis remetem o desenvolvimento de uma noite com escoamento de drenagem.



Fonte: Da autora.

Entre as 20:00 e as 23:30 h a camada entre os níveis 0,5 m e 10 m encontram-se acoplados, e no regime pouco estável. Já o gradiente radiativo encontra-se próxima do valor mínimo ($4 W m^{-2}$). Das 00:00 as 04:00 h a camada apresenta-se amplamente estratificada, ou seja os 0,5 m e 10 m encontram-se desacoplados, e no regime muito estável. Enquanto nessa situação o gradiente radiativo encontra-se entre 10 e $11 W m^{-2}$ (Fig. 24).

A partir desta avaliação, se faz estabelecido que entre 23:30 h e 01:00 h ambos os painéis da Figura 24 mostram a transição de regime do pouco estável (regime que apresenta gradiente de temperatura pouco intensos e valores elevados de V_{TKE}) para muito estável (regime que apresenta elevado gradiente de temperatura, baixos valores de V_{TKE} , e um gradiente radiativo intenso). Já entre 04:00 h e 05:00 h observa-se a transição do regime muito estável para o pouco estável.

5 CONCLUSÃO

O objetivo do presente trabalho consiste em examinar a transição de regimes na CLE, durante a ocorrência de noites que apresentam escoamento de drenagem. Então, num primeiro momento, foi realizado a caracterização dos sítios experimentais de Santa Maria e CASES-99, nos quais foi verificado o comportamento de variáveis, como por exemplo, o saldo radiativo, a direção do vento predominante e os perfis de vento para as as noites que apresentavam ou não escoamento de drenagem. Num segundo momento, foi avaliada a transição de regimes, contando com análises de V_{TKE} em função da velocidade do vento local, o gradiente radiativo observado, dentre outros. Posteriormente, foi realizada uma análise da escala de velocidade turbulenta em função de V/V_r para investigar a aplicabilidade da normalização de V_r na velocidade do vento para os casos que apresentam drenagem. Já, no terceiro momento foi realizada a caracterização dos regimes em termos da ocorrência de drenagem através de variáveis que apresentam características capazes de explicar o desenvolvimento de escoamentos catabáticos na CLE.

A partir dos resultados obtidos, foi possível detectar escoamentos de drenagem nas análises feitas para o sítio experimental de Santa Maria. Em relação as noites estudadas que correspondem o mês de abril de 2021, o sítio referido apresentou 11 noites com escoamento de drenagem. Se fez perceptível ainda, que a formação deste tipo de escoamento ocorreu em noites com gradiente radiativo mais elevado (entre 10 e 18 $W m^{-2}$ e saldo radiativo líquido, em módulo, inferior quando comparado aos casos que fizeram excludentes as noites de drenagem. Tornou-se igualmente verificável nestas análises a incidência de vento fraco, com valores inferiores a 4 ms^{-1} , na qual a turbulência se apresentou significativamente reduzida.

Em consequência disso, um elevado gradiente de temperatura foi estabelecido entre a superfície e as camadas de ar acima dela. A medida que o gradiente de temperatura foi sendo reduzido a intensidade dos escoamentos catabáticos também se reduzia, fazendo nítidas as condições em que velocidades do vento maiores são observadas, assim como o surgimento de turbulência bem desenvolvida que manteve os níveis acoplados. Ou seja, o escoamento catabático foi suprimido conforme o vento se intensificava.

Ao que tange a espessura do escoamento de drenagem, este se fez demarcado em aproximadamente 5 metros, apresentando-se como um resultado que corroborou com o que se encontra na literatura até o momento. Nesta condição, se fez notável também, que o valor máximo da velocidade, é comumente inferior a 1 ms^{-1} próximo a superfície. De mesmo modo, foi observado como comportamento característico nas noites com escoamento de drenagem, mudanças desordenadas e imprevisíveis da direção do vento, influenciando na formação e duração destes escoamentos. É importante salientar, que a formação de escoamentos de drenagem foi constatada no regime muito estável, uma vez que, muitas das condições que satisfazem este regime de escoamento são abarcadas

pelas situações em que ocorre drenagem.

Embora os resultados aqui apresentados sejam específicos a um tipo de topografia local, pode-se dizer que o objetivo de pesquisa elencado neste trabalho foi alcançado, pois a transição de regime foi avaliada, levando em consideração a presença de escoamentos catabáticos. Em perspectivas futuras, acreditamos que este trabalho possibilita a criação de um passo inicial para que estudos observacionais mais amplos possam ser realizados, assim como simulações numéricas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; DEGRAZIA, G. A. The coupling state of an idealized stable boundary layer. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 145, n. 1, p. 211–228, 2012.
- ACEVEDO, O. C. et al. External controls on the transition between stable boundary-layer turbulence regimes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, 2021.
- ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the core of the night-effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 106, n. 1, p. 1–33, 2003.
- ACEVEDO, O. C. et al. Contrasting structures between the decoupled and coupled states of the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 142, n. 695, p. 693–702, 2016.
- _____. The nocturnal boundary layer transition from weakly to very stable. part i: Observations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 145, n. 725, p. 3577–3592, 2019.
- BAAS, P. et al. Transitions in the wintertime near-surface temperature inversion at dome c, antarctica. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 145, n. 720, p. 930–946, 2019.
- BANTA, R. M. et al. The very stable boundary layer on nights with weak low-level jets. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 64, n. 9, p. 3068–3090, 2007.
- BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; BREWER, W. A. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 63, n. 11, p. 2700–2719, 2006.
- 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, v. 38, n. 5, p. 283–290, 1957.
- BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Mon. Wea. Rev**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968.
- COSTA, F. D. et al. Stable boundary layer regimes in single-column models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 77, n. 6, p. 2039–2054, 2020.
- _____. A simplified model for intermittent turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 68, n. 8, p. 1714–1729, 2011.
- DEGRAZIA, G. A. et al. An overview of the micrometeorological field campaign at santa maria, southern brazil: the pampa-2016 experiment. **Meteorological Applications**, Wiley Online Library, v. 25, n. 3, p. 435–444, 2018.

- GARRATT, J. The inland boundary layer at low latitudes. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 32, n. 4, p. 307–327, 1985.
- GUERRA, V. S. et al. Small-scale horizontal variability of mean and turbulent quantities in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 169, n. 3, p. 395–411, 2018.
- HART, J. E. et al. Aerial observations of the east african low-level jet stream. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 12, p. 1714–1724, 1978.
- KRAUS, H.; MALCHER, J.; SCHALLER, E. A nocturnal low level jet during pukk. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 31, n. 2, p. 187–195, 1985.
- MAHRT, L. Momentum balance of gravity flows. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 12, p. 2701–2711, 1982.
- _____. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 88, n. 2, p. 255–278, 1998.
- _____. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 90, n. 3, p. 375–396, 1999.
- MAHRT, L. et al. Non-stationary drainage flows and motions in the cold pool. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, Taylor & Francis, v. 62, n. 5, p. 698–705, 2010.
- _____. Shallow drainage flows. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 101, n. 2, p. 243–260, 2001.
- MALCHER, J.; KRAUS, H. Low-level jet phenomena described by an integrated dynamical pbl model. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 27, n. 4, p. 327–343, 1983.
- MARONEZE, R. et al. The nocturnal boundary layer transition from weakly to very stable. part ii: Numerical simulation with a second-order model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 145, n. 725, p. 3593–3608, 2019.
- MCNIDER, R. T. et al. Predictability of the stable atmospheric boundary layer. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 52, n. 10, p. 1602–1614, 1995.
- MONTI, P. et al. Observations of flow and turbulence in the nocturnal boundary layer over a slope. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 17, p. 2513–2534, 2002.
- MOURA, A. B. D. Solução analítica para dispersão vertical turbulenta em uma camada limite estável. 1995.
- NAPPO, C. J. Sporadic breakdowns of stability in the pbl over simple and complex terrain. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 54, n. 1-2, p. 69–87, 1991.
- OHYA, Y.; NEFF, D. E.; MERONEY, R. N. Turbulence structure in a stratified boundary layer under stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 83, n. 1, p. 139–162, 1997.

POULOS, G. S. et al. Cases-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 83, n. 4, p. 555–582, 2002.

ROSA, C. E. d. et al. Meteorological observations of the vento norte phenomenon in the central region of rio grande do sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 36, p. 367–376, 2021.

SLÁDKOVIČ, R.; KANTER, H.-J. Low-level jet in the bavarian pre-alpine region. **Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A**, Springer, v. 25, n. 4, p. 343–355, 1977.

STEFANELLO, M. et al. Influence of submeso motions on scalar oscillations and surface energy balance. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 146, n. 727, p. 889–903, 2020.

STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: A review. **Journal of Climate**, v. 9, n. 8, p. 1698–1711, 1996.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1988. v. 13.

SUN, J. Vertical variations of mixing lengths under neutral and stable conditions during cases-99. **Journal of applied meteorology and climatology**, v. 50, n. 10, p. 2030–2041, 2011.

SUN, J. et al. Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during cases-99. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 1, p. 338–351, 2012.

UCCELLINI, L. W. et al. A report on the upper-level wind conditions preceding and during the shuttle challenger (sts 51l) explosion. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 67, n. 10, p. 1248–1265, 1986.

VERCAUTEREN, N.; MAHRT, L.; KLEIN, R. Investigation of interactions between scales of motion in the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 142, n. 699, p. 2424–2433, 2016.

VIGNON, E. et al. Stable boundary-layer regimes at dome c, antarctica: observation and analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 143, n. 704, p. 1241–1253, 2017.

WIEL, B. J. Van de et al. Regime transitions in near-surface temperature inversions: a conceptual model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, n. 4, p. 1057–1073, 2017.

WIEL, B. Van de et al. Intermittent turbulence in the stable boundary layer over land. part iii: A classification for observations during cases-99. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 60, n. 20, p. 2509–2522, 2003.

WIEL, B. Van de; MOENE, A.; JONKER, H. The cessation of continuous turbulence as precursor of the very stable nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 11, p. 3097–3115, 2012.

WIEL, B. Van de et al. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. part i: A bulk model. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 59, n. 5, p. 942–958, 2002.

WYNGAARD, J. C. **Turbulence in the Atmosphere**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010.

ZILITINKEVICH, S. et al. A hierarchy of energy-and flux-budget (efb) turbulence closure models for stably-stratified geophysical flows. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 146, n. 3, p. 341–373, 2013.