

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

Viviane da Silva Guerra

**VARIABILIDADE HORIZONTAL DE PEQUENA ESCALA E A
INFLUÊNCIA DE OBSTRUÇÕES NO ESCOAMENTO DE SUBMESO
NA CAMADA LIMITE NOTURNA**

Santa Maria,RS
2016

Viviane da Silva Guerra

**VARIABILIDADE HORIZONTAL DE PEQUENA ESCALA E A INFLUÊNCIA DE
OBSTRUÇÕES NO ESCOAMENTO DE SUBMESO NA CAMADA LIMITE
NOTURNA**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação Física, Área de Concentração em Áreas Clássicas da Fenomenologia e suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Física**.

Orientador: Otávio Costa Acevedo

Santa Maria, RS
2016

Viviane da Silva Guerra

**VARIABILIDADE HORIZONTAL DE PEQUENA ESCALA E A INFLUÊNCIA DE
OBSTRUÇÕES NO ESCOAMENTO DE SUBMESO NA CAMADA LIMITE
NOTURNA**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação Física, Área de Concentração em Áreas Clássicas da Fenomenologia e suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Física**.

Aprovada em 30 de Setembro de 2016

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

Claudio Alberto Teichrieb, Dr. (UFSM)

Daniel Michelin dos Santos, Dr. (UNIPAMPA)

Luis Gustavo Nogueira Martins, Dr. (UFSM)

Luiz Eduardo Medeiros, Dr. (UNIPAMPA)

Santa Maria, RS
2016

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Almiro e Lorena, que sempre me incentivaram a prosseguir e a lutar pelos sonhos. Meu pai amado, mesmo estando em um ano difícil em sua saúde, ainda assim preocupou-se comigo e no andamento do meu trabalho. Obrigada meus queridos, por tudo, e principalmente por entender a minha ausência em alguns momentos.

Ao meu esposo Alex, pelo amor, dedicação, paciência e todo incentivo dado. Sem você e seu apoio tenho certeza que não chegaria até aqui.

Aos meus irmãos, Gilmar, Beto e Leia, pelo carinho e incentivo.

Ao meu orientador, professor Otávio, pelos ensinamentos, pela dedicação, por toda contribuição para que esse trabalho se tornasse possível. Muita obrigada.

Ao Luiz Eduardo, o Guga, pelo desprendimento em ajudar, pelas contribuições e ideias.

Aos meus colegas/amigos, Adriano, Geovane, Gisele, Giuliano, Marcelo pela amizade, pelo carinho e pelas risadas.

Aos colegas da sala 1065, e a todos os outros colegas e amigos que passaram pelo meu caminho, que deixaram um pouco de si, mas levaram um pouco de mim.

Ao laboratório de micrometeorologia, Lumet, à professora Débora, os colegas Pablo, Claudio, integrantes do laboratório, e também ao amigo Daniel, o Boca, sem vocês, os experimentos feitos para esse trabalho não poderiam ser realizados. Muito Obrigada.

Aos professores da graduação e pós-graduação dos cursos de Física e Meteorologia, pelos ensinamentos.

A CAPES pelo apoio financeiro.

E à Deus, por tudo.

*“A mente que se abre a uma nova
ideia, jamais voltará ao seu
tamanho original”*

(Albert Einstein)

RESUMO

Tese de Doutorado
Programa de Pós-Graduação e Física
Universidade Federal de Santa Maria

VARIABILIDADE HORIZONTAL DE PEQUENA ESCALA E A INFLUÊNCIA DE OBSTRUÇÕES NO ESCOAMENTO DE SUBMESO NA CAMADA LIMITE NOTURNA

AUTORA: VIVIANE DA SILVA GUERRA
ORIENTADOR: OTÁVIO COSTA ACEVEDO

Data e Local da Defesa: 30 de Setembro de 2016, Santa Maria.

Os forçantes que determinam a variabilidade espacial de quantidades médias e turbulentas na camada limite noturna ainda são mal compreendidos, principalmente quando a camada se encontra muito estável, com forte estratificação. A mistura torna-se muito fraca e os turbilhões são controlados espacialmente pelas características locais. A variabilidade entre quantidades médias como, temperatura, umidade e vento local aumenta e o transporte horizontal por modos não turbulentos, como submeso, torna-se importante. Este estudo divide-se em dois experimentos realizados em sítios distintos. O primeiro experimento foi realizado em sítios moderadamente complexos, com várias estações meteorológicas em poucas dezenas ou centenas de metros de distância. Os resultados mostram que quando a camada se encontra muito estável a variabilidade nas quantidades médias e turbulentas entre estações separadas por curtas distâncias é disparada pela velocidade do vento de grande escala. O valor de velocidade do vento que dispara a transição em um determinado local depende fortemente da altitude da estação, mas também da presença de obstruções locais. O segundo experimento apresenta uma proposta inovadora. Algumas estações foram postas próximas e afastadas de obstáculos específicos, como árvores, arbustos e construções, com o objetivo de quantificar como os diferentes obstáculos afetam a velocidade média do vento. Para quantificar os efeitos causados pelas obstruções, um fator de transmissão foi encontrado. A partir desses fatores, a decomposição da energia cinética turbulenta em escalas temporais pelo método da decomposição em multiresolução é possível julgar o efeito da redução causado pelos obstáculos nas diferentes escalas do movimento, como turbulência e escoamento de baixa frequência, ou submeso. Os resultados indicam que obstruções menores, como árvores e pequenas construções afetam mais notadamente as escalas turbulentas do escoamento, enquanto obstáculos topográficos têm maior influência sobre flutuações mais longas do escoamento.

Palavras chave: Camada limite noturna. Obstruções. Variabilidade horizontal. Submeso.

ABSTRACT

Tese de Doutorado
Programa de Pós-Graduação e Física
Universidade Federal de Santa Maria

SMALL-SCALE HORIZONTAL VARIABILITY AND THE INFLUENCE OF OBSTRUCTIONS IN THE FLOW SUBMESO IN THE NOCTURNAL BOUNDARY LAYER

AUTHOR: VIVIANE DA SILVA GUERRA
ADVISER: OTÁVIO COSTA ACEVEDO

Place and Date of Defense: Santa Maria, September 30, 2016.

The forcings responsible for the spatial variability of mean and turbulent quantities in the nocturnal boundary layer are not well understood, especially when the layer is in a very stable, highly stratified state. Mixing becomes weak and the turbulent eddies are spatially controlled by local features. The variability of mean quantities such as temperature, wind speed and humidity increases and the horizontal transport by non-turbulent modes of the flow, such as submeso, becomes important. In this study, results from two field campaigns, carried out in two distinct sites, are presented. The first experiment happened in moderately complex sites, with many meteorological stations deployed over distances of tens to hundreds of meters. Results show that when the layer is very stable, the variability of mean and turbulent quantities over short distances is triggered mainly by the large-scale mean wind speed. The wind speed value that triggers this transition at a given site depends strongly on the altitude, but also on the proximity to obstructions. The second experiment presents a novel idea. Some stations have been deployed at progressively increasing distances from specific obstacles, such as trees, shrubs or buildings. The aim was to quantify how the different obstacles affect the mean wind speed. To quantify the influence of the obstructions, a transmission factor was determined. From these factors, the decomposition of turbulent kinetic energy into temporal scales through the multiresolution decomposition method allowed determining the effects of the obstacles in different scales of the motion, such as turbulence or non-turbulent low-frequency fluctuations, such as submeso. Results indicate that smaller obstructions, such as trees and small buildings affect more intensely the turbulent scales of the flow, while topographic obstacles have larger impact on longer flow scales.

Keywords: Nocturnal boundary layer. Obstructions. Horizontal variability. Submeso.

Sumário

1. APRESENTAÇÃO	9
1.1. INTRODUÇÃO	9
1.2. REVISÃO TEÓRICA.....	11
1.2.1 Energia Cinética Turbulenta (ECT)	14
1.2.2 O Método da Decomposição em Multiresolução	17
1.3. METODOLOGIA.	22
1.3.1 Experimento1-Sítio experimental de Pedras Altas e Santa Maria	22
1.3.2 Experimento2-Sítio experimental de Santa Maria - ExpAN-UFSM-16	23
2. ARTIGO 1 – VARIABILIDADE HORIZONTAL DE PEQUENA ESCALA DE QUANTIDADES MÉDIAS E TURBULENTAS NA CAMADA LIMITE NOTURNA	25
2.1. INTRODUÇÃO	25
2.2. DESCRIÇÃO DOS SÍTIOS, DADOS E MÉTODOS	26
2.2.1 Descrição e Dados do Sítio Pedras Altas	26
2.2.2 Descrição e Dados do Sítio Santa Maria	29
2.3. MÉTODOS.....	31
2.4. QUANTIDADES MÉDIAS	32
2.5. QUANTIDADES TURBULENTAS.....	37
2.5.1 Variâncias e Fluxos	37
2.5.2 Espectro e Coespectro para o Sítio de Pedras Altas	42
2.6. CONCLUSÃO.....	46
REFERÊNCIAS.....	47
3. ARTIGO 2 – EFEITO DE OBSTRUÇÕES NO ESCOAMENTO HORIZONTAL DE MOVIMENTO NÃO TURBULENTO NA CAMADA LIMITE NOTURNA	49
3.1. INTRODUÇÃO.....	49
3.2. METODOLOGIA.....	51
3.2.1 Observações	51
3.2.2 Dados e Análises	54
3.3 CONCLUSÃO.....	74
REFERÊNCIAS.....	75
4. DISCUSSÕES	78

5. CONCLUSÕES FINAIS.....	79
REFERÊNCIAS	80

1 APRESENTAÇÃO

1.1. INTRODUÇÃO

Os maiores desafios atuais para a pesquisa em micrometeorologia ocorrem no período noturno. As escalas reduzidas de turbulência durante a noite são consequência da sua destruição pela estratificação térmica. Por sua vez, a mistura reduzida é frequentemente incapaz de destruir a estratificação, mantendo as escalas de turbulência reduzidas, especialmente em condições muito estáveis, quando a temperatura potencial aumenta rapidamente com a altura e os ventos são fracos.

A redução da mistura turbulenta e a consequente diminuição da escala espacial dos vórtices faz com que esses se tornem controlados localmente e se tornem bastante variáveis de uma localidade para outra. Assim, se pode afirmar que a variabilidade horizontal da camada limite estável não depende apenas das características superficiais, mas também da intensidade da mistura turbulenta. Em condições bem misturadas, a variabilidade é pequena ou destruída, enquanto em condições muito estáveis pequenas diferenças de topografia, vegetação, cobertura superficial ou proximidade a obstáculos são suficientes para causar uma variabilidade horizontal significativa das variáveis atmosféricas.

Desta forma, quantidades médias como temperatura, umidade e velocidade do vento podem ser bastante distintas durante a noite entre localidades separadas por alguns metros. Quantidades turbulentas também experimentam a mesma variabilidade, podendo ocorrer casos em que uma localidade, normalmente em um local mais alto, permaneça bem misturada durante todo o período noturno, enquanto outra, próxima, pode experimentar a quase total supressão da turbulência pela maior parte do período.

Outra implicação da redução das escalas turbulentas em condições noturnas muito estáveis é que modos não turbulentos do escoamento passam a ser importantes em escalas temporais relativamente curtas, afetando de maneira importante as quantidades meteorológicas, em particular o vento médio. Esses modos não turbulentos estão sempre presentes, mas quando a turbulência é bem desenvolvida, sua influência fica restrita a escalas temporais muito longas. Estudos recentes têm utilizado o termo submeso para se referir a esses modos não turbulentos do escoamento em condições muito estáveis, por terem escala temporal

maior que a turbulência, mas significativamente menor que os fenômenos normalmente referidos como de mesoescala.

No presente trabalho, dois aspectos relacionados com a variabilidade horizontal das quantidades atmosféricas no período noturno são analisados, utilizando-se de dados de campanhas experimentais conduzidas pelo Laboratório de Micrometeorologia da UFSM. Cada um deles constitui um capítulo de resultados desta tese.

No primeiro deles, se analisa a variabilidade horizontal em pequena escala de quantidades médias e turbulentas em um sítio de complexidade moderada. Esta complexidade é determinada pela topografia, com altitudes variando entre 340 e 390 m e pela proximidade de obstáculos como árvores e arbustos. Por sua vez, a caracterização como “pequena escala” se deve às distâncias horizontais consideradas, da ordem de dezenas a centenas de metros. Esta é uma distância entre pontos de observação menor que a utilizada em trabalhos semelhantes realizados anteriormente. A análise foca em quantidades médias, como vento e temperatura, e como a sua variabilidade é determinada pela mistura média da região. Esta, por sua vez, é quantificada através da velocidade média do vento, seguindo trabalhos recentes em micrometeorologia que vêm mostrando que a velocidade média do vento é a principal quantidade determinando o estado da turbulência na camada limite estável. Além disso, nesse capítulo são analisadas as diferenças entre quantidades turbulentas, como energia cinética turbulenta e fluxos turbulentos entre duas localidades próximas, mas marcadamente distintas em termos de mistura turbulenta durante o período noturno.

No segundo capítulo de resultados, a rede de estações meteorológicas foi instalada em uma área com diferentes obstáculos, como árvores, arbustos, morros e construções. O propósito do experimento é analisar como os diferentes obstáculos afetam a velocidade média do vento. Em particular, se deu ênfase ao efeito da redução proporcionada pelos obstáculos nas diferentes escalas do movimento, como turbulência e escoamento de baixa frequência. Essa análise do efeito de obstáculos nas diferentes escalas do movimento é nova, não havendo sido antes apresentada.

Cada um dos dois capítulos de resultado está estruturado na forma de um artigo científico independente, com introdução e conclusão próprias.

1.2. REVISÃO TEÓRICA

A Camada Limite Planetária (CLP) está localizada na região mais baixa da troposfera, subjacente ao chão, onde os efeitos do atrito diminuem com a altura (FOKEN, 2008). Acima da CLP, o deslocamento de um fluido acontece de maneira laminar, havendo trocas limitadas entre as camadas do escoamento. Entretanto, na CLP o movimento é muito mais complexo, pois passa a ser irregular e um tanto quanto imprevisível. A irregularidade do escoamento na CLP se desenvolve em várias escalas de movimento favorecendo trocas de propriedades macroscópicas entre as regiões do escoamento do fluido.

A parte inferior da CLP, conhecida como Camada Limite Superficial (CLS) ocupa cerca de 10% da CLP e é uma fonte de fricção que gera forçantes mecânicos de turbulência, como o cisalhamento do vento devido ao atrito com a superfície, e térmicos, devido ao aquecimento e resfriamento da superfície. A CLS é a região de estudo de maior interesse na CLP, pois os forçantes geram vórtices acoplados que interagem uns com os outros e transferem energia que quebram a simetria do escoamento em diferentes escalas temporais, o que dá origem a um fluxo turbulento.

O ciclo diário da CLP nos continentes é variável (FOKEN, 2008; MAHRT, 2008; STULL, 1988), principalmente devido ao forçante térmico. Durante o dia após o nascer do sol a radiação incidente aquece o ar próximo a superfície da Terra e gera energia turbulenta. A energia é transferida para a atmosfera, dando início a uma camada de mistura bastante turbulenta chamada de Camada Limite Convectiva (CLC) que é delimitada na parte superior por uma região chamada de Zona de Entranhamento. Na CLC os perfis verticais de temperatura potencial, virtual e razão de mistura de vapor d'água permanecem constantes com a altura devido a forte mistura. Logo após o pôr do Sol, se desenvolve próximo à superfície a Camada Limite Estável (CLE). Esta camada inicia quando o processo de inversão térmica começa. A radiação por onda curta cessa e a perda de radiação por onda longa na superfície não é mais compensada, resfriando-a. O forçante térmico agora é utilizado para destruir a turbulência gerada na CLC, tornando-a estável. Em condições bem estáveis, fluxos turbulentos podem existir em vórtices bem pequenos e em curtos intervalos de tempo, chamados de Intermitência (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2003; MAHRT, 1999), onde períodos calmos são interrompidos por

significativa atividade turbulenta (AUBINET, 2008). Em intervalos maiores, se encontram processos não turbulentos, como submeso ou meandros (ANFOSSI et al., 2005). Logo acima da CLE existe uma camada formada pela estratificação térmica com resquícios de turbulência formada durante o dia chamada de Camada Residual (CR).

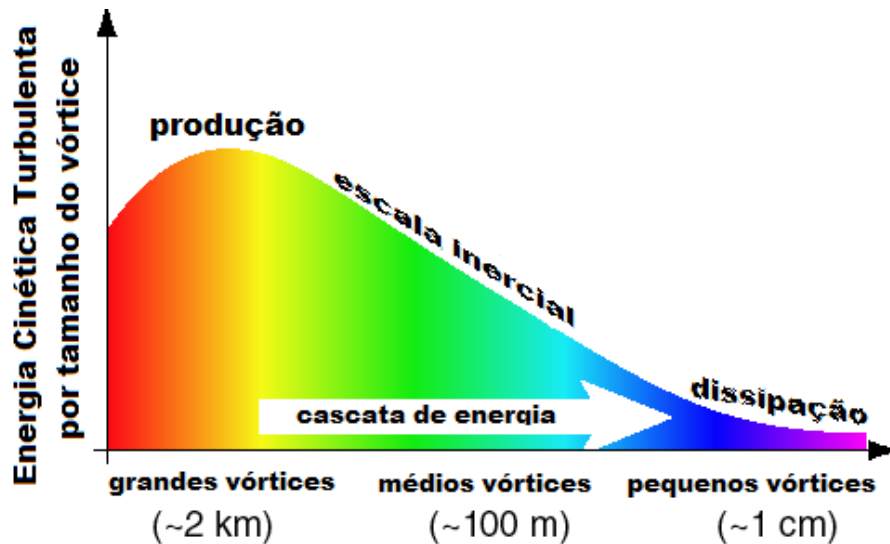
Alguns fatores como instabilidade ou estabilidade térmica e mecânica podem fazer um fluxo laminar se tornar turbulento. A estabilidade térmica pode devolver a simetria do escoamento. Contudo, se fatores desestabilizantes forem superiores aos fatores estabilizantes, então o fluxo torna-se instável e assim turbulento. Escoamentos instáveis tornam-se ou permanecem turbulentos. Escoamentos estáveis tornam-se ou permanecem laminares (STULL, 1988).

Para análise da estabilidade do escoamento alguns parâmetros adimensionais foram desenvolvidos de modo a comparar esses fatores estabilizantes e desestabilizantes, como o número de Richardson, por exemplo.

Embora a turbulência seja facilmente observada e seja conhecida sua influência no cotidiano da vida terrestre, o seu estudo é muito complexo devido à dificuldade no tratamento matemático adequado para a sua interpretação. O problema se encontra em qualificar e quantificar um escoamento que possui inúmeros turbilhões ou vórtices que estão acontecendo em várias escalas temporais e espaciais ao mesmo tempo.

A energia cinética do escoamento originada nos grandes turbilhões de grande escala é transferida aos menores turbilhões nas pequenas escalas até que a energia seja dissipada. Esse processo de transferência de energia cinética ocorre em um efeito cascata (Figura 1), dos turbilhões maiores para os menores até que a Energia Cinética Turbulenta (ECT), que representa a energia dos turbilhões, seja dissipada pela ação da viscosidade. Esse processo ocorre quando a energia cinética é transformada em calor aumentando a energia interna e assim a temperatura do ar. Por meio disso a ECT associada aos turbilhões não é conservada. A área da curva do espectro da Figura 1 fornece a ECT total associada a todos os vórtices (WALLACE; HOBBS, 2006).

Figura 1.1 – Espectro da Energia Cinética Turbulenta (adaptado de Wallace e Hobbs, (2006))



Esse efeito cascata de transferência de energia é possível ser visualizado através do espectro da ECT. Determinar de que maneira esse processo de transferência ocorre é muito difícil devido ao caráter não linear, estocástico e quase aleatório do escoamento turbulento (LUMLEY e PANOFKY, 1964). Assim, devido a esse comportamento do escoamento turbulento, se torna complicado apresentar um tratamento matemático que consiga contemplar tais características e desse modo, realizar aproximações determinísticas.

A turbulência é um dos principais mecanismos de transporte de quantidades na CLP onde, a menos que o fluido tenha um número de Richardson alto e a turbulência seja suprimida pela estratificação, (MAHRT; SUN; STAUFFER, 2015), o fluido é dito turbulento. Quanto mais turbulento o escoamento, mais eficaz será o transporte na CLP. Para avaliar a energia associada a este fluxo turbulento desenvolveu-se a equação da ECT.

A ECT tem grande importância na micrometeorologia porque através dela é possível mensurar a quantidade da turbulência existente em um movimento. Essa quantidade tem dependência de grandezas como, momento, calor e transporte de umidade. Tais grandezas geram processos físicos, cujo equilíbrio determina se o escoamento se tornará ou permanecerá turbulento (STULL, 1988).

1.2.1. Energia Cinética Turbulenta (ECT)

A modificação da equação de Navier-Stokes para incluir movimentos turbulentos requer a decomposição de todas as variáveis em uma parte média, \bar{x} , e uma parte flutuante x' , chamada de decomposição de Reynolds:

$$u'_i = u - \bar{u}_i, \quad (1.1)$$

sendo i o número de pontos da série temporal.

A parte média da velocidade do vento na direção u é dada por:

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i, \quad (1.2)$$

onde a intensidade da turbulência na direção u definida pela variância,

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [u_i - \bar{u}]^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [u'_i]^2 = \overline{[u']^2} \quad (1.3)$$

A equação (1.3) é similar para as outras componentes do vento, σ_v^2 e σ_w^2 .

Quando $\sigma_u^2 = \sigma_v^2 = \sigma_w^2$, o escoamento é dito isotrópico, e a intensidade da turbulência em cada ponto do escoamento é a mesma em todas as direções. Para σ_u^2 constante no tempo a natureza turbulenta do escoamento é dito estacionária. E quando σ_u^2 é uniforme no espaço o escoamento é dito homogêneo (WALLACE; HOBBS, 2006).

As flutuações na velocidade do escoamento transportam consigo flutuações de alguns escalares como, por exemplo, a temperatura, a umidade e o CO₂.

Escalares, como a temperatura potencial θ , por exemplo, variam juntamente com a velocidade vertical w . Uma maneira de mensurar esse transporte é através da covariância (cov).

$$cov(w, \theta) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(w_i - \bar{w}) \cdot (\theta_i - \bar{\theta})] =$$

$$cov(w, \theta) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(w'_i) \cdot (\theta'_i)] = \overline{w' \theta'} \quad (1.4)$$

A variância representa a energia associada aos movimentos na escala turbulenta e a covariância mensura os fluxos associados a esses movimentos como é o caso da equação (1.4), para o fluxo de calor. De modo análogo para os fluxos:

$$cov(w, q) = \overline{w' q'} \quad (\text{fluxo de umidade})$$

$$cov(u, w) = \overline{u' w'} \quad (\text{fluxo de momento})$$

A equação da ECT média na forma cinemática por unidade de massa, em cada componente do vento (FOKEN, 2008) é dada por:

$$\frac{\overline{ECT}}{m} = \frac{1}{2} [\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}] \quad (1.5)$$

A equação (1.5) pode ser reescrita a partir da equação (1.3), em função das variâncias:

$$\frac{ECT}{m} = \frac{1}{2} [\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2] \quad (1.6)$$

Esse resultado aponta um tratamento estatístico bastante importante para qualificar a turbulência na CLP. A soma da variância das componentes do vento em cada ponto do escoamento fornece a energia naquele ponto. Pode-se dizer ainda, que a integral da curva do espectro da ECT para todos os números de onda fornece a variância total do escoamento.

O espectro da ECT separa e descreve a distribuição de energia associada a cada turbilhão. A energia é distribuída em vários comprimentos de ondas e frequências dos diferentes turbilhões presentes no escoamento.

A ECT total associada a todas as escalas do movimento é dada pela integral da curva do espectro de energia cinética, desde escalas dos pequenos turbilhões a escalas dos maiores turbilhões. A ECT total associada a todos os números de onda do fluxo turbulento é a integral da densidade espectral $S(k)$, (STULL, 1988), com l variando nos limites de escala $l \rightarrow 0$ a $l \rightarrow \infty$, ou seja dos pequenos turbilhões até os maiores turbilhões:

$$E = \int_0^{\infty} S(k) dk = \sigma_k^2 \quad (1.7)$$

onde k é o número de onda relacionado ao intervalo de escalas do fluxo.

1.2.2 O Método da Decomposição em Multiresolução

O método da Decomposição em Multiresolução (DM) (MALLAT, 1989; HOWELL; MAHRT, 1997) utilizado nesse trabalho, e melhor descrito em Vickers e Mahrt (2003) e Voronovich e Kiely, (2007) é uma ferramenta estatística poderosa e avançada. Ela é indicada para estudos de séries temporais quando se quer quantificar um evento, a frequência da sua ocorrência em uma determinada escala. Por esse motivo a DM é uma alternativa oportuna em relação à transformada de Fourier apresentando duas principais vantagens em relação a ela (HOWELL; MAHRT, 1997):

A primeira vantagem é que a decomposição em multirresolução decompõe o sinal em suas escalas, onde a escala de tempo do pico espectral define que escala temporal a maior parte das flutuações ocorre. Já para a transformada de Fourier, o pico implica em uma periodicidade (repetição) do evento naquela escala. Assim DM permite uma melhor visualização da dependência das escalas.

A segunda vantagem apresentada na DM é que, quando uma série com $M = 2^N$ pontos é decomposta utiliza a transformada rápida de Haar (HAAR, 1910), que utiliza menos operações numéricas em relação a transformada de Fourier. Enquanto Haar utiliza M operações numéricas, Fourier utiliza $M \log M$ operações.

Para uma série temporal de comprimento φ , cuja média das flutuações seja igual zero e com número de pontos $i = 1, 2, \dots, 2^N$ a DM separa a série em médias simples com tamanhos de $1, 2, \dots, 2^{N-1}, 2^N$ pontos.

A Figura 1.2, descreve simplificada como o processo da decomposição ocorre:

- No primeiro modo (Figura 1.2 a) é calculada a média simples e retirada da série restando apenas as flutuações, cuja a média é zero.
- Posteriormente, a série é dividida ao meio (Figura 1.2 b) com 2^{N-1} pontos em cada série. A média é calculada e retirada novamente das novas séries.
- As duas séries agora são divididas em duas (cada uma), restando quatro novas séries com comprimento 2^{N-2} , onde da mesma forma é calculada e subtraída a média. (Figura 1.2 c).

- Esse processo de dividir, subdividir, calculando e retirando a média é feito M vezes até restar um único ponto na série, que é o pico do espectro naquela escala de tempo (Figura 1.2 d).

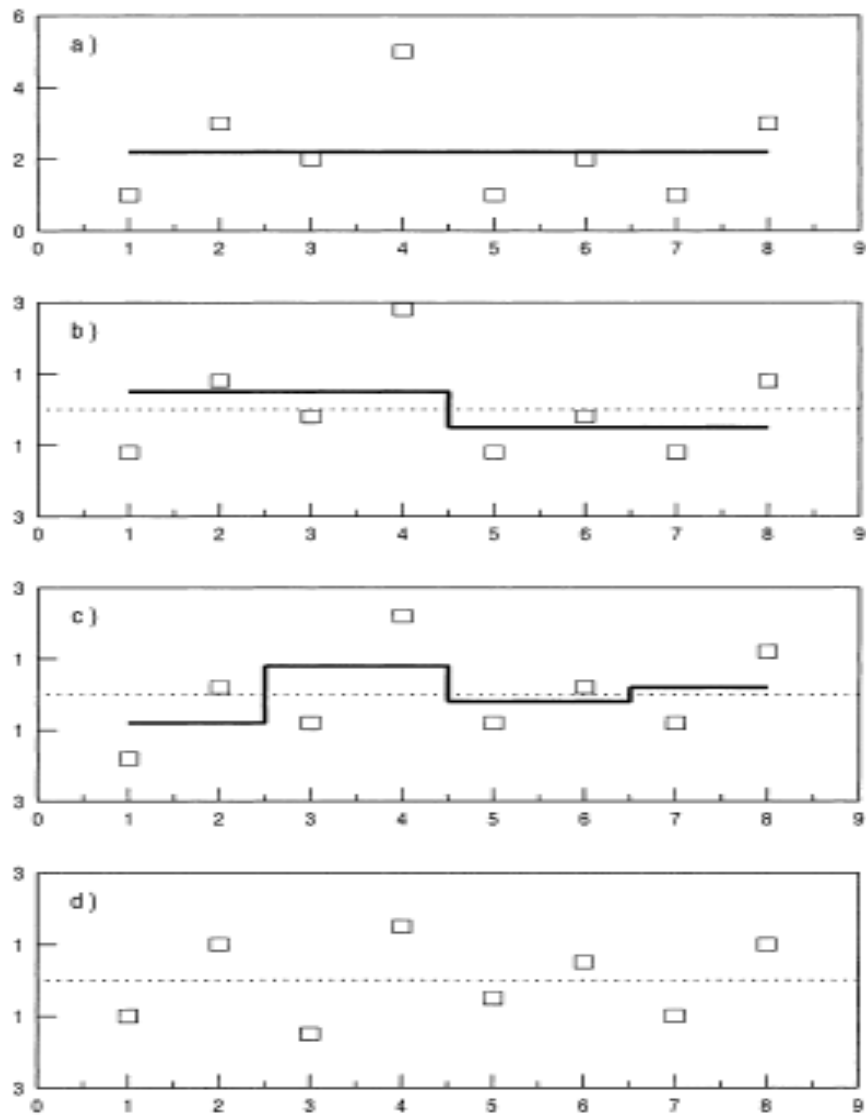
O espectro e o coespectro gerados pela multirresolução são interpretados em termos de médias móveis não ponderadas no método da transformada de Haar (HAAR, 1910; HOWELL; MAHRT, 1997) através de ondeletas descritas por Mallat (1989). Outra vantagem do método da DM em relação à Transformada de Fourier é que ela satisfaz as propriedades das médias de Reynolds (equação 1.1). A integração do (co)espectro S gerado na DM até uma escala de tempo τ corresponde à (co)variância da serie original de comprimento φ . Então de forma generalizada, uma série com 2^p pontos de dados com $p \geq N$, as equações (1.3) e (1.4) podem ser reescritas da seguinte maneira:

$$\sum_{n=1}^N (S_{\varphi})_n = \langle \overline{\varphi^2} \rangle_{\tau} \quad (1.8)$$

$$\sum_{n=1}^N (S_{w\varphi})_n = \langle \overline{w' \varphi^2} \rangle_{\tau} \quad (1.9)$$

A escala de tempo τ é dada por, $\tau = \frac{2^N}{f}$, sendo f a frequência da série temporal.

Figura 1.2 – Representação do método da Decomposição em Multiresolução.



Fonte 1 – Vickers e Mahrt, (2003).

Diferenciar as escalas e frequências no espectro do escoamento e quantificar a energia presente em cada escala são de extrema relevância no âmbito da micrometeorologia. Por isso a DM possibilita uma análise mais detalhada do movimento, somente na escala que se quer estudar.

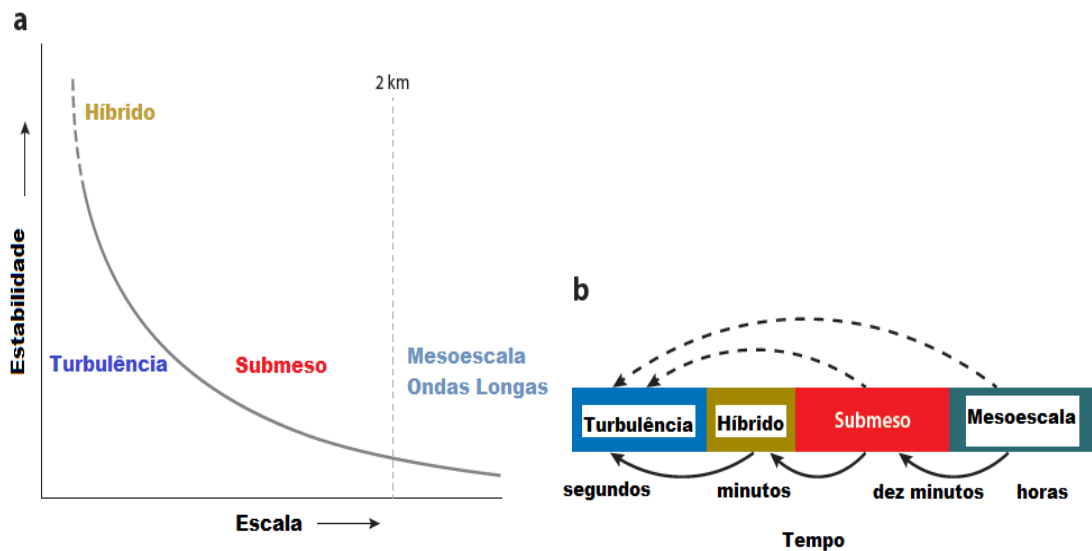
Para o presente trabalho essa técnica será importante para análise das contribuições de modos de baixa frequência, não turbulentos, conhecidos em literaturas recentes como submeso (MAHRT, 2009; MAHRT et al., 2013; MAHRT; MILLS, 2009) , na variabilidade horizontal de sítio para sítio. Segundo estudos recentes, o termo submeso, foi adotado simplesmente pela ideia pragmática em diferenciar movimentos que se encontram em uma escala maior que movimentos atmosféricos turbulentos, e muito menores que a mesoescala (A Tabela 1.1 aponta uma ideia aproximada do alcance horizontal da escala submeso). No entanto, ainda não se sabe explicar a natureza física desses movimentos. As características dos fluxos variam constantemente com essa escala, devido a sua grande dependência local, como topografia, cobertura do solo, e o fato de estabelecer limites específicos de escala ao submeso ainda é uma tarefa impossível. O que se pode afirmar por enquanto, é que movimentos de escalas menores que 2 km (Figura 1.3) estão inclusos na escala de submeso e são mais frequentemente observados à CLE (MAHRT, 2014). Dessa maneira há muita dificuldade em encontrar possibilidades de estabelecer relações de similaridade para escoamentos não turbulentos, como submeso a partir de velocidades horizontais do vento.

Na camada limite noturna, com forte estratificação e mistura turbulenta fraca, o transporte horizontal por escoamento de submeso torna-se importante. Para fluxos fortemente estratificados, a mistura vertical de escalares pela turbulência pode tornar-se extremamente fraca, enquanto que para o transporte horizontal por movimentos submeso pode ser bem grande (MAHRT; MILLS, 2009; YAGUE et al., 2006).

Tabela 1.1 – Escalas de movimento horizontal na Atmosfera (adaptado de Wallace, 2006)

Tamanho maior que	Escala	Nome
20 000 km		Escala Planetária
2000 km		Escala Sinótica
200 km	Meso- α	Mesoescala
20 km	Meso- β	
2 km	Meso- γ	
		Submeso
200 m	Micro- α	Turbulência na CL
20 m	Micro- β	Turbulência na CS
2 m	Micro- γ	Alcance da Turbulência Inercial
2 mm	Micro- δ	Turbulência de Fina escala
Moléculas de ar	Molecular	Alcance da dissipação por viscosidade

Figura 1.3 – (a) Regimes de estabilidade na escala espacial. (b) Fluxo de energia (setas cheias), no qual no eixo x refere-se à escala de tempo de observações para um ponto fixo. As setas tracejadas representam o curto-circuito do fluxo de energia, de escalas maiores para escalas turbulentas. Os movimentos de submeso incluem ondas de gravidade curtas e uma rica variedade de outros tipos de movimentos. (Figura 2.2 adaptada de Mahrt (2014))



1.3. METODOLOGIA

1.3.1. Experimento 1- Sítio experimental de Pedras Altas e Santa Maria

Esse experimento tem interesse em mostrar a variabilidade horizontal de quantidades médias e turbulentas no sítio e entre sítios a partir de características locais em cada um deles, como relevo e cobertura de solo.

O sítio de Pedras Altas (31° 44' S 53° 35' W) compunha dez estações micrometeorológicas. Duas das dez estações continham sensores sônicos, o tridimensional Campbell Scientific Inc., (CSAT3), a uma frequência de registro de 10Hz. O restante eram sensores de baixa frequência Met One Winds 034B-L, com armazenando de um registro a cada dois minutos. Para estudo de fluxos de CO₂ e vapor d'água foi utilizado analisador de gás LI-COR modelo LI-7500, posicionado a 1,5 metros do solo e também a uma frequência de armazenamento de 10 Hz. Uma série temporal de 2¹⁶ pontos foi utilizada. O sítio de Pedras Altas apresenta uma estrutura de cobertura de solo bem hostil, característica do Pampa Gaúcho, com vegetação rasteira e em certos pontos certa aridez. Algumas árvores de baixo e médio porte também contribuem para o cenário desse sítio.

A principal característica desse sítio é sua estrutura topográfica variar tanto em uma área de aproximadamente 0,66 km². Formada por coxilhas e lugares mais planos. O sítio apresenta uma altitude em relação ao nível do mar de quase 400 metros na estação mais alta e aproximadamente 350 metros na mais baixa.

O sítio experimental da cidade de Santa Maria, localizado na Universidade Federal de Santa Maria foi montado em um local chamado Área Nova (29°43'36,39"S, 53°45'29,22"O). Este sítio apresenta características um pouco diferentes do sítio de Pedras Altas, está a uma altitude de 350 metros mais baixa que a altitude de Pedras Altas e também as estações distavam poucos metros umas das outras. O sítio abrigava quatro estações micrometeorológicas, instaladas a uma distância em torno de 100 metros entre elas. O local apresenta diferenças na topografia de estação para estação, porém mais sutis do que em Pedras Altas, como por exemplo, a estação 1, quase dez metros mais alta em relação as outras. As quatro estações micrometeorológicas dispunham de um anemômetro 3D de resposta rápida, CSAT3, cada uma, instalado a 1,5 metros do solo com uma frequência de amostragem de 10 Hz.

Após separar algumas noites calmas de turbulentas a partir da contribuição da velocidade do vento médio em ambos os sítios, uma análise da variabilidade horizontal de temperatura pôde ser feita.

Um valor máximo absoluto observado em cada tempo e sítio foi encontrado e chamado de velocidade máxima, V_{max} . Esse valor viabilizou encontrar uma relação entre a velocidade do vento médio com a velocidade máxima registrada na rede. A partir desse valor máximo foi possível julgar se o vento médio estava diminuindo nas demais estações da rede. Assim para esse experimento um cálculo semelhante ao que foi proposto por Fujita e Wakimoto (1982) e utilizando em Acevedo e Fitzjarrald (2001) e Acevedo e Fitzjarrald (2003) foi reproduzido para mostrar o quanto uma obstrução pode afetar a velocidade do vento. A partir dessa ideia, foi criado de modo simples um fator de redução do vento no qual julga o quanto cada estação está sendo obstruída.

Através dos espectros e coespectros gerados pela DM, fica claro a ação de obstruções no escoamento e nos fluxos e em que escalas elas podem ter maior atuação.

1.3.2. Experimento 2 - Sítio experimental de Santa Maria - ExpAN-UFSM-16

Com base nos resultados do experimento 1, o experimento 2 foi criado no mesmo sítio, em Santa Maria. As estações foram realocadas em lugares estratégicos a sofrer a ação de diferentes tipos de obstruções e descobrir em qual escala tal obstrução tem maior influência.

A rede foi composta por seis estações com anemômetros de copo, um Met One 034B, dois RM Young Wind Sentry 03002 e três RM Young Wind Sentry 03001-L. Foram utilizados apenas dados de velocidade vento a uma frequência de um registro por minuto durante os meses de Janeiro a Abril. Muitos dias de dados não puderam ser usados por problemas de perda de dados ou problemas nos sensores. Ao todo 105 dias puderam ser utilizados.

Uma série temporal de 2⁹ pontos foi decomposta utilizando o método da DM fornecendo das 16:00 HL da tarde às 08:00 HL da manhã seguinte um período de

512 minutos que gera aproximadamente 1 decomposições por noite, totalizando 105 decomposições.

Após comprovar através da Rosa dos Ventos variações significativas na direção, intensidade e frequência dos ventos bem como variabilidades no espectro da ECT média total entre as estações, os dados foram separados por setores do vento (Nordeste, Sudeste, Sudoeste, Noroeste)

Para mensurar o quanto cada estação estava sendo obstruída por diferentes obstáculos foi utilizado a ideia do cálculo do Fator de Transmissão (FT), fundamentado por Fujita e Wakimoto(1982),

$$\psi_i(\theta) = \frac{U_i(\theta)}{U_{max}(\theta)},$$

sendo ψ_i o Fator de Transmissão para o vento médio; o índice i designa uma determinada estação meteorológica ($i = 1,2,\dots,6$).

2. ARTIGO 1 – VARIABILIDADE HORIZONTAL DE PEQUENA ESCALA DE QUANTIDADES MÉDIAS E TURBULENTAS NA CAMADA LIMITE NOTURNA.

2.1. Introdução

Durante o período noturno a CLE pode se apresentar fracamente estável ou muito estável a partir do fluxo de calor sensível segundo a definição de Maht et al., (1999). Essa estabilidade aumenta com o avanço da estratificação até que toda a turbulência seja suprimida (MAHRT; SUN; STAUFFER, 2015). Em condições fracamente estáveis, quando a velocidade do vento se apresenta relativamente forte, a massa de ar mistura-se em toda a CLE e aquece a parte mais baixa da camada. A instabilidade provocada pelo cisalhamento gera turbulência na camada estratificada de modo que os vórtices levam a uma instabilidade térmica.

Para condições muito estáveis a atividade turbulenta diminui até uma condição mínima de existência ficando sujeita a turbulência conhecida como intermitente. A intermitência é uma grande variabilidade no tempo e espaço da turbulência de modo que os eventos ocorrem esporadicamente (ACEVEDO et al., 2006), sendo a atividade turbulenta durante a noite mais intermitente em condições de maior estabilidade (HOWELL e SUN,1999). Essas pequenas atividades turbulentas na CLE, como intermitência, controladas pela superfície, favorecem o aparecimento de uma variabilidade horizontal de temperatura e de fluxos de escalares (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2003).

Além disso, variações na velocidade média do vento podem levar o escoamento a alternar entre dois regimes de escoamento, de fraca turbulência e outro de forte turbulência, caracterizando outro tipo de intermitência (SUN et al., 2012). Essa condição de não estacionariedade pode ser devido à interação com modos não turbulentos do escoamento, atualmente chamados de “submeso” (ACEVEDO et al., 2014; MAHRT, 2009; MAHRT; MILLS, 2009). Tais movimentos não turbulentos exercem significativa influência na turbulência, principalmente na CLE onde boa parte da turbulência é gerada pelo cisalhamento do vento.

A velocidade do vento faz aumentar a turbulência rapidamente até chegar a um limite onde a velocidade do vento muda de regime como discutido por Sun et al.,

(2012). Esse limite, segundo Mahrt et al., (2013) é muito dependente da rugosidade da superfície, e essa dependência implica no limiar de transição de regime de vento. Quanto maior a influência de obstáculos, como topografia e árvores, por exemplo, o limiar de transição tende a diminuir. Pode se dizer então que a velocidade de transição do vento diminui com a rugosidade da superfície. Contudo a relação entre a velocidade do vento e turbulência não deve ter um caráter universal devido à influência da estratificação, não estacionaridade e dependência local do vento fraco (MAHRT; SUN; STAUFFER, 2015).

O presente trabalho aponta uma análise da variabilidade horizontal de variáveis médias e turbulentas na dependência das características físicas de sítio para sítio entre as diferentes estações com estruturas topográficas distintas.

Para o estudo, dados de vento médio, desvios padrões das componentes do vento e escalares como temperatura e fluxos de calor foram utilizados. Relações entre temperatura, vento e topografia foram feitas na tentativa de comprovar a influência da heterogeneidade da superfície nos escoamentos.

Ao observar que o vento médio aumenta monotonicamente com a velocidade máxima registrada na rede, foi possível encontrar um fator de transmissão do vento. A ideia do fator de transmissão semelhante à apresentada por Fujita e Wakamoto (1982) e também utilizada em Acevedo e Fitzjarrald (2001) e Acevedo e Fitzjarrald (2003) possibilita julgar quais estações apresentavam-se mais obstruídas. Os espectros e coespectros calculados pelo método da Decomposição em Multirresolução (HOWELL; MAHRT, 1997) propõe um resultado muito interessante, onde diferentes obstruções são capazes de filtrar diferentes escalas.

2.2. DESCRIÇÃO DOS SÍTIOS, DADOS E MÉTODOS

2.2.1. Descrição e Dados do Sítio Pedras Altas

O Sítio de Pedras Altas é uma área particular localizada no Pampa gaúcho, e foi cedida ao laboratório de micrometeorologia (Lumet) da Universidade Federal de Santa Maria, para fins de pesquisas. O Sítio estava a uma latitude de 31° 44' S e longitude 53° 35' W com uma altitude próxima aos 400 metros ocupando uma área em torno de 0,66 km² da propriedade, dispendo de dez torres micrometeorológicas

(Figura 2.1). A topografia local é comum à região do Pampa Gaúcho, com elevações do relevo, conhecidas por coxilhas. A vegetação é composta basicamente por gramíneas e árvores de pequeno e médio porte, espalhadas pela propriedade. Uma densa plantação de Acácias, árvores de médio a grande porte, estava orientada a Sudeste das posições das torres servindo como uma barreira ao escoamento do vento por esse setor.

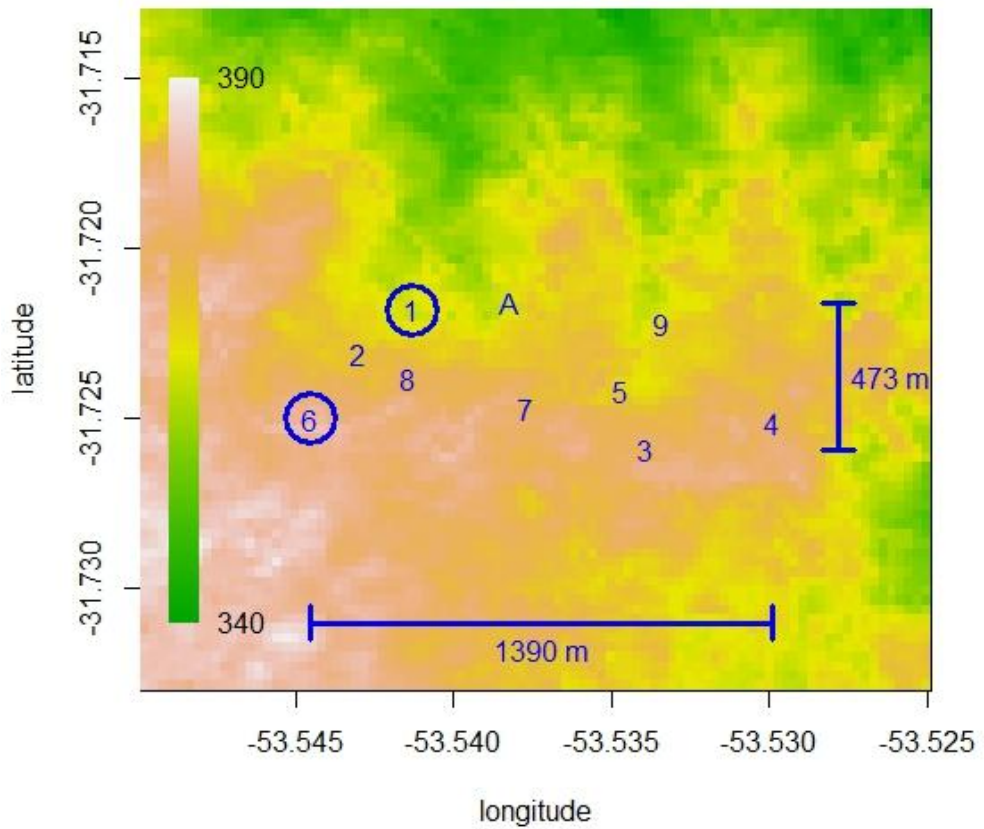
As torres foram espalhadas intencionalmente a garantir a maior variabilidade topográfica possível. Elas mantiveram-se em funcionamento em torno de um mês, de Agosto a Setembro de 2013, porém apenas 27 noites de dados puderam ser utilizadas em função de problemas com sensores e energia. O sítio dispunha de três tipos de anemômetros diferentes: anemômetro sônico tridimensional Campbell Scientific (CSAT3), a uma frequência de amostragem de 10 Hz, o bidimensional All-in-One Vaisala a 10 Hz e o de copo, Met One Winds 034B-L, um registro a cada dois minutos. Para viabilizar o estudo de fluxos de CO₂ e vapor d'água foi utilizado um analisador de gás de caminho aberto, LI-COR, modelo LI7500, também a uma frequência de 10 Hz, posicionado a 1,5 metros do solo.

Para análise da variabilidade horizontal de temperatura na camada noturna na rede de Pedras Altas, foram utilizados dados de temperaturas e velocidade da componente horizontal do vento de todas as torres presentes no experimento. Porém, para análises de velocidade da componente vertical e fluxos, apenas as estações número 6 e número 1 foram utilizadas, porque somente essas duas torres possuíam os sensores de resposta rápida (10 Hz), necessários ao estudo. A estação 6 foi posicionada na região mais alta da coxilha e a estação 1 na parte inferior do terreno, parte de maior depressão, como pode ser visto no mapa topográfico (Figura 2.2).

Figura 2.1 – Sítio Experimental de Pedra Altas



Figura 2.2 – Mapa Topográfico do Sítio de Pedras Altas



2.2.2. Descrição e Dados do Sítio Santa Maria

O sítio experimental da cidade de Santa Maria, localizado na Universidade Federal de Santa Maria foi montado em um local chamado Área Nova ($29^{\circ}43'36,39''S$, $53^{\circ}45'29,22''O$). Este sítio apresentou características um pouco diferentes do sítio de Pedras Altas, está a uma altitude 300 metros mais baixa que a altitude de Pedras Altas e também as estações estavam à poucos metros umas das outras. O sítio abrigava quatro estações micrometeorológicas, instaladas a uma distância de aproximadamente 100 metros entre elas (Figura 2.3 e 2.4 dentro do quadro azul). O local apresenta diferenças na topografia de estação para estação, porém mais sutis do que em Pedras Altas, como por exemplo, a estação 1 que estava posicionada a quase dez metros mais alta em relação as outras três (Figura 2.4). Nota-se ainda que a Sudeste da estação 4 existe uma elevação considerável na topografia, deixando a estação 4 em uma depressão do terreno. Essa elevação a Sudeste influencia diretamente no escoamento do vento, pois essa é a direção predominante do vento no sítio. Embora as estações 2 e 3 também estejam na parte mais baixa do terreno, apresentam-se mais livres em a relação a 4.

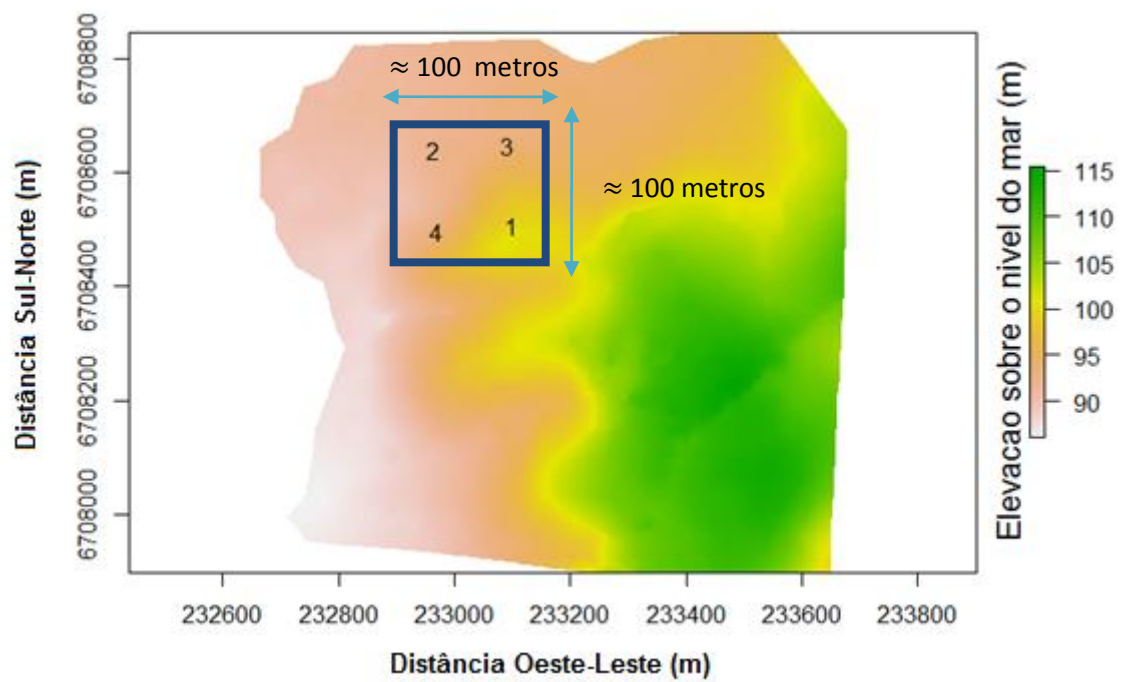
As quatro estações micrometeorológicas dispunham de um anemômetro 3D de resposta rápida, CSAT3, cada uma, instalado a 1,5 metros do solo com uma frequência de amostragem de 10 Hz.

Os dias utilizados para o estudo iniciaram em 18/03/2015 encerrando em 19/06/2015, totalizando 94 noites de amostragem, porém somente 67 noites foram consistentes para análise. O intervalo de observações utilizado para o estudo da variabilidade das quantidades médias em ambos os sítios foi das 16:00 HL (Hora Local) às 08:00 HL. Já para análises das quantidades turbulentas o intervalo utilizado foi das 18:00 HL às 07:00 HL do dia seguinte. Esse intervalo foi escolhido para estudar possíveis contribuições de movimentos não turbulentos na camada limite estável.

Figura 2.3 – Sítio experimental de Santa Maria



Figura 2.4– Mapa Topográfico do Sítio do experimental de Santa Maria-2015



2.3. MÉTODOS

Para o cálculo das quantidades médias os dados foram separados conforme a qualidade e consistência em ambos os sítios. A análise da variabilidade horizontal de temperatura foi feita após separar, noites bem calmas de turbulentas. As noites bem calmas (com velocidade de vento médio em torno 1 ms^{-1} em ambos os sítios) foram as noites do dia 01/08/2013 para Pedras Altas e 09/04/2015 para Santa Maria. As noites turbulentas (velocidade de vento médio superior a 2 ms^{-1} em ambos os sítios) foram as noites do dia 04/08/2013 para Pedras Altas e 28/04/2015.

Para relacionar a velocidade do vento médio com a velocidade máxima registrada na rede um valor máximo absoluto observado em cada tempo foi encontrado, tratado aqui como V_{max} . A partir desse valor máximo foi possível julgar se o vento médio estava diminuindo nas demais estações da rede. Um cálculo semelhante ao que foi proposto por Fujita e Wakimoto (1982) e também utilizando em Acevedo e Fitzjarrald (2001) e Acevedo e Fitzjarrald (2003) foi reproduzido para mostrar o quanto uma obstrução pode filtrar a velocidade do vento. A partir dessa ideia, foi criado de modo simples um fator de redução do vento que tornou capaz a análise (A ideia do método do cálculo do fator de redução do vento, será melhor detalhado no capítulo 3, onde é novamente utilizado e chamado de Fator de Obstrução). Primeiro foi encontrado o valor máximo de velocidade registrada na rede, V_{max} , e então os valores do vento médio foram divididos por esse valor. Quanto mais próximo de um, mais desobstruída está a estação, e quanto mais próximo de zero mais obstruída encontra-se.

Para as quantidades turbulentas foram utilizados dados de velocidade do vento médio; os desvios padrões nas componentes horizontais u e v , e componente vertical, w , ($\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$), fluxos de calor sensível, latente e CO_2 .

A ECT foi quantificada através da *VAR* (do inglês, *Velocity Aspect Rate*), razão de aspecto da velocidade (VICKERS; MAHRT, 2006; VICKERS; THOMAS, 2013) é definida como:

$$VAR = 2^{1/2} \sigma_w (\sigma_u^2 + \sigma_v^2)^{-1/2} \quad (2.1)$$

Essa grandeza verifica a isotropia da turbulência. Quanto mais próximo de um o seu valor estiver maior é a contribuição da velocidade vertical na ECT. Quanto mais próximo de zero menor a contribuição vertical e a turbulência é predominantemente horizontal.

Uma maneira de comparar a ECT com a velocidade do vento médio local em cada sítio foi utilizando a ECT na forma V_{ECT} , (escala de velocidade turbulenta),

$$V_{ECT} \equiv [0.5(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)]^{1/2} \quad (2.2)$$

Os espectros e coespectros foram gerados através do método Decomposição em Mutirresolução (MALLAT, 1989; HOWELL; MAHRT, 1997; ACEVEDO et al., 2009) no qual decompõe a série temporal em suas escala. A escala de tempo do pico espectral define que escala temporal a maior parte das flutuações mais intensas ocorrem.

Para esse trabalho, uma série de temporal de 2^{16} pontos foi utilizada e corresponde a uma janela temporal de 109 minutos ao longo do tempo. Para a série das 18:00 HL as 07:00 HL utilizada (totalizando 13 horas de dados por noite), a DM gera aproximadamente 7 decomposições ao longo de cada noite totalizando 469 decomposições em toda a análise.

2.4. QUANTIDADES MÉDIAS

A variabilidade espacial da temperatura do ar perto da superfície é em grande parte dependente da velocidade do vento médio. Em Pedras Altas, na noite 01/08/2013, quando a velocidade do vento médio em toda rede ficou em torno de 1 ms^{-1} na maior parte do tempo, grandes diferenças de temperatura de até $12 \text{ }^\circ\text{C}$ foram observadas (Figura 2.5a). Nessa noite específica, os maiores valores de temperatura foram observados na estação 6, localizada a uma altitude de 389 m, enquanto a estação 1 (352 m) foi a mais fria. A distância horizontal entre estas duas estações é inferior a 500 m. Curiosamente, a estação A sempre foi consistentemente mais quente do que a estação 1, apesar delas estarem distantes horizontalmente apenas 290 m e na mesma altitude. A diferença mais relevante entre estes dois

locais diz respeito a obstrução, a estação 1 está rodeada por árvores e arbustos, e são geralmente ausentes na estação A. Este resultado indica que, embora uma grande fração da variabilidade da temperatura em noites calmas é explicada pela topografia, outros fatores que caracterizam a fina-escala pela textura da superfície podem reduzir ainda mais a mistura local, tal como a presença de obstáculos, que também desempenha um papel importante, constatação semelhante é encontrada em Acevedo e Fitzjarrald (2003).

Na rede de Santa Maria, um resultado semelhante é observado, embora relativamente menor, associado com a variação da diminuição das características de superfície entre as estações e maior proximidade entre elas. No entanto, em uma noite, quando a velocidade do vento é consistentemente inferior a 1 ms^{-1} , as diferenças de temperatura se apresentam bem maiores, em torno de $3 \text{ }^\circ\text{C}$. Isso se observa entre as estações horizontalmente separadas, aproximadamente 100 m (Fig. 2.5b). Em contraste, as noites são bem misturadas, quando a velocidade do vento médio sobre as duas redes é superior a 2 ms^{-1} , a variabilidade horizontal da temperatura é praticamente destruída em ambas as redes (Figura. 2.6), de modo semelhante relatado por Acevedo et al., (2001) para uma rede maior. Em tais situações, um único valor de temperatura pode ser utilizado para representar uma área relativamente maior.

O controle exercido pela velocidade do vento sobre a variabilidade da temperatura em ambos os locais está resumido na Figura 2.7. Nessa Figura, a velocidade do vento usada para caracterizar a rede é a máxima absoluta observada em cada tempo (V_{max}). Em Pedras Altas (Figura 2.7), quando V_{max} é superior a 4 ms^{-1} , todas as temperaturas estão, em média dentro de $1 \text{ }^\circ\text{C}$. Para velocidades de vento menores, por outro lado, as estações distintas começam a apresentar temperaturas que divergem dos observados nos locais mais quentes. Para $V_{max} < 5 \text{ ms}^{-1}$, as temperaturas nas 3 estações mais baixas (1, 9 e A) tornam-se visivelmente mais frias do que nas outras estações, sugerindo que o ar frio nesses lugares fique acumulados nas regiões mais baixas do terreno. As temperaturas destas três estações variam entre si quando $V_{max} < 4 \text{ ms}^{-1}$, como por exemplo, a estação 1, mais obstruída que as outras torna-se a mais fria da rede, seguida da estação A, e estação 9 que também se encontram em uma depressão do terreno.

As estações 2 e 5, localizadas em altitudes intermediárias, e não na parte inferior absoluta de uma dada característica topográfica, só se tornam mais frias em

média em relação as estações mais elevadas quando $V_{max} < 3 \text{ ms}^{-1}$, o que permite dizer que esta é uma condição para o acúmulo de ar frio nesse sítio. As demais estações que se encontram nas coxilhas do terreno são sempre em média $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ abaixo da estação 6 que é a mais alta da rede. Dessa forma é possível notar que a temperatura média na rede depende da altura, as estações mais altas apresentam maior temperatura. De modo similar acontece no sítio de Santa Maria, porém com uma variabilidade na temperatura menor entre as estações (Figura 2.7b). No caso da estação 4, por exemplo, que é a mais obstruída, é mais fria que as outras para todos os valores de V_{max} .

O restante das estações tem a temperatura média dentro de $0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ em relação às outras para $V_{max} > 2 \text{ ms}^{-1}$, enquanto que para V_{max} mais fraca a variabilidade na temperatura se configura, apesar da proximidade entre as estações.

Figura 2.5 – Variabilidade Horizontal da Temperatura em um dia com pouca turbulência. (a) Sítio de Pedras Altas. (b) Sítio de Santa Maria

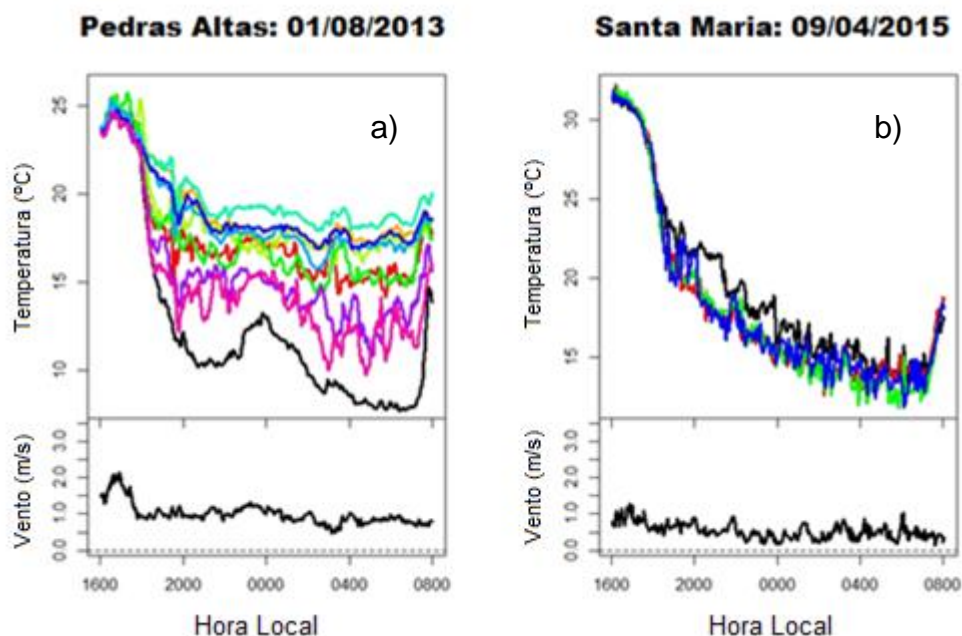
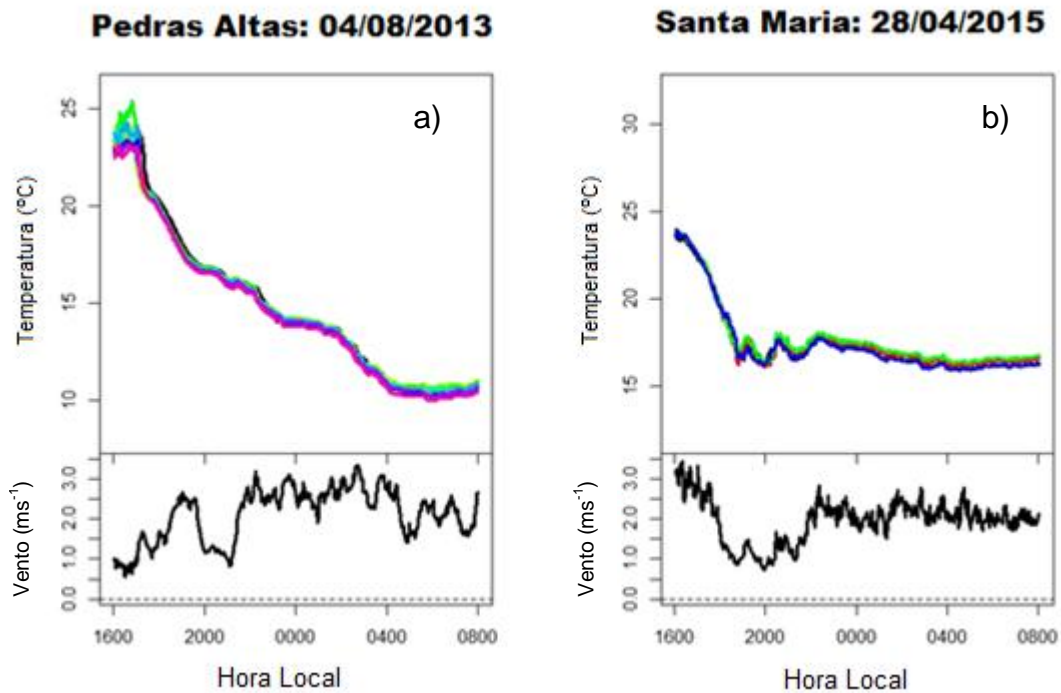


Figura 2.6 – Variabilidade horizontal da Temperatura em um dia com velocidade considerável do vento. (a) Sítio Pedras Altas. (b) Sítio Santa Maria.



A variabilidade do vento médio em relação a V_{max} é dada na Figura 2.8. Ambos os sítios, Pedras Altas (Figuras 2.8a) e Santa Maria (Figura 2.8b) mostram que a velocidade V_{max} se aproxima da velocidade do vento médio nas estações mais altas. Para outras regiões a velocidade do vento médio decresce de maneira constante com a altitude, como por exemplo, a estação 4 (281m). A estação 4 porventura estava bem próxima a uma densa plantação de árvores de médio porte, o que poderia estar filtrando a velocidade do vento nesse local. Contudo na maioria das estações o vento médio aumenta monotonamente com a V_{max} . Isso possibilita encontrar um fator de redução através do qual o vento médio geralmente diminui em relação a V_{max} em cada estação. Exemplos desse fator, aparece na estação 8, um fator de 0,72, localizada a 13 m abaixo da estação mais alta; 0,57 na estação 5 (23 m abaixo da estação mais alta) e 0,37 na estação 9 (27 m abaixo mais alta estação). Nas duas estações mais baixas, que estão ambas a 37 m abaixo da mais elevada, a redução da velocidade do vento em relação a V_{max} é de 0,35 na estação A e na estação 1, 0,17. Esta distinção, mais uma vez ressalta o papel de obstruções em reduzir ainda mais o vento a médio. A estação 1 apresenta um fator de redução menos da metade do que é observado na estação 9, situada à mesma altitude. Além

disso, para $V_{max} < 4 \text{ ms}^{-1}$, a velocidade do vento médio na estação 1 é apenas fracamente dependente de V_{max} , o que sugere nesta situação, a estação um estar desacoplada da rede, de forma diferente do que o que acontece na estação 9.

A Figura 2.8 indica também outras variações específicas da velocidade do vento médio entre as estações. A mais alta das estações (Figura 2.8a), a estação 6, apenas tem a maior velocidade do vento médio de todas as estações para uma $V_{max} > 5,5 \text{ ms}^{-1}$. Este fato é explicado principalmente pela direção do vento e a localização relativa das coxilhas em que as diferentes estações estão localizadas. A estação 3 está localizada a barlavento da estação 6 para ventos do setor leste, que tendem a ser mais fracos pela presença considerável de árvores nesse setor. O mesmo não acontece em 4 para o sítio de Santa Maria (Figura 2.8b), que está mais baixa em relação a 3, o que explica a maior velocidade do vento da rede acontecer na estação 3, quando $V_{max} < 5,5 \text{ ms}^{-1}$.

Figura 2.7 – Variabilidade da Temperatura com relação a velocidade do vento médio.

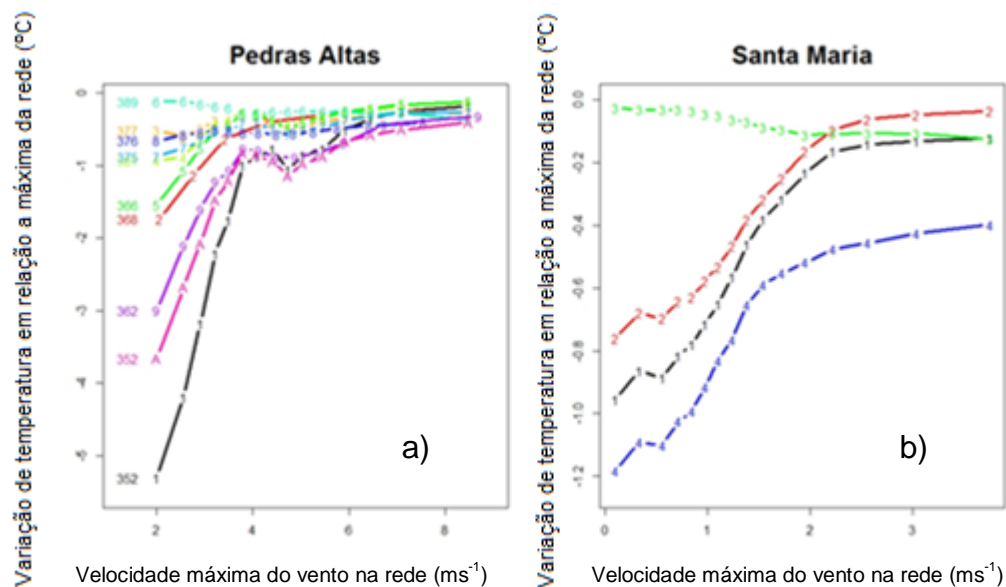
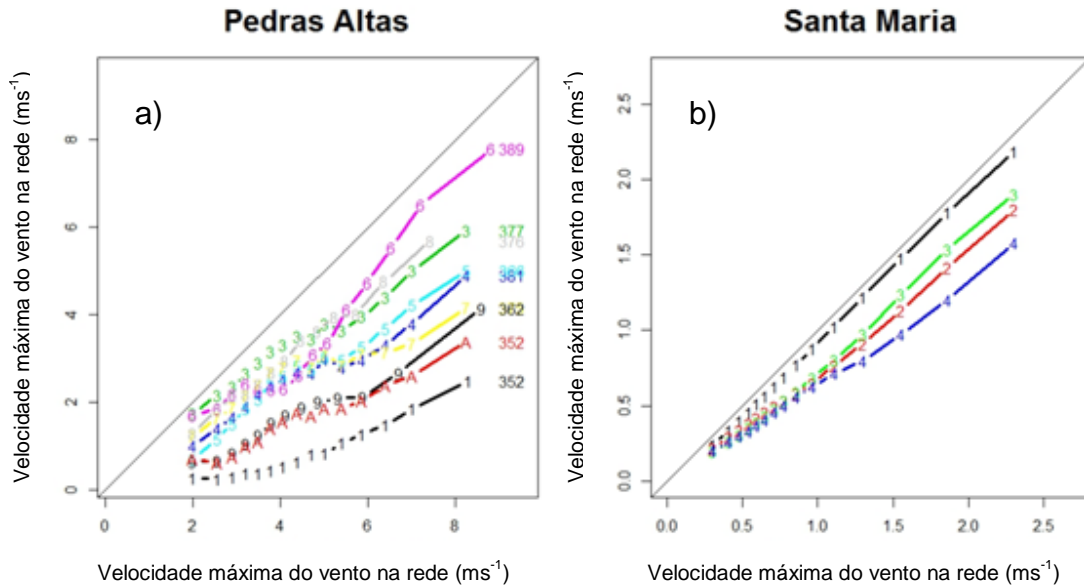


Figura 2.8 – Relação entre a velocidade do vento médio e a V_{max} .



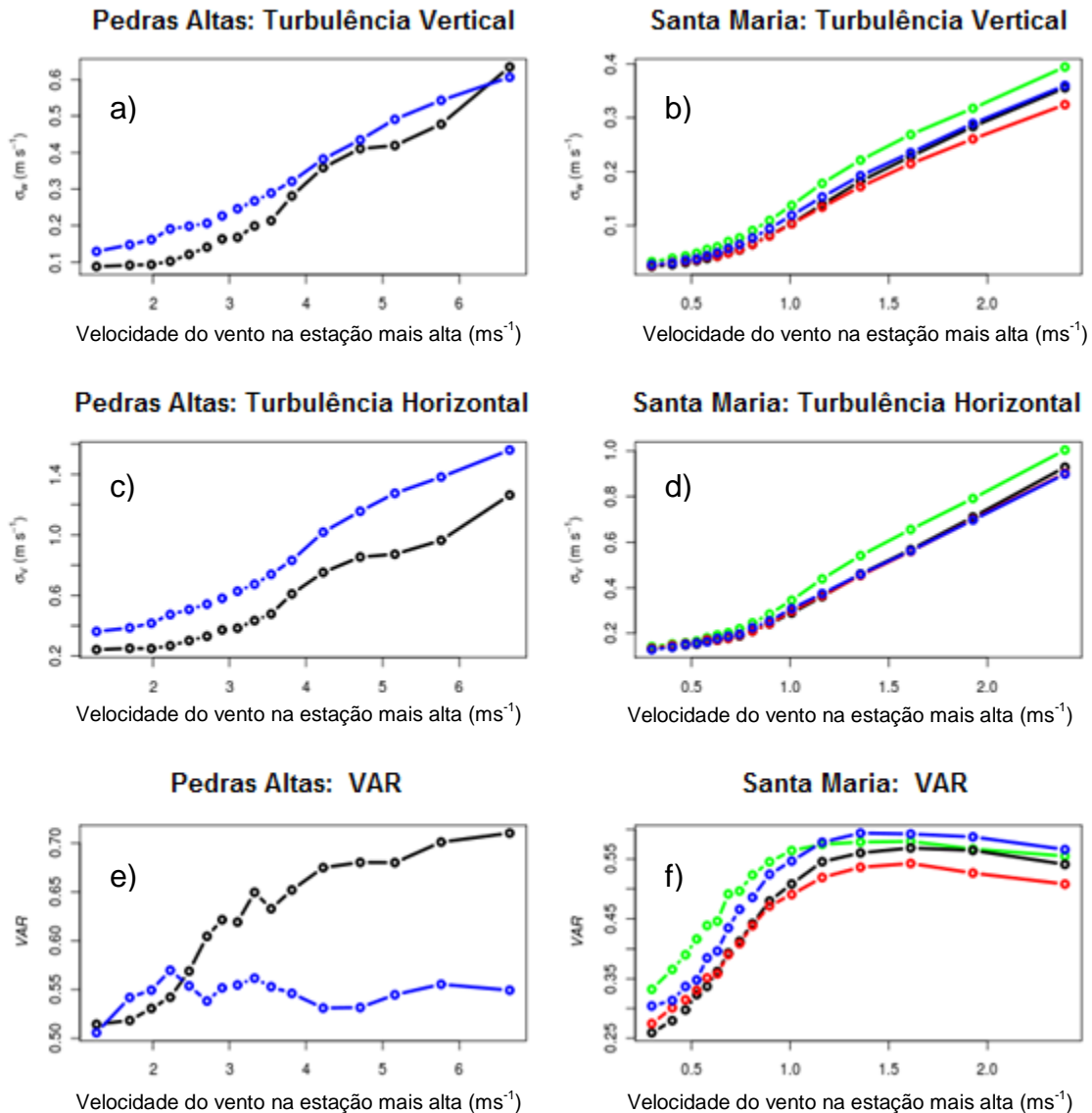
2.5. QUANTIDADES TURBULENTAS

2.5.1. Variâncias e Fluxos

Em ambos os locais, as variâncias das componentes horizontais e vertical de vento se relacionam entre si de forma diferente entre os locais mais elevados e mais baixos. Em Pedras Altas, onde apenas dois locais de observações de turbulência estavam disponíveis, σ_W é mais distinto entre os dois locais quando o vento é fraco no local mais elevado (Figura 2.9 a,c,e - estação mais alta, linha azul e estação mais baixa, linha preta). Em tais situações, a componente vertical das flutuações turbulentas são maiores na estação mais alta do que na baixa, mas quando $V_{max} > 4 \text{ ms}^{-1}$ esta distinção é reduzida ou desaparece. Por outro lado, as flutuações horizontais mostram o comportamento oposto (Figura 2.9c). Embora σ_V é sempre maior no local superior, a distinção entre os dois locais aumenta quando $V_{max} > 4 \text{ ms}^{-1}$, ao invés de diminuir, como acontece em σ_W . Não há distinção clara no comportamento entre as componentes de turbulência vertical e horizontal para a rede de Santa Maria (Figura 2.9b e 2.9d), onde em ambos os casos a variabilidade é ausente para ventos muito fracos na parte mais alta do terreno. Apesar das

diferenças os resultados de Pedras Altas e Santa Maria não são necessariamente contraditórios entre si, tendo em vista diferentes variações de V_{max} observadas nos dois locais. As contribuições relativas às flutuações turbulentas verticais e horizontais para a ECT é quantificada pela razão de aspecto da velocidade (VAR), definida na equação (2.1). Em Pedras Altas, na estação mais alta do sítio, VAR é quase independente da velocidade do vento, em torno de 0,55. Na estação mais baixa, por outro lado, o papel relativo das flutuações verticais do vento para a ECT total aumenta com a velocidade do vento (Figura 2.9e, linha preta), tendo um aumento de 0,55 para ventos fracos e 0,70 em condições de vento mais forte. É possível que tal comportamento seja causado por obstáculos, que existem na região mais baixa, os quais reduzem as flutuações turbulentas horizontais mais do que as verticais. Em Santa Maria, um aumento da VAR com o aumento da velocidade do vento é observado em todas as estações (Figura 2.9f). No limite de vento mais forte, a VAR tende a valores entre 0,50 e 0,55, semelhantes ao observado na estação mais alta em Pedras Altas. Embora as diferenças sejam muito sutis, a estação 4 que é a mais obstruída (Figura 2.9f, linha azul) apresenta a maior VAR , sustentando a hipótese de que os obstáculos aumentam essa quantidade. Todas as quatro estações estão sob influência de uma elevação no terreno, a leste de suas posições. Além disso, o vento predominante na rede é de Leste, acredita-se então que essa elevação está fazendo diminuir as flutuações horizontais e isso acaba afetando as contribuições de energia associada as componentes horizontais de ECT.

Figura 2.9 – Variâncias Verticais e Horizontais e a ECT na forma VAR. (Para Pedras Altas, linha azul-estação mais alta, linha preta-estação mais baixa. Para Santa Maria, linha preta-estação 1, linha vermelha-estação 2, linha verde-estação 3, linha azul-estação 4.



Quando a ECT (mostrada aqui como escala da velocidade turbulenta, V_{ECT} definida anteriormente na equação (2.2)) é comparada com a velocidade média do vento em cada sítio, o comportamento de dois regimes encontrados por Sun et al., (2012) é confirmado em todos os locais (Figura 2.10). No regime de ventos fracos, a V_{ECT} aumenta apenas ligeiramente com a velocidade do vento. Tal aumento se torna muito mais sensível quando um limite de velocidade do vento é excedido. Estudos anteriores demonstraram que, em um único sítio, o limite de velocidade do vento que separa os dois regimes é dependente da altura (MAHRT et al., 2013; SUN et al.,

2012; VAN DE WIEL; MOENE; JONKER, 2012). Os resultados deste estudo mostram como o limiar varia espacialmente sobre uma região. Em Pedras Altas, por exemplo, a relação entre V_{ECT} e velocidade do vento médio é muito diferente entre os dois locais, estação mais e mais baixa, mas ambos apresentam o padrão de dois regimes. Na, região mais baixa altamente obstruída, a transição acontece com velocidades do vento médio muito fracas, perto de $0,3 \text{ ms}^{-1}$ (Figura 2.10a com zoom no canto superior esquerdo), enquanto que para o local mais alto a transição acontece com ventos próximos de 3 ms^{-1} . Para locais mais planos e altura acima do solo semelhante a utilizada no presente estudo em torno de 1,5 m, Sun et al. (2012) encontraram um limiar de transição de $1,5 \text{ ms}^{-1}$, enquanto Acevedo et al. (2016) verificou $2,04 \text{ ms}^{-1}$, para uma altura de 2 m. Por conseguinte, o presente conjunto de dados indica que a transição acontece com ventos mais fracos, para locais mais obstruídos. Por outro lado, no alto das coxilhas, o limite de velocidade do vento acontece com velocidades maiores do que em locais mais planos, isso acontece em razão do aumento da velocidade do vento com altura.

A ação de obstruções na redução do limiar de velocidade do vento para a transição de um regime para outro é também confirmada no sítio de Santa Maria, onde a estação 4 (Figura 2.10, linha azul) que apresenta-se mais obstruída é a única a apresentar um limite distinto de velocidades do vento (Figura 2.10). Essa redução no limiar de transição de regime no sítio de Santa Maria pode ser em virtude da diminuição do vento médio com a rugosidade da superfície (MAHRT et al., 2013). As quatro estações de Santa Maria estavam a oeste de uma elevação do terreno, esse fator pode estar determinando uma diminuição na velocidade do vento, sabido que, a direção predominante do vento na rede de Santa Maria é de Leste. Outro

Os fluxos de escalares são geralmente maiores nos locais mais elevados do que nas depressões do terreno (Figura 2.11), em consequência das condições mais turbulentas no alto das coxilhas. Isto é observado para ambos os locais, independentemente do escalar considerado, e apesar do fato de que diferentes fluxos escalares variam ligeiramente com a velocidade do vento.

Figura 2.10– Relação entre escala de velocidade turbulenta (V_{ECT}) e velocidade do vento médio local para os sítios de Pedras Altas (estação mais alta-nº 6, linha azul, e mais baixa-nº 1, linha preta) e Santa Maria (estação 1 linha preta, estação 2 linha vermelha, estação 3 linha verde, estação 4 linha azul)

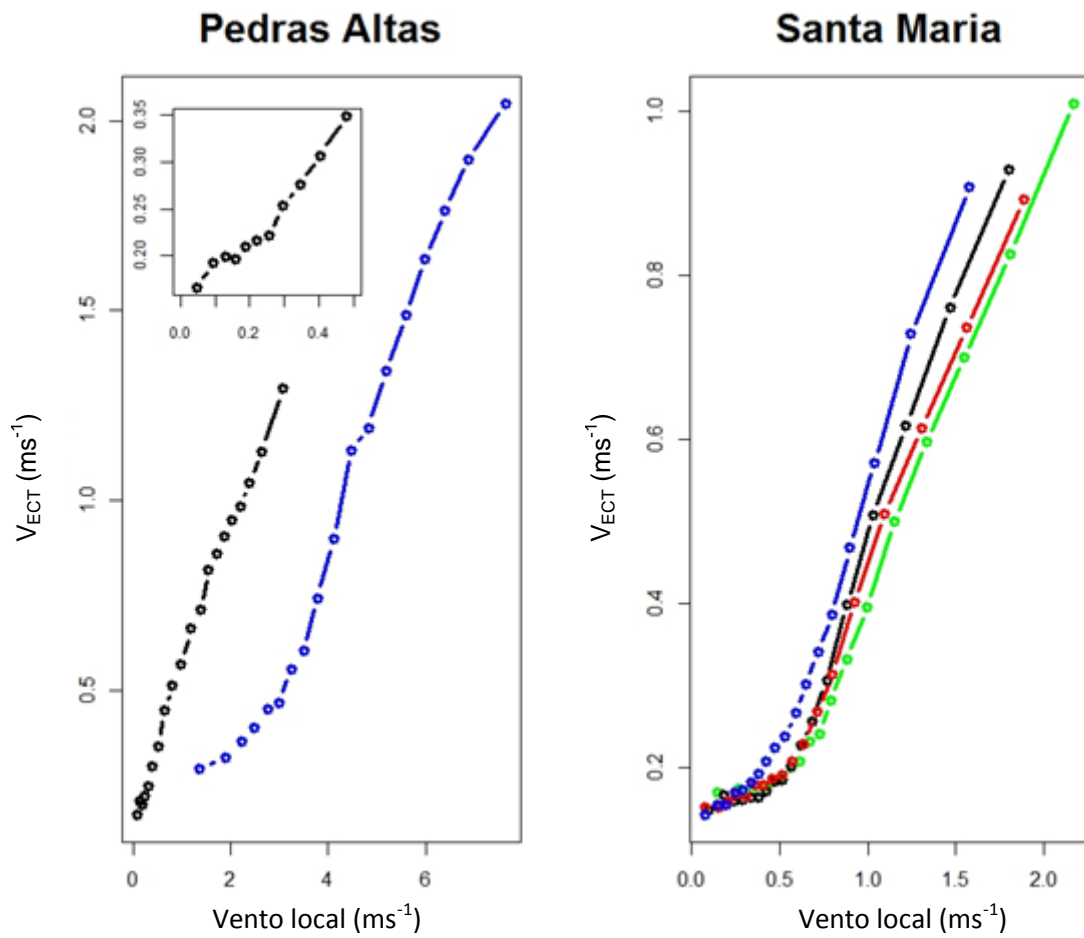
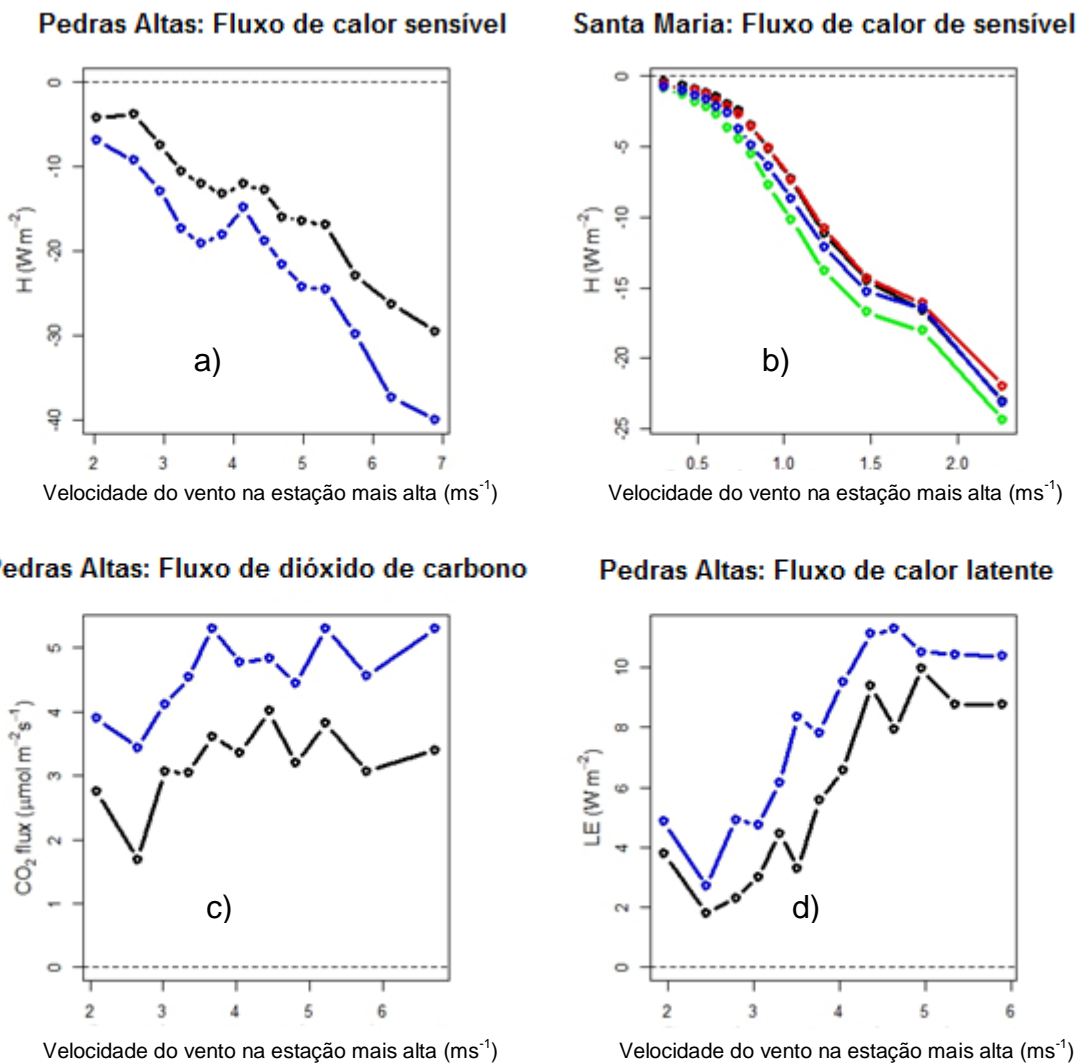


Figura 2.11 – Fluxos de escalares. a) e b) Calor Sensível para Pedras Altas e Santa Maria respectivamente, c) Fluxo de Dióxido de Carbono, d) Fluxo de Calor Latente para Pedras Altas



2.5.2. Espectro e Coespectro para o Sítio de Pedras Altas

O pico espectral médio das flutuações da velocidade horizontal ocorre em escalas de tempo semelhantes entre si nos locais mais baixos e mais elevados, entre 20 e 50 s (Figura 2.12a). Em contraste, o pico espectral médio das flutuações de velocidade vertical (Figura 2.12b) em escalas de tempo que são sempre superiores às observadas para a componente horizontal diferem muito mais entre os locais mais baixos e mais altos. Na estação mais baixa o pico de S_w médio encontra-

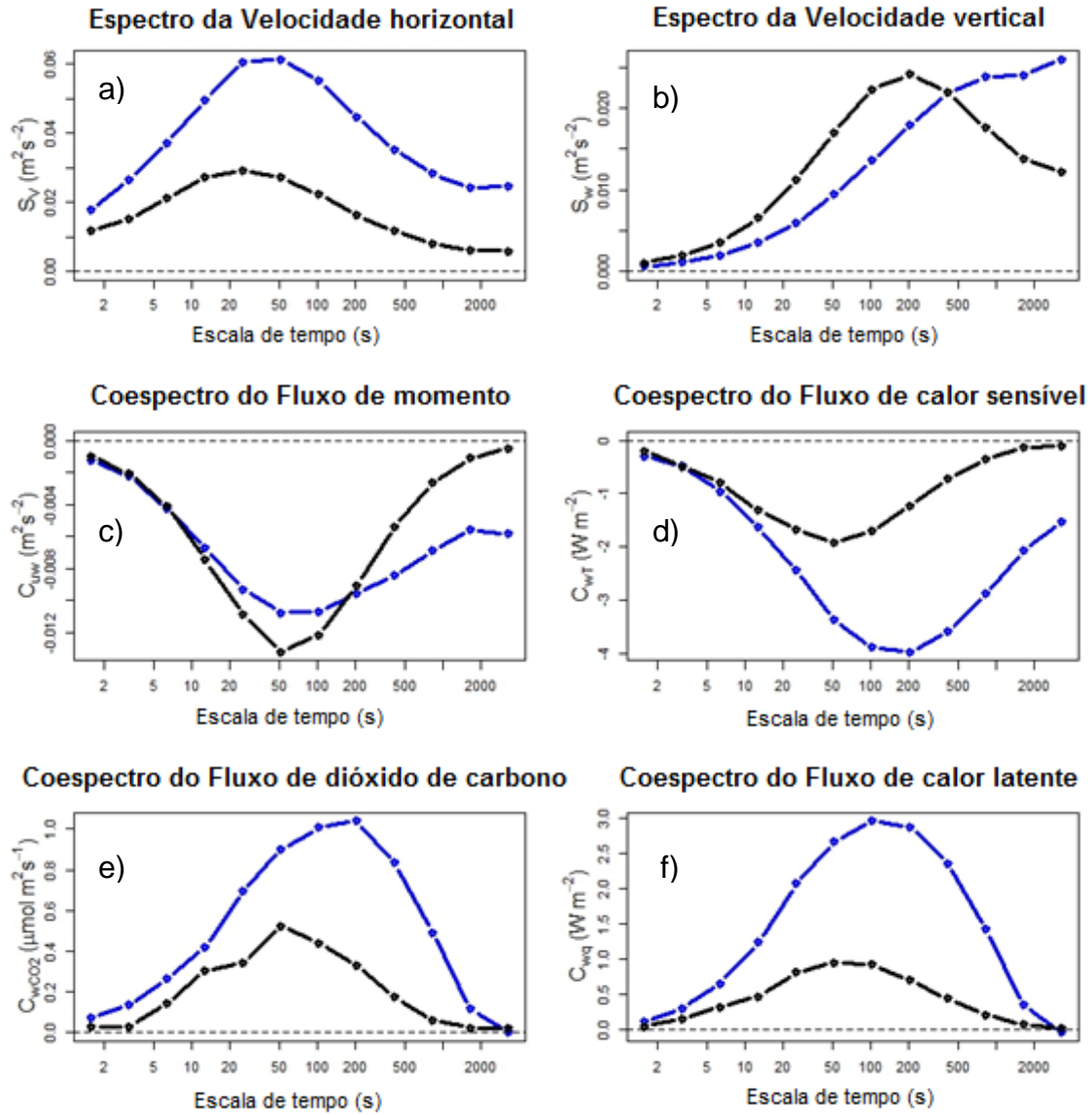
se em torno de 200 s, enquanto que na mais alta há indicação de um pico associado às flutuações turbulentas na escala de tempo entre 500 e 1000 s.

Entretanto a característica mais notável do S_w médio para o local mais alto é o fato que ele apresenta energia significativa no limite máximo da escala de tempo que está sendo analisado. Isto está provavelmente associado com a baixa frequência, ou seja, de movimentos não turbulentos. É notável que tais movimentos afetam mais o espectro da velocidade vertical do que o horizontal. É o oposto do que comumente é observado em lugares planos (ACEVEDO et al., 2014). Entretanto está de acordo com observações anteriores feitas em locais de topo.

O coespectro médio dos fluxos escalares tem diferentes escalas de tempo do pico coespectral nos locais mais baixos e mais altos (Figuras 2.12d-f). Os picos dos coespectros de calor sensível, CO_2 e calor latente estão todos entre 10 e 200 s no local mais alto e em torno de 50 s no local mais baixo. Isto segue o que acontece com o espectro da velocidade vertical. Por outro lado, estes coespectros não seguem os espectros de velocidade vertical nos limites de escalas de tempos maiores para o local mais alto. O máximo observado em S_w médio para escalas de tempo muito maiores não acontece com os fluxos escalares. De fato, os coespectros médios dos fluxos de CO_2 e calor latente tendem a zero nessas escalas de tempo maiores.

Este resultado reforça a ideia que o máximo observado em S_w está associado a movimentos não turbulentos. Estes movimentos ou não estão correlacionados com flutuações dos escalares para escalas similares ou, mais provavelmente, são produzidos por fluxos de baixa frequência de sinal variável, sendo mascarado quando um grande número de casos é considerado. Os coespectros do fluxo de momento comportam-se diferentemente dos coespectros dos fluxos escalares. Em média, o pico dos coespectros do fluxo de momento para as escalas de tempo entre 50 e 100 s, nos locais mais baixos e mais altos é o mesmo intervalo de escala de tempo observada no pico do espectro da velocidade horizontal, na Figura 2.12a e 2.12c. Além disso, há indicação que existe um aumento do fluxo de momento nas escalas de tempo maiores para os locais mais altos.

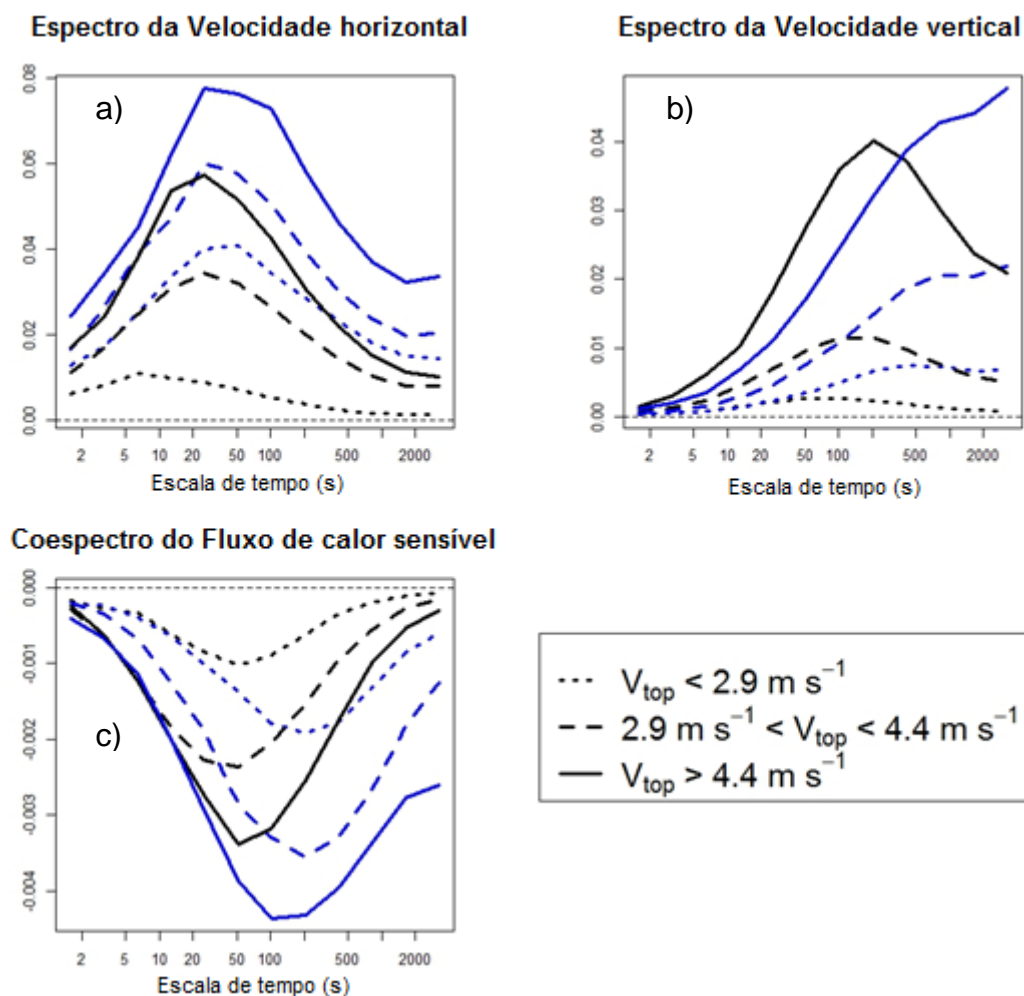
Figura 2.12 – Espectros das velocidades, a) Horizontal e b) Vertical. Coespectros das quantidades escalares: c) Fluxo de Momento, d) Fluxo de Calor Sensível, e) Fluxo de Dióxido de Carbono, f) Fluxo de Calor Latente.



Para avaliar o quanto os espectros e coespectros dependem de V_{max} , eles foram separados em três classes de V_{max} , cada uma com igual número de casos. De todos os espectros e coespectros considerados, a quantidade que apresenta uma dependência mais clara de V_{max} é o espectro das flutuações turbulentas verticais (Figura 2.13b). Isso mostra uma dependência do pico espectral com V_{max} que não é apresentada nem pelos espectros da velocidade horizontal (Figura 2.13a), nem pelos coespectros dos fluxos escalares (representados pelos coespectros do

fluxo de calor sensível na Figura 2.13c). Além disso, S_w também mostra uma variabilidade no máximo não turbulento do limite da maior escala de tempo. Enquanto na classe de V_{max} fraco para S_w é possível notar um pico turbulento nas escalas em torno de 500 s. Já para as outras duas classes este pico torna-se muito sutil, sendo que o máximo de energia acontece no limite mais alto da análise apresentada.

Figura 2.13 – Espectros classificados por classe de vento máximo para o sítio de Pedras Altas. a) Espectro da velocidade vertical. b) Espectro da velocidade vertical. c) Coespectro do fluxo de calor sensível.



2.6. CONCLUSÃO

O estudo conseguiu mostrar a variabilidade das quantidades médias e turbulentas, mesmo nas escalas menores, na camada limite noturna, de sítio para sítio, e ainda de estação para estação mesmo com uma considerável proximidade entre elas, como no caso da rede de Santa Maria. A variabilidade nas temperaturas médias de estação para estação está relacionada a velocidade do vento médio que é muito influenciado pela topografia. Dias calmos com pouca atividade turbulenta apresentaram uma maior variabilidade entres as estações. As estações mais altas e livre de obstáculos apresentaram valores maiores de temperatura, e as mais baixas o contrário. As estações mais baixas estavam na depressão do terreno que naturalmente acumulam ar frio durante a noite. Considerando que algumas estações estavam também sob a influência de obstáculos, como árvores. Tais obstáculos filtram razoavelmente a velocidade do vento evitando que a mistura turbulenta aconteça. Esses resultados foram encontrados em ambos os sítios, porém como em Santa Maria a altitude em relação ao nível do mar é menor se comparado a Pedras Altas, a velocidade do vento é inferior. As diferenças no relevo são mais suavizadas e as estações estão muito próximas, logo os valores encontrados são mais tênues.

Valores encontrados para *VAR* tanto para Pedras, Altas quanto para Santa Maria revelaram que a topografia contribui negativamente na *ECT* e positivamente para *VAR*, visto que as contribuições nas flutuações horizontais são prejudicadas pela heterogeneidade da superfície.

Outro resultado importante e que está de acordo com os encontrados por Sun et. al (2012) foi encontrar transições de regimes diferentes na velocidade do vento, entre as estações e entre sítio. Os resultados apontam que obstruções fazem cair o limiar de transição, e isso pode ser visto tanto para Pedras Altas quanto para Santa Maria, onde o limiar de transição começa bem antes, porque esse sítio a velocidade do vento médio é bem menor.

As obstruções também influenciam nos fluxos onde para todos eles a estação mais baixa apresentou menores valores.

REFERÊNCIAS

- 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**, v. 142, p. 693–702, 2016, jan. 2016.
- ACEVEDO, O. C.; et al. Intermittency and the Exchange of Scalars in the Nocturnal Surface Layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 1, p. 41–55, 29 maio 2006.
- ACEVEDO, O. C.; et al. The Influence of Submeso Processes on Stable Boundary Layer Similarity Relationships. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 207–225, jan. 2014.
- ACEVEDO, O. C., and FITZJARRALD, D. R. The Early Evening Surface Layer Transition: Temporal and Spatial Variability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p.2650–2667, 2001.
- ACEVEDO, O. C., and FITZJARRALD, D. R. In the core of the night - Effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, n. 1, p. 1–33, 2003.
- ACEVEDO, O. C.; L. MAHRT: Systematic vertical variation of mesoscale fluxes in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 135, 19–30, 2010.
- FUJITA, T. T.; WAKIMOTO, R. M.: Effects of Meso- and Mesoscale Obstructions on PAM Winds Obtained during Project NIMROD, **Journal Applied Meteorology**, v.21, p. 840–858, jun. 1982.
- HOWELL, J.; MAHRT, L. Multiresolution flux decomposition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, p. 117–137, 1997.
- MAHRT, L. et al. Non-stationary Generation of Weak Turbulence for Very Stable and Weak-Wind Conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 147, n. 2, p. 179–199, 2013.
- MAHRT, L. Characteristics of submeso winds in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 130, n. 1, p. 1–14, 2009.
- MAHRT, L.; MILLS, R. Horizontal diffusion by submeso motions in the stable

boundary layer. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 9, n. 4, p. 443–456, 2009.

MAHRT, L. Stratified Atmospheric Boundary Layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 3, p. 375–396, mar. 1999.

MAHRT, L.; SUN, J.; STAUFFER, D. Dependence of Turbulent Velocities on Wind Speed and Stratification. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 155, n. 1, p. 55–71, 2015.

MALLAT, S. A theory for multiresolution signal decomposition: the waveletrepresentation. **Pami**, v. 11, n. 7, p. 674–693, 1989.

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.

VAN DE WIEL, B. J. H.; MOENE, A. F.; JONKER, H. J. J. 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.

VICKERS, D.; MAHRT, L. A solution for flux contamination by mesoscale motions with very weak turbulence. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 118, n. 3, p. 43–447, 2006.

VICKERS, D.; THOMAS, C. K. Some aspects of the turbulence kinetic energy and fluxes above and beneath a tall open pine forest canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 181, p. 143–151, 2013.

3 ARTIGO 2 – EFEITO DE OBSTRUÇÕES NO ESCOAMENTO HORIZONTAL DE MOVIMENTO NÃO TURBULENTO NA CAMADA LIMITE NOTURNA

3.1. INTRODUÇÃO

A característica mais importante do escoamento do ar na camada limite planetária (CLP), que o distingue do que ocorre nas demais regiões da atmosfera, é seu caráter turbulento. Por esse motivo, a enorme maioria dos estudos micrometeorológicos foca na porção turbulenta do escoamento (PANOFSKY et al., 2008; STULL, 1988). Expressões de similaridade, que relacionam fluxos superficiais a gradientes de quantidades médias, e são a forma como os processos turbulentos são comumente parametrizados em modelos numéricos de escoamento atmosférico, representam apenas os efeitos de processos turbulentos (BUSINGER, 1981; GRACHEV et al., 2007)

Porém, nem todas as flutuações observadas das variáveis atmosféricas na CLP são turbulentas. Quando a turbulência é bem desenvolvida, seu caráter difusivo, tende a destruir rapidamente outros modos de variabilidade do escoamento, de forma que os processos turbulentos são dominantes. Porém, em casos de turbulência fraca ou intermitente, as escalas da turbulência se restringem a pequenos valores, tanto do ponto de vista espacial, como temporal (ACEVEDO et al., 2006; MAHRT, 2011; MAHRT; MILLS, 2009). Processos não turbulentos podem se tornar importantes nesses casos. Isso é particularmente possível na Camada Limite Estável (CLE), onde estudos recentes têm focado nos modos não turbulentos do escoamento. Tais modos possuem uma escala superior às típicas escalas turbulentas, mas são inferiores às escalas de tempo normalmente referidas como “mesoescala” e, por esse motivo, vêm sendo chamados de “submeso” (ACEVEDO et al., 2014; MAHRT, 2009, 2010; MAHRT; MILLS, 2009).

Uma das maiores dificuldades em estudar processos de submeso está na complexidade da coexistência de vórtices turbulentos e pequenos movimentos de mesoescala e sua interação, incluindo a geração ou supressão da turbulência por processos de mesoescala em condições estáveis. Os movimentos não turbulentos ocorrem simultaneamente aos de outras escalas (TEICHRIEB et al., 2013), e podem

dominar as flutuações do escoamento horizontal e os fluxos verticais (ACEVEDO et al., 2014).

Os forçantes físicos do escoamento de submeso são ainda mal compreendidos, mas se acredita que dependam significativamente de condições locais, como topografia, vegetação e presença de obstáculos (ACEVEDO et al., 2014; MAHRT, 2010; MAHRT; MILLS, 2009; VICKERS; MAHRT, 2007; VICKERS; THOMAS, 2013). Entre os aspectos de variabilidade superficial que influenciam o escoamento na CLE, possivelmente o menos estudado seja a presença de obstáculos. De maneira geral, os estudos existentes focam principalmente nos efeitos que as obstruções causam em diferentes quantidades associadas às medidas de vento. Wieringa (1973, 1976) quantificou a influência dos obstáculos com reduções observadas em rajadas de vento em determinado período. Fujita e Wakimoto (1982) observaram a influência da heterogeneidade da superfície e como diferentes tipos de obstáculos influenciam a redução da velocidade do vento em determinado local, introduzindo um fator de transmissão (FT) para quantificar o quanto uma dada observação de vento é afetada por obstáculos próximos. Beljaars (1982) analisou como obstruções ao escoamento afetam o perfil vertical da velocidade média do vento. Em anos recentes, alguns estudos relacionaram a proximidade a obstáculos com outras características do escoamento. Acevedo e Fitzjarrald (2003) e Medeiros e Fitzjarrald (2015) mostraram que as observações de temperatura, umidade e fluxos turbulentos são fortemente afetadas pela proximidade de obstáculos.

O objetivo deste capítulo é quantificar as reduções causadas por diferentes tipos de obstáculos com as diferentes escalas temporais do escoamento na CLP. A hipótese assumida é que obstáculos de diferente natureza e dimensões, como árvores, prédios e elementos de topografia afetam diferentes escalas do escoamento. Em particular, se analisa o quanto processos turbulentos e de submeso são afetados diferentemente.

O Experimento Área Nova UFSM-2016 (ExpAN-UFSM-16) localizado no campus universitário da cidade de Santa Maria (29°43'36,39"S, 53°45'29,22"O) possui uma rede de seis estações micrometeorológicas e foi desenvolvido para o estudo da interferência de obstáculos nas diferentes escalas do escoamento horizontal noturno. Este período é escolhido justamente por permitir a coexistência

entre escalas turbulentas e de submeso, de forma a possibilitar a análise desejada de forma mais explícita.

O presente trabalho não tem a pretensão de propor correções para o vento obstruído, mas apenas na caracterização dos diversos obstáculos. O estudo apenas aplica a ideia do cálculo do Fator de Transmissão em cada estação para investigar o quanto cada obstáculo, influencia a Energia Cinética Turbulenta e as escalas temporais em que essa influência ocorre.

3.2. METODOLOGIA

3.2.1. Observações

O experimento ExpAN-UFSM-16 foi planejado e montado com intuito de investigar a influência de diferentes obstruções ao escoamento horizontal. A maior distância de separação entre as estações no ExpAN-UFSM-16 foi em torno de 150 metros, e a menor em torno de 20 metros. A rede de estações foi disposta em local propício a diversos tipos interferências. Isso pode ser observado na Figura 3.1, onde aparece à disposição de estações próximas a árvores de espécies distintas com alturas e espessamentos diferentes. Diferenças na topografia também foram observadas (Figura 3.2), como por exemplo, a elevação em torno de 15 metros a leste da posição das torres. Houve também um cuidado quanto ao arranjo das torres no que diz respeito à proximidade e afastamento do obstáculo.

Algumas estações foram instaladas a leste e a oeste de alguns obstáculos e a sul e a norte de outros, o que permitiu verificar razoáveis diferenças na velocidade do vento e para quais setores cada estação apresenta maior interferência.

Um primeiro passo foi observar que em cada estação a intensidade das rajadas do vento e a frequência com que ocorrem em determinada direção variam conforme a posição do obstáculo. A direção predominante do vento na rede é de Sudeste, porém a Rosa dos Ventos (Figura 3.3) sugere diferenças significativas quanto à direção, como nas estações MO500 e MO530 onde há uma diminuição na intensidade do vento desta direção, em relação às outras estações. É interessante perceber que na estação MO500 o obstáculo filtra praticamente todo o vento da direção predominante. Na estação MO560, que também é afetada pela obstrução

provocada pela topografia Leste de sua posição, os maiores valores velocidades do vento são reduzidos consistentemente. As estações MO540, MO510 e MO550, desobstruídas em relação à vegetação na direção do vento predominante (Figura 2.1), apresentam maiores intensidades de vento do setor Leste (Figura 3.3).

Figura 3.1 – Distribuição das seis estações MOs durante o experimento ExAN-UFSM-16



Fonte: Google Earth

Figura 3.2 – Mapa Topográfico do Terreno com a disposição das estações durante o ExAN_UFSM-16

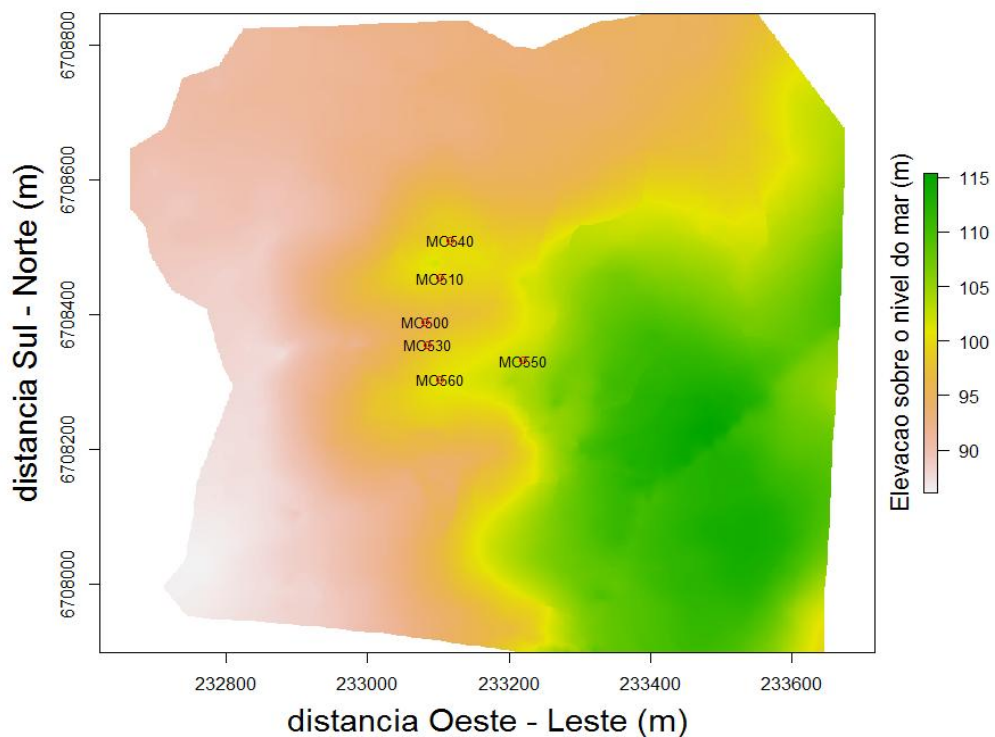
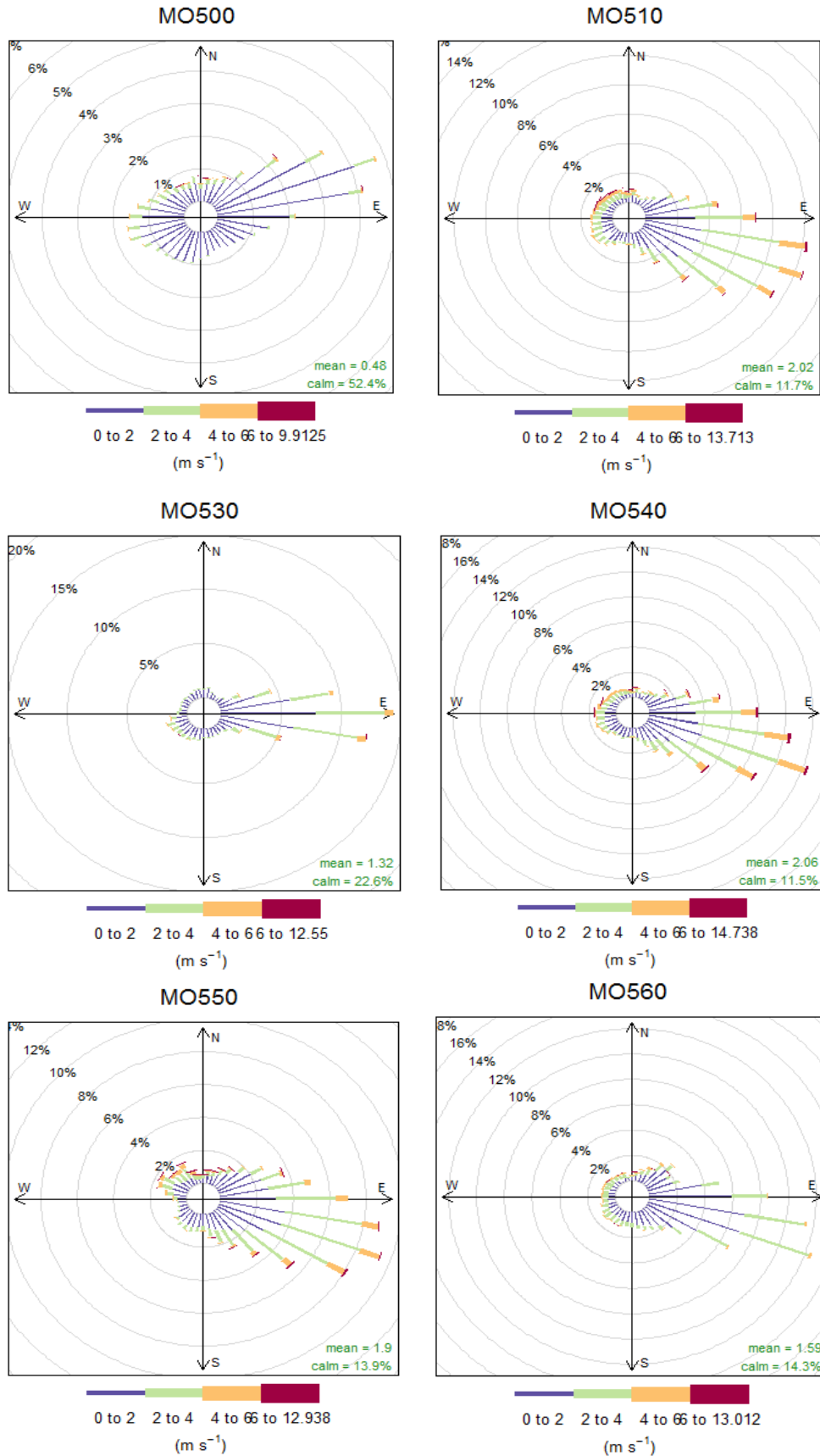


Figura 3.3 – Rosa dos ventos com a frequência da direção e velocidade do vento na rede.



A quantificação das obstruções nas diferentes direções do vento será um importante passo neste trabalho. Devido a grande variabilidade local dos movimentos de submeso, e o fato destes serem influenciados por características da superfície como terreno e vegetação (Monti et al., 2002; Vickers e Mahrt, 2007) será importante determinar um Fator de Transmissão (Fujita e Wakimoto, 1982). O Fator de Transmissão permitirá determinar que escalas de tempo são mais influenciadas pelos diferentes obstáculos e pela topografia.

3.2.2. Dados e Análises

A rede é composta por seis estações com anemômetros de copo, um Met One 034B (MO560), dois RM Young Wind Sentry 03002 (MO510, MO550) e três RM Young Wind Sentry 03001-L (MO500, MO530 e MO540), instalados a três metros do solo. Foram utilizados quatro meses de dados, de Janeiro a Abril de 2016 com frequência de armazenamento de um minuto em toda a rede. Desses quatro meses de dados observados foram utilizados apenas 105 dias, devido a problemas e falta dos mesmos. A série temporal utilizada foi de 2⁹ pontos que corresponde a 512 minutos, das 16:00 HL da tarde as 08:00 HL da manhã seguinte. Após a observação da variação da direção e velocidade do vento, os dados foram separados por setores do vento.

Para análise da escala temporal uma ferramenta estatística avançada foi utilizada, que decompõe a série em escalas temporais através de uma Decomposição em Multiresolução (DM). Tal técnica é indicada para estudos de séries temporais quando se quer quantificar um evento e a frequência da sua ocorrência em uma determinada escala. Por esse motivo segundo Howell e Mahrt (1997), a DM é uma alternativa à transformada de Fourier, apresentando vantagens em relação a ela. A principal vantagem é que, enquanto um valor da transformada de Fourier representa repetição cíclica do sinal naquela escala de tempo, esse valor na DM indica ocorrência de um evento com duração correspondente àquela escala temporal. Desta forma, a DM é mais apropriada para a análise de processos caracterizados por eventos não periódicos. No caso desse experimento onde

apresenta uma série temporal de 2^9 pontos com 16 horas de dados observados, a DM fez uma decomposição por noite, gerando 105 decomposições totais.

O espectro e o coespectro gerados pela multirresolução são interpretados em termos de médias móveis não ponderadas no método da transformada de Haar (HOWELL; MAHRT, 1997) através de ondeletas, melhor descritas por Mallat (1989) e em termos de médias móveis não ponderadas (VICKERS; MAHRT, 2003). O espectro da energia cinética turbulenta é dado pela soma das variâncias de cada componente do escoamento, $S_{ECT} = 0.5(S_u^2 + S_v^2 + S_w^2)$. Este espectro descreve a distribuição de energia associada a cada tipo de turbilhão em função da duração temporal das perturbações por ele produzidas. Assim, assume-se que a energia é distribuída nos comprimentos de ondas e frequências dos diferentes turbilhões presentes no escoamento. A ECT total é dada pela soma dos valores do espectro de energia cinética, desde as escalas dos pequenos turbilhões às escalas dos maiores turbilhões.

A análise espectral da ECT na Figura 3.4 permite averiguar a dependência do escoamento de submeso com a escala de tempo. É interessante constatar a partir disso que a energia dentro da escala de submeso aumenta exponencialmente com a escala de tempo, tendo um aumento maior com o aumento da estabilidade. Este padrão que foi também encontrado por Acevedo et al. (2014), afirma que esse resultado vem a possibilitar uma maneira de encontrar uma escala de tempo para a submeso e sua contribuição na turbulência.

Mahrt (2009) sugeriu que movimentos não turbulentos na escala de submeso aconteçam em torno de poucos minutos. Pelo caráter complexo e variável da submeso há essa dificuldade em estabelecer um valor exato em que ocorre, isso é, devido a dependência local pela heterogeneidade da superfície. No presente trabalho acredita-se que a submeso esteja ocorrendo a partir dos 10 minutos (Figura 3.4).

O segundo passo desse trabalho foi analisar o espectro da ECT média total (Figura 3.4) em toda rede e verificar as possíveis diferenças entre as estações. A estação MO500, por exemplo, especialmente é a que apresenta menores valores em ambas as escalas por ser a mais obstruída tanto pela topografia quanto pela presença de árvores como visto nas Figuras 3.1, e 3.2, onde a mesma se encontra em uma depressão do terreno. A MO560 apresenta um pequeno aumento na energia para as frequências mais alta em relação as outras estações, entretanto o

mesmo não acontece nas baixas frequências para esta estação. O contrário acontece com MO530, com mais energia nas baixas frequências. Essas diferenças apresentadas na ECT total levaram a um terceiro passo desse trabalho, que foi separar o vento por direção, mais precisamente, por setor, Nordeste, Sudeste, Sudoeste e Noroeste.

De posse dos dados já separados por setor, a análise da ECT passou a ser feita por setor, como mostram as Figuras 3.5 a 3.8. Para os diferentes setores foram encontradas significativas diferenças na ECT em distintas escalas do movimento:

Setor Nordeste (NE) - Para o setor NE (Figura 3.5), todas as estações apresentam dois picos no espectro, um em 60 segundos e outro maior em 4000 segundos e depois decrescem rapidamente. As estações MO500 e MO530 são as que apresentam menores valores em relação às outras estações para ECT em praticamente todas as escalas. Isso mostra que essas duas estações estão sob efeito de obstruções por esse setor, em todas as frequências. Entretanto a MO500 diferentemente das outras estações está sofrendo mais interferência nas baixas frequências do que nas altas. Isso sugere que a MO500 está sujeita a interferência topográfica, visto que, esta estação está em uma depressão do terreno com uma elevação de mais de 5 m a norte de sua posição, como foi mostrado no Mapa Topográfico na Figura 3.3. Na estação MO530 acontece algo semelhante, porém em todas as frequências. Isso porque a estação MO530 além de estar sob a influência da topografia a NE de sua posição ela também está sob ação de árvores a Norte. A Figura 3.9 possibilita observar panoramicamente todos os obstáculos em torno das estações. Através dessa panorâmica fica claro que a MO500 é a mais obstruída, tanto pela topografia quanto pela presença de árvores.

Setor Sudeste (SE) - É interessante perceber que a MO560 pelo setor SE é totalmente bloqueada em todas as frequências (Figura. 3.6), isso em parte é devido à ação de árvores de grandes portes (eucaliptos), e da presença de uma coxilha a Leste de sua posição como apresentado na Panorâmica (Figura 3.9) para esta estação. Para a MO550 as baixas frequências sofrem uma redução em relação as altas. Esse resultado é atribuído a presença da mesma coxilha que também está influenciando a MO560 e ausência de árvores e outras pequenas obstruções nesse setor. De modo geral pode-se observar que o setor SE é diferente dos outros

setores. O pico espectral já não se encontra nas baixas frequências e sim nas mais altas, isso acontece para todas as estações, com exceção apenas da estação MO510. A explicação para esse resultado encontra-se no relevo do sítio. Quando o escoamento está da direção SE encontra uma barreira provocada pela presença de uma coxilha nessa direção, como mostrado no mapa topográfico anteriormente. A estação MO510, porém encontra-se mais elevada em relação as outras e portanto o relevo não provoca interferências por esse setor nessa estação.

Setor Sudoeste (SO) – Esperava-se que a MO530 estivesse mais livre por esse setor nas altas frequências em relação ao setor SE, entretanto, a presença de algumas árvores ainda que distante dessa estação estão influenciando a velocidade do vento. Embora por esse setor a Figura 3.7 mostre que MO510 esteja mais livre nas altas frequências seus valores em relação o setor SE são menores. Isso mostra que as mesmas obstruções que influenciam em MO530 estão influenciando na MO510. Já para as baixas frequências a MO510 e MO550 apresentam razoáveis diferenças em relação ao setor SE.

Setor Noroeste (NO) – A estação MO530 (Figura 3.8) em certas escalas a energia no espectro apresenta-se mais afetada que a MO500. Isso se deve à presença de árvores a norte de sua posição como pode ser observado na Figura 3.6 (Panorâmica).

Figura 3.4 – Energia Cinética Turbulenta média total

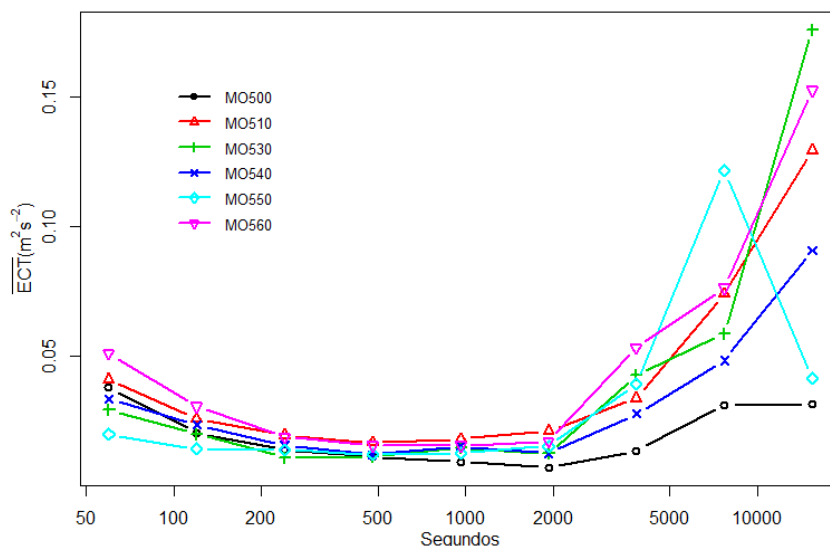


Figura 3.5 – Espectro da Energia Cinética Turbulenta para o setor Nordeste

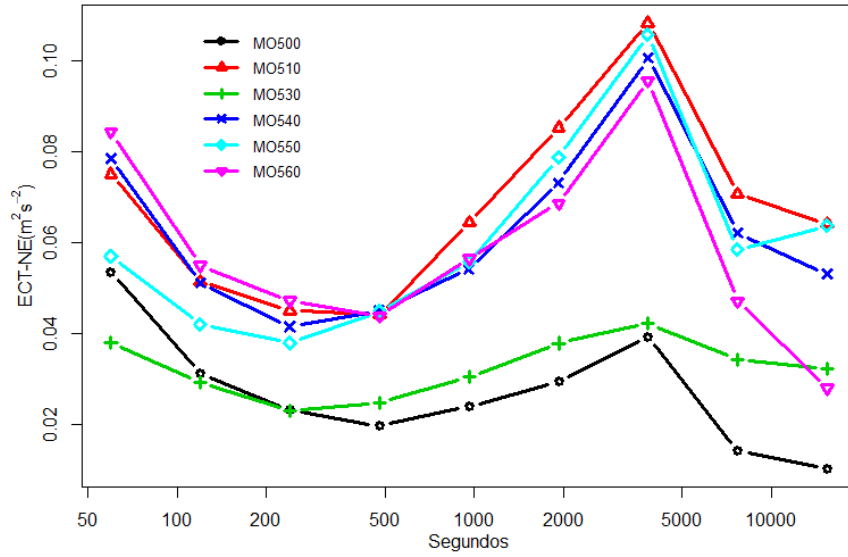


Figura 3.6 – Espectro da Energia Cinética Turbulenta para o setor Sudeste

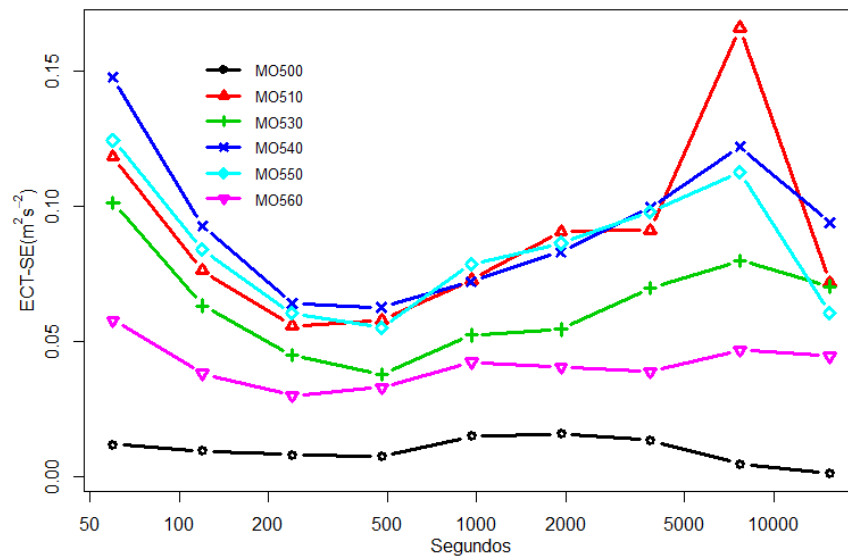


Figura 3.7 – Espectro da Energia Cinética Turbulenta para o setor Sudoeste

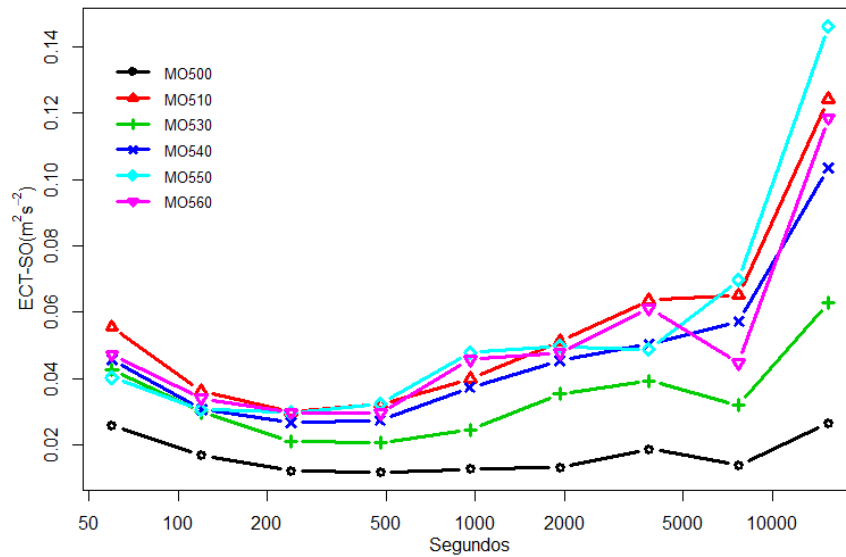
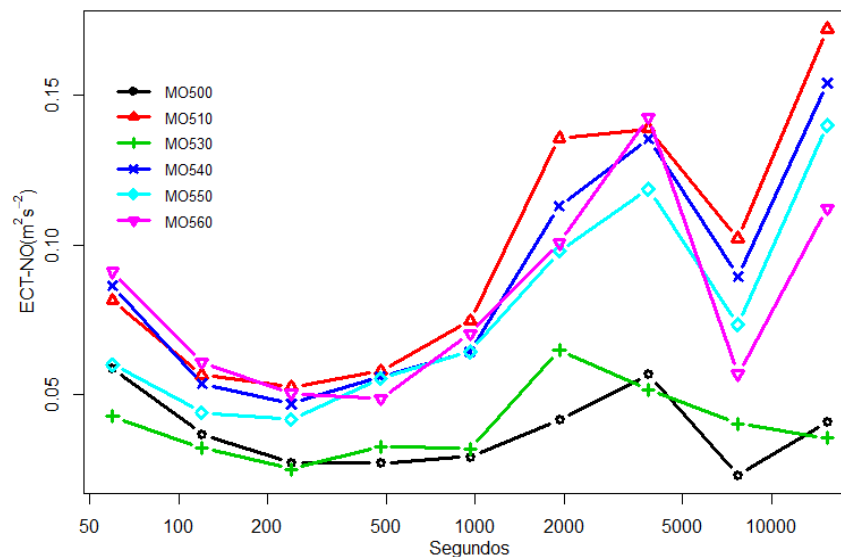


Figura 3.8 – Espectro da Energia Cinética Turbulenta para o setor Noroeste



Os resultados observados até aqui sugerem que obstáculos de menores dimensões como diferentes tipos de árvores filtram preferencialmente as frequências mais altas do escoamento, enquanto que a topografia, através de elevações irregulares do terreno tende a reduzir com mais eficiência a energia dos movimentos

não turbulentos. Para testar essa hipótese, é importante quantificar a redução do vento em cada setor e em cada escala de tempo:

3.2.3. Cálculo do Fator de Transmissão (FT)

Para testar a hipótese que a componente de submeso do escoamento é mais afetada pela heterogeneidade do terreno do que por obstáculos menores, tais como árvores e outras vegetações, foi necessário escolher um método que quantificasse o efeito de cada obstáculo em determinada escala do movimento. Desta forma, é usada neste trabalho, uma técnica fundamentada no método proposto por Fujita e Wakimoto (1982), que é o cálculo de um Fator de Transmissão (FT).

O FT introduzido por esses autores para uma determinada estação é dado por, $\psi_i(\theta) = \frac{U_i(\theta)}{U_{max}(\theta)}$, sendo ψ_i o Fator de Transmissão para o vento médio, o índice i designa uma determinada estação meteorológica ($i = 1, 2, \dots, 6$). O valor de TF para uma dada estação em determinado setor de proveniência do vento é simplesmente definido como a razão entre a magnitude do vento médio observada naquela estação, para aquele setor do vento e o vento máximo observado daquela direção entre todas as estações da rede. Este método assume que as observações sejam feitas por um período suficientemente longo para que haja observações de ventos de todas as direções e que sempre haja pelo menos uma estação totalmente desobstruída em uma determinada direção. Essa estação terá o máximo valor médio de vento proveniente daquela direção (seu FT daquela direção será 1), e o vento médio ali observado será utilizado como referência para a determinação dos FTs das demais estações, para aquela direção do vento.

Este método é adaptado para os propósitos do presente trabalho. Aqui, o FT é determinado também em função da escala de tempo característico. Além disso, como o período de observações não é suficientemente longo para que exista uma quantidade significativa de observações com ventos médios de cada diferente setor do vento predominante, a análise é feita por quadrantes, de maneira semelhante à apresentada nas Figuras 3.5 a 3.8, já discutida. Os valores de FT deste trabalho podem ser, portanto, diretamente obtidos nas Figuras. 5.5 a 5.8 como a razão da ECT média de um determinado setor e estação pela máxima ECT média dentre

todas as estações naquele mesmo setor. Assim, quanto mais próximo do valor 1, mais desobstruído estaria o escoamento naquele setor e escala temporal. Através do cálculo do Fator de Transmissão torna-se mais adequado julgar em qual escala do escoamento a obstrução tem maior efeito.

Obstruções provocadas por árvores são fáceis de serem observadas na Figura 3.1. Para a análise da Topografia, mapas e cortes topográficos foram feitos em torno de cada estação (Figuras 3.10 e 3.11 a 3.16). Os cortes longitudinais e transversais têm uma abrangência de quarenta metros (com a estação no centro do corte, na Figura 3.10, representada por um X) e representam o sentido Oeste-Leste e Sul-Norte. Os cortes oblíquos têm uma abrangência de sessenta metros e representam os sentidos Sudoeste-Nordeste e Noroeste-Sudeste. A Figura 3.9 mostra panoramicamente os setores mais afetados por obstáculos e irregularidades do terreno, trazendo ainda valores para os Fatores de Transmissão em cada setor separando por frequências, mais alta, FT_A e mais baixa, FT_B . Estes valores também são apresentados na tabela 3.1.

A estação MO500 (Figura 3.9) é a mais obstruída que as demais, principalmente nas frequências mais baixas. Os setores Nordeste e Sudeste, nesta estação, estão praticamente obstruídos para as baixas frequências, com FT_B de 0,15 e 0,02 respectivamente. Por outro lado, em frequências mais altas, o setor Sudeste é muito mais afetado que os demais, com FT_A de 0,08. Nessa estação, a Sul de sua posição, existe a presença de árvores de médio porte, isso sugere que obstruções desse tipo influenciam mais nas flutuações turbulentas. Por sua vez, os valores de FT_B indicam que a elevação do terreno pode estar filtrando escoamentos não turbulentos, de baixa frequência, em praticamente todos os setores, de acordo com os mapas e cortes topográficos (Figuras 3.10 e 3.11). O corte no sentido Sudoeste-Nordeste (Figura 3.11) mostra que o terreno se eleva cerca de três metros em 40 m de distância horizontal. Isso prova que mesmo estando a MO500 desobstruída de árvores (o que influencia nas frequências mais altas), esta é afetada na frequência mais baixa pela topografia nos setores Nordeste e Sudeste.

As estações MO510 e MO540 se encontram em regiões mais elevadas, sendo as mais livres de obstáculos da rede. Essas estações apresentam alguns setores totalmente livres e FT maiores que as restantes. Contudo, a presença de uma guarita a Nordeste da MO510 pode estar causando uma pequena obstrução no escoamento nas frequências mais altas o que explicaria um FT_A de 0,89. O mesmo

ocorre no setor Sudoeste da MO540, que apresenta $FT_A = 0,82$ (Figura 3.9 e Tabela 3.1).

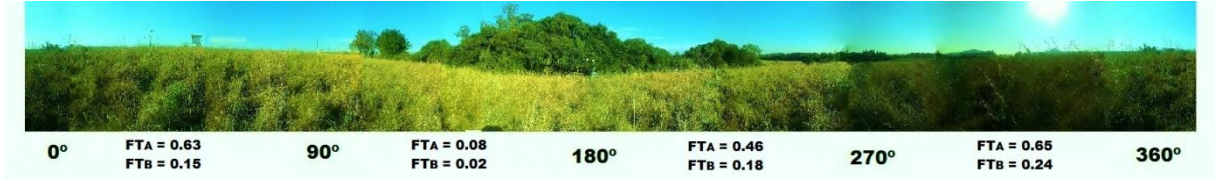
A MO530 apresenta interferência em todos os setores, e escalas. A mesma elevação do terreno (Figura 3.10) a Sudeste de sua posição filtra os movimentos não turbulentos na MO500 afeta também MO530 nos setores Noroeste e Nordeste, explicando um $FT_B = 0,20$ e $0,50$ respectivamente. Já nas frequências mais altas, a proximidade de árvores a norte de sua posição afetam esses setores, com $FT_A = 0,47$ e $0,45$.

A estação MO550 apresenta pequenas reduções na energia nas frequências mais altas. Uma explicação para essas reduções está na presença de eucaliptos (árvores de grande porte), principalmente nos setores Nordeste e Noroeste. Nos outros setores, há pouca obstrução no escoamento nessas frequências pela ausência desses tipos de obstáculos. Contudo pelo setor Sudeste, as escalas maiores do movimento são afetadas, possivelmente pela elevação do terreno a Leste da estação, como mostra a Figura 3.10 e Figura 3.15. O corte no sentido Leste-Oeste mostra uma elevação em torno de dois metros e meio e uma elevação de quatro metros no sentido Noroeste-Sudeste, proporcionando um FT_B de $0,65$ na baixa frequência, o menor registrado nessa estação.

A hipótese que pequenas obstruções afetem as frequências mais altas do escoamento, enquanto obstruções topográficas causem reduções nas flutuações mais longas é sustentada pelos valores encontrados para os Fatores de Transmissão na estação MO560. O setor Nordeste nesta estação está mais livre de árvores que o setor Sudeste. Contudo, esses dois setores estão sob ação da elevação do terreno em torno de três metros a Leste da posição da estação, como mostram os cortes topográficos, Leste-Oeste e Noroeste-Sudeste na Figura 3.16. O único setor bloqueado por árvores, 90° - 180° , foi encontrado um valor $FT_A = 0,39$, enquanto nos demais setores houve pouca redução das flutuações nas frequências mais altas. Por outro lado, os setores bloqueados pela topografia apresentaram os menores FT na baixa frequência sendo Nordeste com $FT_B = 0,44$ e Sudeste com $FT_B = 0,39$ (Tabela 3.1).

Figura 3.9 – Foto Panorâmica em torno de cada estação da rede disposta em setores (0° a 90° = setor Nordeste; 90° a 180° = setor Sudeste; 180° a 270° = setor Sudoeste; 270° a 360° = setor Noroeste).

MO500



MO510



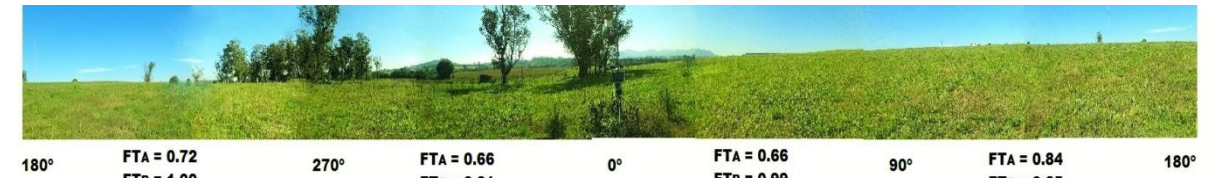
MO530



MO540



MO550



MO560



Tabela 3.1 - Fatores de Transmissão por setor em cada estação, (FT_A = Fator de Transmissão na frequência mais Alta FT_B = Fator de Transmissão na frequência mais Baixa).

Estação	Sector: 0° - 90°	90° - 180°	180° - 270°	270° - 360°
MO500	$FT_A = 0,63$	$FT_A = 0,08$	$FT_A = 0,46$	$FT_A = 0,65$
	$FT_B = 0,15$	$FT_B = 0,02$	$FT_B = 0,18$	$FT_B = 0,24$
MO510	$FT_A = 0,89$	$FT_A = 0,80$	$FT_A = 1,00$	$FT_A = 0,89$
	$FT_B = 1,00$	$FT_B = 1,00$	$FT_B = 0,85$	$FT_B = 1,00$
MO530	$FT_A = 0,45$	$FT_A = 0,68$	$FT_A = 0,70$	$FT_A = 0,47$
	$FT_B = 0,50$	$FT_B = 0,75$	$FT_B = 0,43$	$FT_B = 0,20$
MO540	$FT_A = 0,93$	$FT_A = 1,00$	$FT_A = 0,82$	$FT_A = 0,95$
	$FT_B = 0,83$	$FT_B = 1,00$	$FT_B = 0,71$	$FT_B = 0,90$
MO550	$FT_A = 0,66$	$FT_A = 0,84$	$FT_A = 0,72$	$FT_A = 0,66$
	$FT_B = 0,99$	$FT_B = 0,65$	$FT_B = 1,00$	$FT_B = 0,81$
MO560	$FT_A = 1,00$	$FT_A = 0,39$	$FT_A = 0,85$	$FT_A = 1,00$
	$FT_B = 0,44$	$FT_B = 0,49$	$FT_B = 0,81$	$FT_B = 0,65$

Figura 3.10 – Mapa Topográfico sobre cada estação. O posicionamento de cada estação está no centro da figura e representado pelo X.

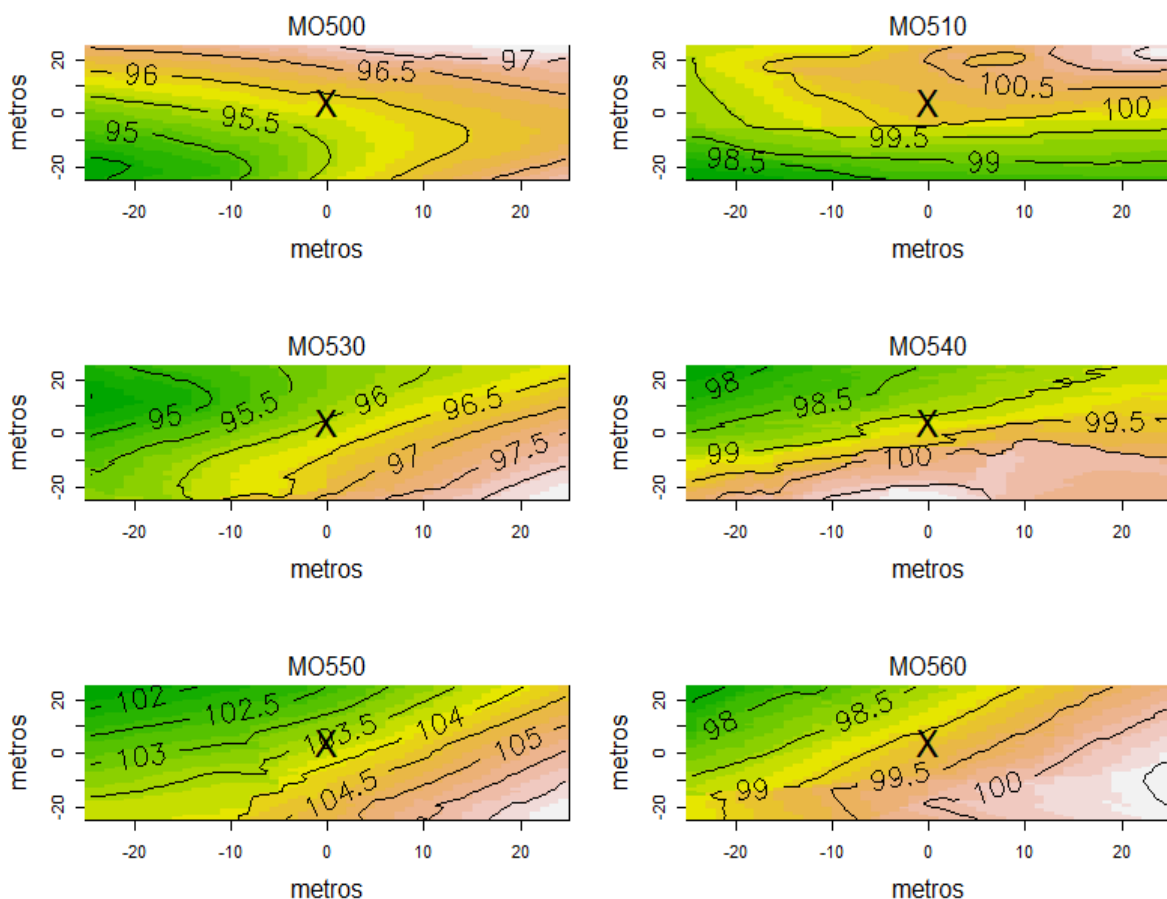


Figura 3.11 – Cortes Topográficos longitudinais, transversais e oblíquos sobre a Figura 6-a) para a estação MO500.

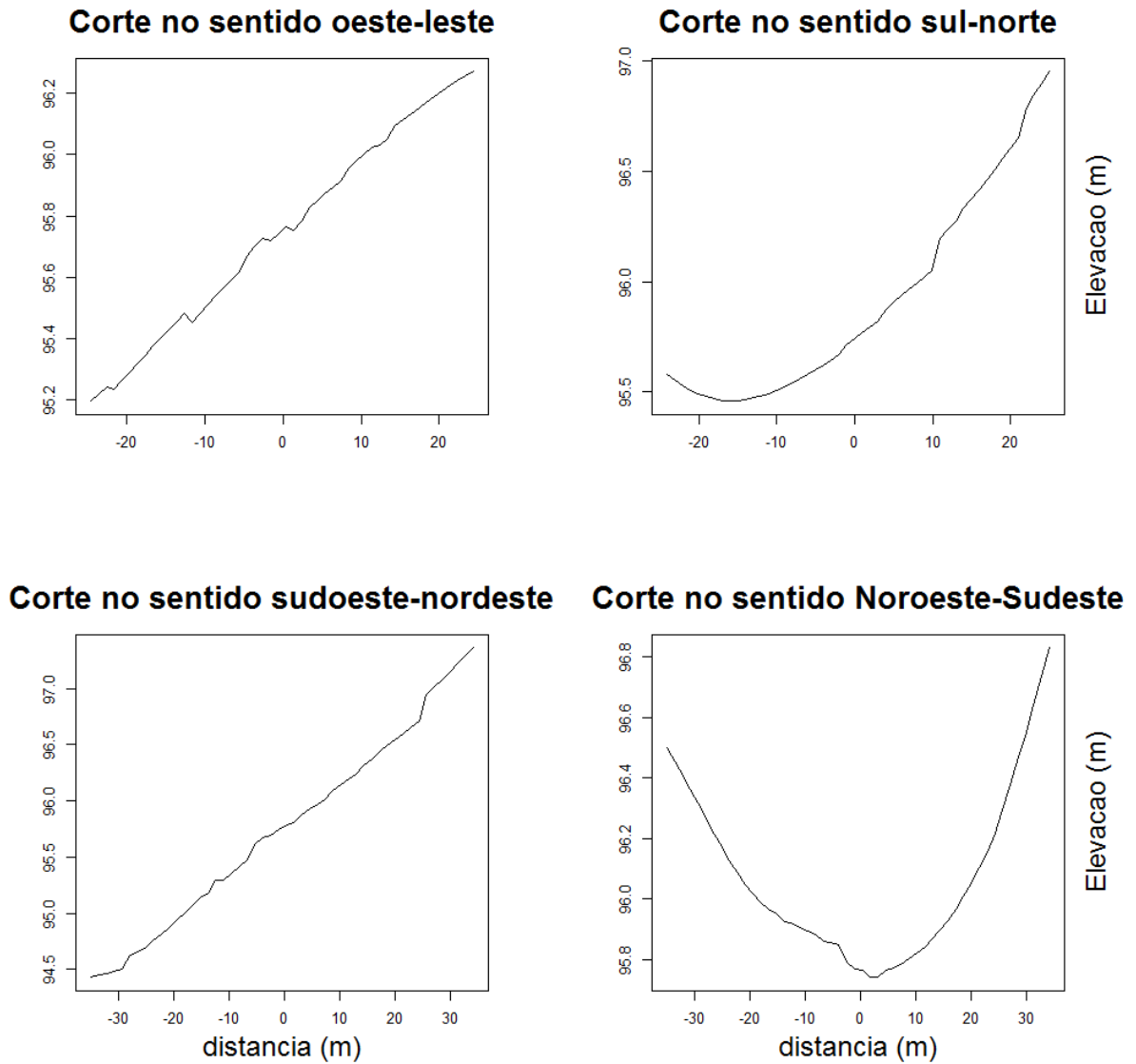


Figura 3.12 – Corte Topográfico para a estação MO510

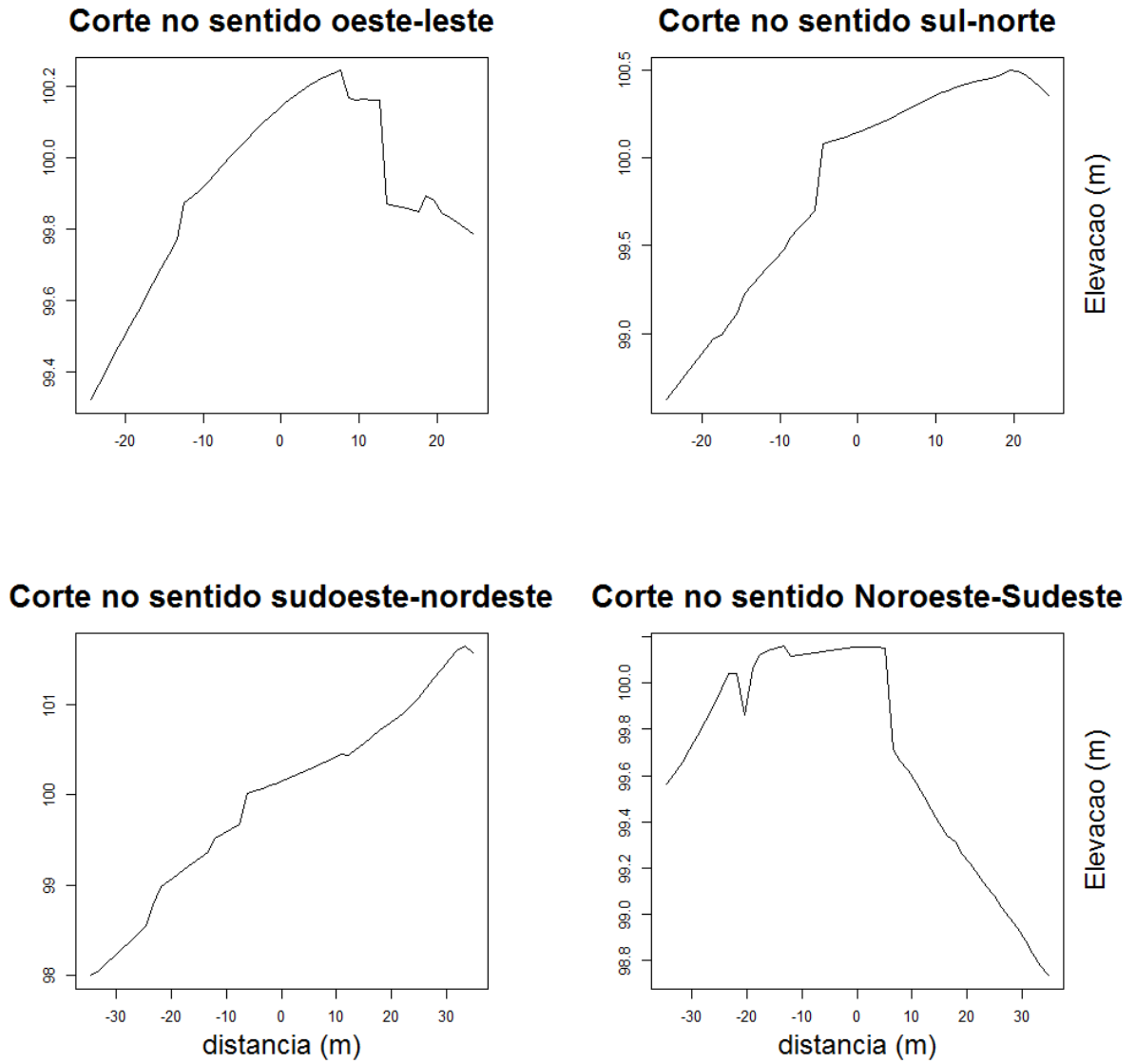


Figura 3.13 – Corte Topográfico para a estação MO530

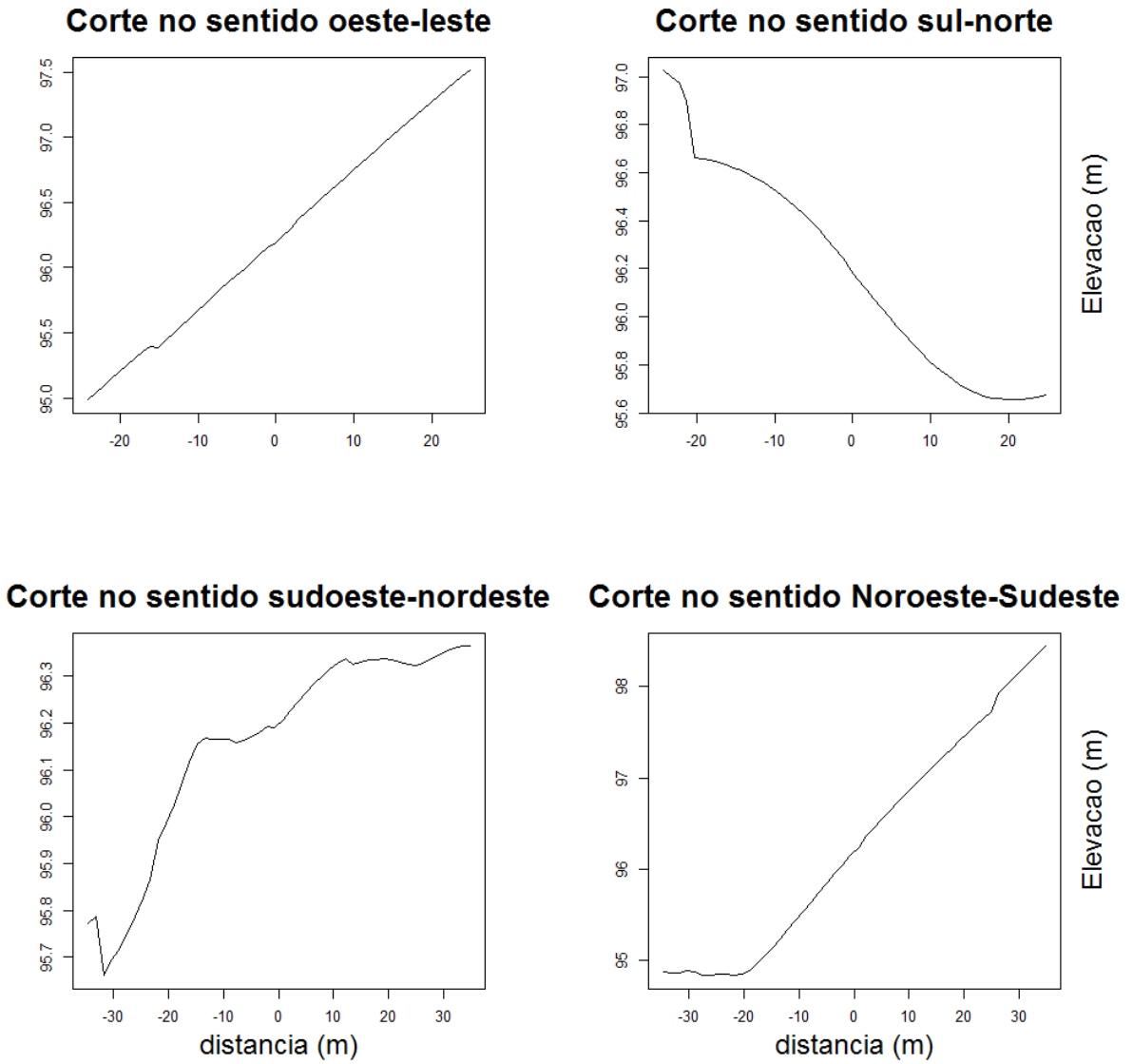


Figura 3.14 – Corte Topográfico para a estação MO540

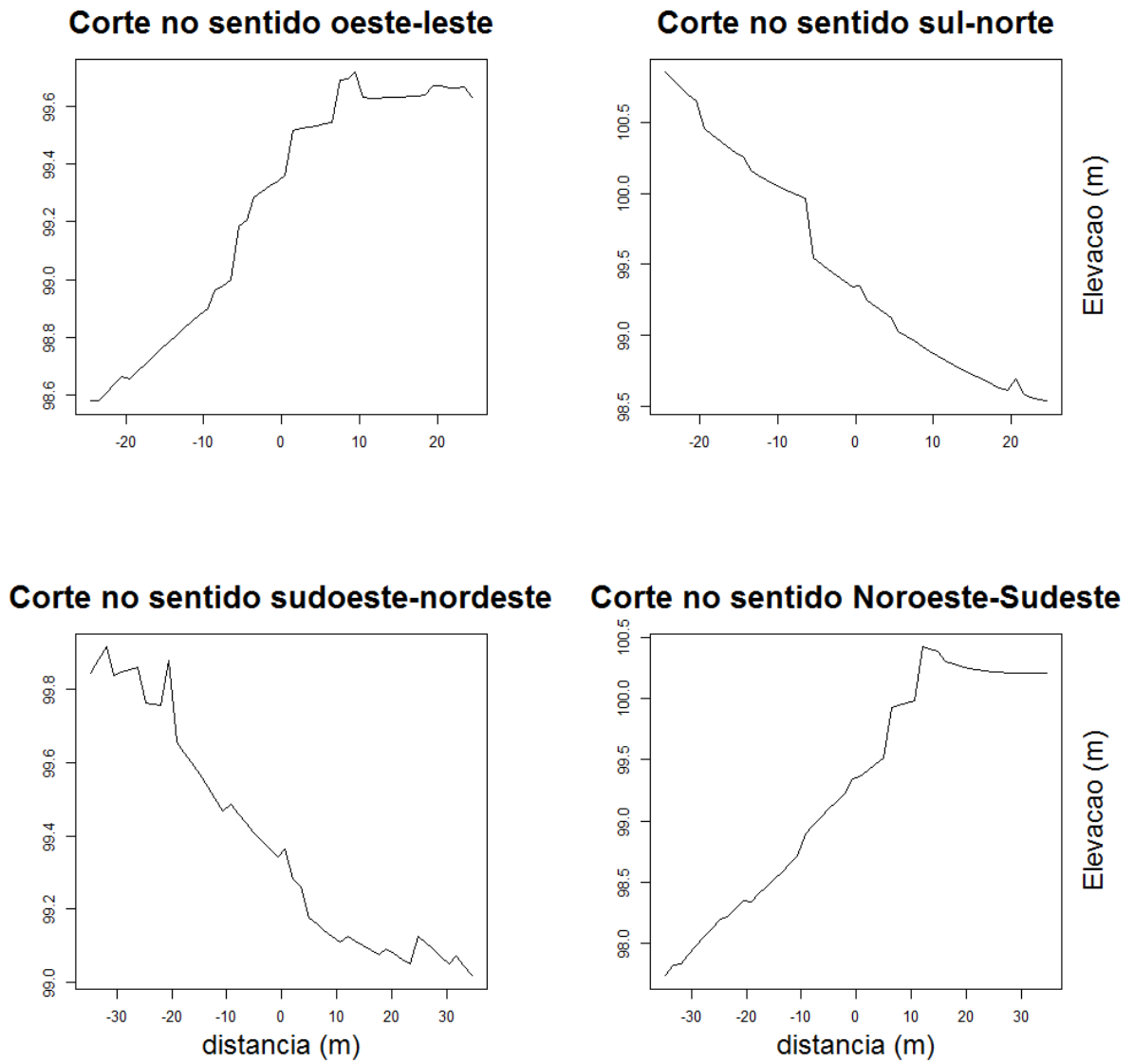


Figura 3.15 – Corte Topográfico para a estação MO550

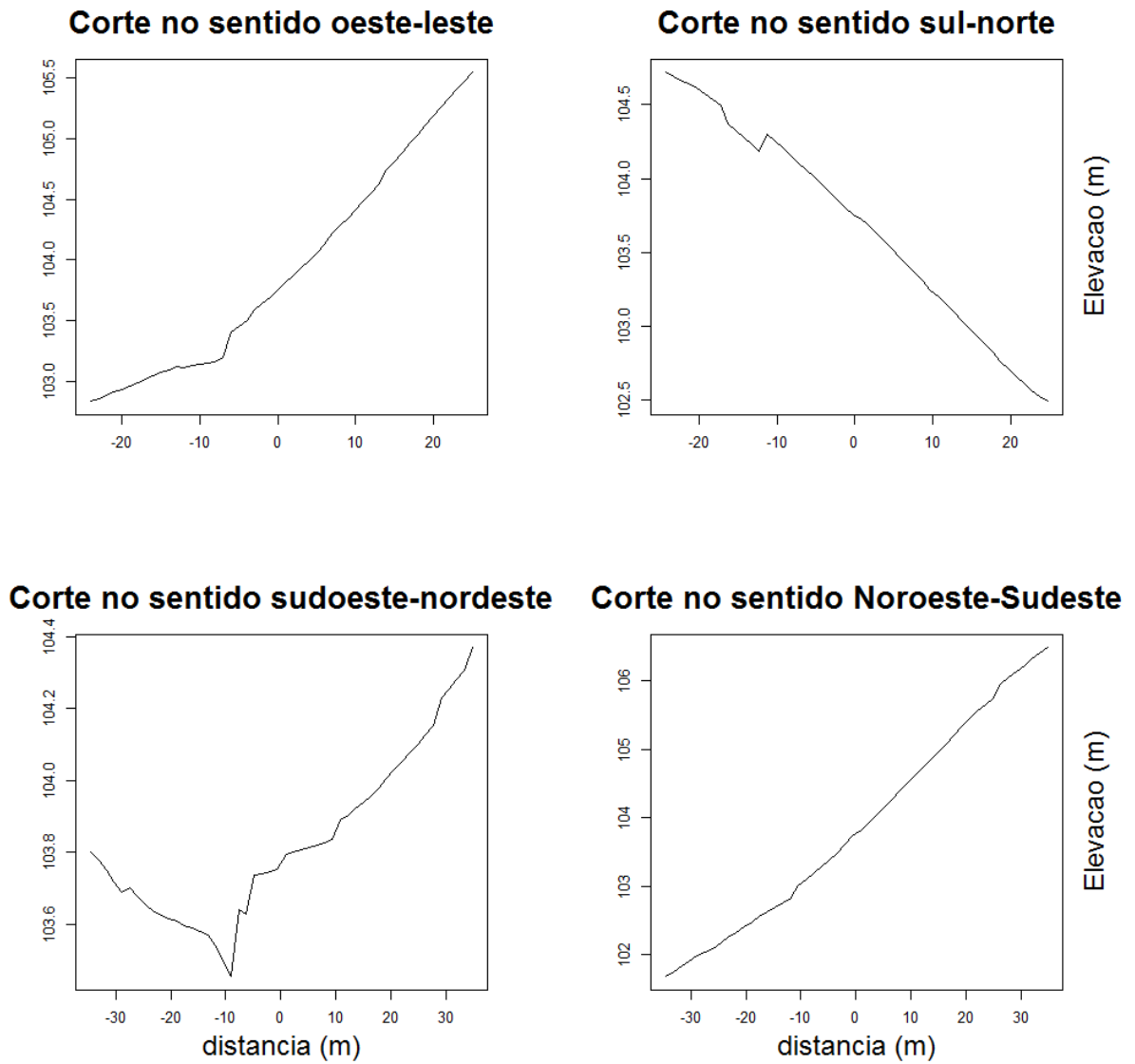
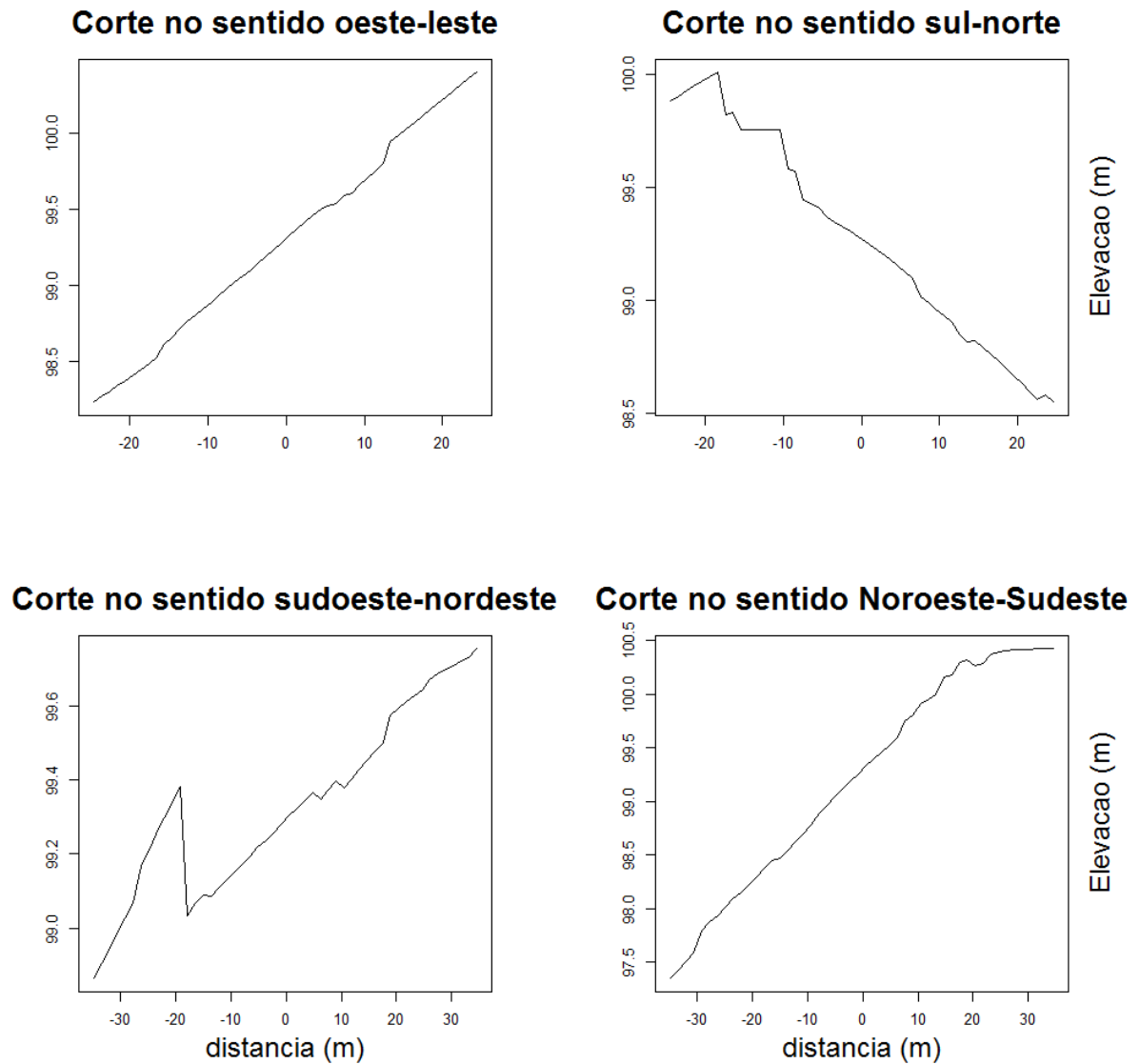


Figura 3.16 – Corte Topográfico para a estação MO560



Na análise acima, fica evidente que o efeito dos distintos obstáculos no escoamento horizontal depende da escala do movimento considerada. As Figuras 3.17 e 3.18 apresentam os Fatores de Transmissão por estação e por setor respectivamente. O FT por estação é dado encontrando o maior valor da energia em toda rede de estações, para cada escala correspondente (valor desobstruído), sendo os valores das estações restantes (obstruídas) normalizados por esse valor. O FT

por setor é dado encontrando o maior valor de energia na estação em um dado setor e escala correspondente (valor desobstruído), e normalizando os valores dos setores restantes (obstruído) por esse valor.

Como discutido anteriormente o escoamento horizontal é muito dependente da heterogeneidade da superfície, e diferentes tipos de obstáculos tendem a obstruir esse escoamento em escalas diferentes. O olhar desse trabalho é voltado para a escala de escoamento não turbulento e foram obtidos resultados interessantes.

A estação MO500 é a mais afetada da rede, tanto por árvores, a Sul de sua posição, quanto pela topografia, a Norte de sua posição. Os valores dos FTs pelo setor SE mostram que esta estação está obstruída em todas as escalas (Figura 3.17b e 3.18a). Para os outros setores o FT diminui com o aumento da escala temporal (Figura 3.17 e 3.18a). Esse resultado sugere que essa estação é mais perturbada pela topografia do que por outros tipos de obstruções. A única exceção dos efeitos topográficos no escoamento horizontal para a MO500 está no setor SE onde a filtragem provocada pelas árvores na alta frequência é dominante.

Um comportamento semelhante a MO500, mas de maneira sutil ocorre na estação MO530. Esta estação está localizada em uma posição mais livre da ação de obstáculos, como árvores, pelo setor SO contribuindo para um FT maior nas frequências mais altas (Figura 3.17c e 3.18c).

Outro resultado interessante que confirma a hipótese apresentada neste trabalho aparece na estação MO560. Esta se encontra bloqueada em todas as frequências pelo setor SE, pela proximidade de árvores de grande porte e pela elevação do terreno a Leste de sua posição, resultado constatado pelos FTs nas Figuras 3.17b e 3.18f. O mesmo não ocorre no setor NE para as escalas mais altas, visto que, por esse setor, a estação encontra-se desobstruída com um FT igual a 1, ou seja totalmente livre de obstáculos menores. A elevação do terreno a Leste explica a queda acentuada no FT na baixa frequência pelo setor Nordeste.

As estações MO510, MO540 e MO550 são as estações mais livres de obstáculos da rede. Por essa razão os FTs para estas estações são todos próximos de 1 para ambas as escalas, com pequenos decréscimos na alta frequência para a MO550 devido a proximidade de árvores nos setores NE, NO e SO, e na baixa frequência pelo setor SE provocada pela topografia.

Figura 3.17 – Fator de Transmissão por estação.

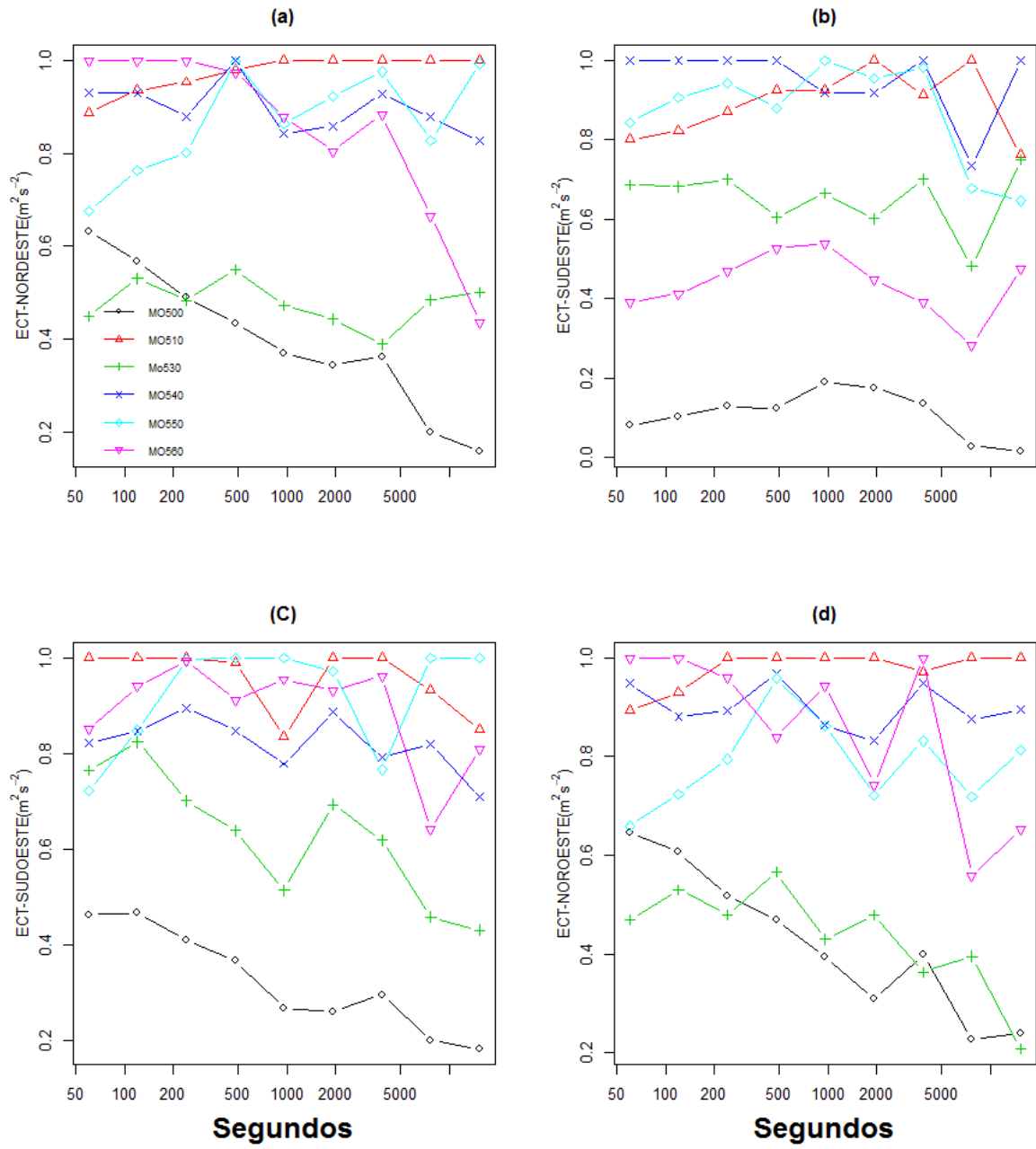
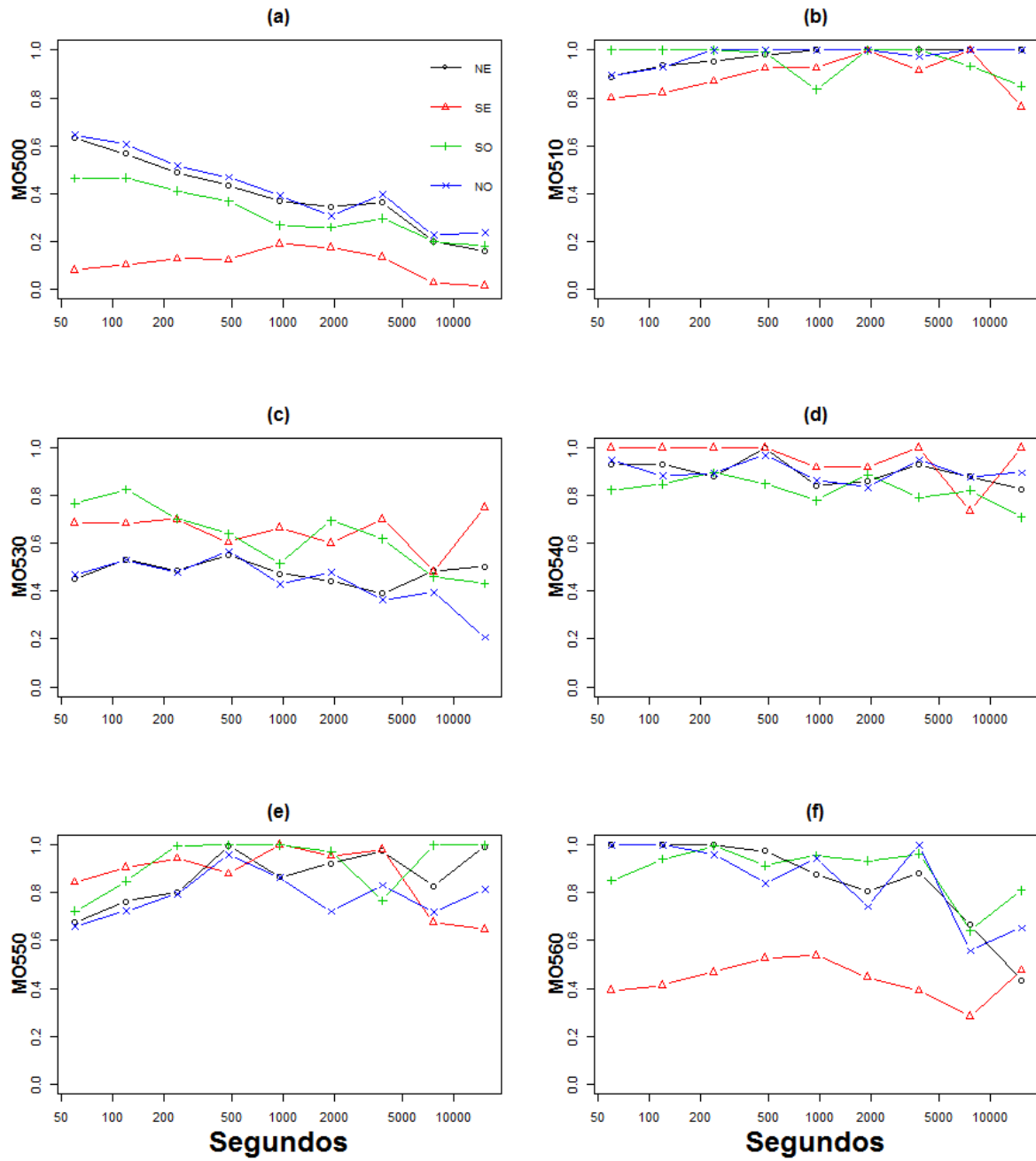


Figura 3.18 – Fator de Transmissão por setor: Nordeste em linha preta, Sudeste em linha vermelha, Sudoeste em linha verde, Noroeste em linha azul.



3.3. CONCLUSÃO

Trabalhos anteriores propuseram que o escoamento na escala de submeso tem grande dependência horizontal local e podem ocorrer simultaneamente com outras escalas. Esse trabalho apresentou uma proposta desafiadora em provar que movimentos não turbulentos sofrem interferência por obstruções, e que diferentes tipos de obstruções filtram diferentes escalas.

O ExpAN-UFSM-16 foi desenvolvido com a intenção de estudar os efeitos da heterogeneidade no escoamento noturno e comprovar a ideia inicial do trabalho. Assim o experimento pôde verificar diferenças na intensidade e direção do vento provocadas pela proximidade do obstáculo mesmo estando as seis estações da rede tão próximas umas das outras. Esse fato aumentou as perspectivas da proposta e através de um Fator de Transmissão foi possível quantificar e caracterizar o quanto cada tipo de obstrução filtra e em que escala isso acontece.

O trabalho conseguiu provar que obstruções como árvores e construções filtram as escalas mais turbulentas. Entretanto o achado principal do trabalho, tendo em vista um olhar mais ambicioso para os movimentos não turbulentos, foi concluir que escoamentos na escala de submeso são modulados pela topografia do terreno e não da presença de árvores.

REFERÊNCIAS

ACEVEDO, O. C. et al. Intermittency and the Exchange of Scalars in the Nocturnal Surface Layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 1, p. 41–55, 29 maio 2006.

ACEVEDO, O. C. et al. The Influence of Submeso Processes on Stable Boundary Layer Similarity Relationships. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 207–225, jan. 2014.

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the core of the night - Effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, n. 1, p. 1–33, 2003.

ACEVEDO, O. C. et al. The Influence of Submeso Processes on Stable Boundary Layer Similarity Relationships. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 207–225, jan. 2014.

BUSINGER, J.A., 1982. Equations and concepts. In: NIEUWSTADT AND H. VAN DOP (Editors), **Atmospheric turbulence and air pollution modelling**. Dordrecht: D. Reide Publishing Company, 1981.

FUJITA, T. T.; WAKIMOTO, R. M., Effects of Meso- and Mesoscale Obstructions on PAM Winds Obtained during Project NIMROD, **Journal Applied Meteorology**, v.21, p. 840–858, jun. 1982.

GRACHEV, A. A. et al. SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 124, n. 3, p. 315–333, 2007.

HAAR, A. Zur Theorie der orthogonalen Funktionensysteme. **Mathematische Annalen**, v. 69, n. 3, p. 331–371, set. 1910.

HOWELL, J.; MAHRT, L. Multiresolution flux decomposition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, p. 117–137, 1997.

MAHRT, L. Characteristics of submeso winds in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 130, n. 1, p. 1–14, 2009.

MAHRT, L. Variability and maintenance of turbulence in the very stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 135, n. 1, p. 1–18, 2010.

MAHRT, L. Surface Wind Direction Variability. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 50, n. 1, p. 144–152, jan. 2011.

MAHRT, L.; MILLS, R. Horizontal diffusion by submeso motions in the stable boundary layer. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 9, n. 4, p. 443–456, 2009.

MALLAT, S. A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation. **Pami**, v. 11, n. 7, p. 674–693, 1989.

MEDEIROS, L. E.; FITZJARRALD, D. R. Stable Boundary Layer in Complex Terrain. Part II: Geometrical and Sheltering Effects on Mixing. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 54, n. 1, p. 170–188, jan. 2015.

MONTI, P.; PRINCEVAC, H. J. S.; F. M.; CHAN, W. C.; KOWALEWSKI, T. A.; PARDYJAK, E. R. Observations of Flow and Turbulence in the Nocturnal Boundary Layer over a Slope. **Journal Atmospheric Science**, v. 59, p. 2513-2534, 2002.

PANOFSKY, H. A., DUTTON, J. A. Atmospheric turbulence: Models and methods for engineering application. New York: John Wiley and Sons, 1984.

STULL, R. B. **STULL (1988) - Boundary layer meteorology.pdf**, 1988.

TEICHRIEB, C. A. et al. Characterizing the relative role of low-frequency and turbulent processes in the nocturnal boundary layer through the analysis of two-point correlations of the wind components. **Physica A: Statistical Mechanics and its Applications**, v. 392, n. 6, p. 1510–1521, 2013.

VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, n. 5, p. 660–672, 2003.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Observations of the cross-wind velocity variance in the stable boundary layer. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 7, n. 1, p. 55–71, 2007.

VICKERS, D.; THOMAS, C. K. Some aspects of the turbulence kinetic energy and fluxes above and beneath a tall open pine forest canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 181, p. 143–151, 2013.

WIERINGA, J. An objective exposure correction method for average wind speeds measured at a sheltered location. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, n. 431, p. 241–253, jan. 1976.

WIERINGA, J.; BILT, D. Gust factors over open water and built-up country. v. 3, p. 424–441, 1973.

4 DISCUSSÕES

Os resultados apresentados no capítulo 2.3 e 2.4 mostraram o controle do vento médio na variabilidade horizontal de temperatura e de quantidades turbulentas. De maneira geral, estações mais baixas são mais frias e substancialmente menos turbulentas em condições de vento fraco. Com vento mais forte, diferentes estações experimentam a conexão com o escoamento de maior escala. Pode-se dizer que em cada estação há um valor limiar de velocidade do vento que causa o seu acoplamento. Estações mais baixas precisam de ventos mais intensos para experimentar a transição. Entretanto, a análise deixou também claro que há outras características externas causando distinção entre as variáveis. Isso fica claro na figura 2.7 que mostra que as estações 1 e A, cuja altitude é a mesma, apresentam temperaturas médias distintas e transição entre estados de acoplamento também em valores distintos de velocidade do vento. Uma possível hipótese para explicar essa distinção é que a estação 1, que permanece mais fria e cuja transição ocorre com ventos mais intensos, é também mais rodeada de obstáculos. Essa possibilidade, portanto, indica que a proximidade a obstruções também exerce um papel importante na variabilidade horizontal de quantidades atmosféricas na camada limite estável.

Essa possibilidade foi investigada no capítulo seguinte, onde a redução do vento foi analisada em relação a diferentes obstáculos e também para diferentes escalas temporais. A análise apresentada neste capítulo é mais complexa, devido à subjetividade de alguns resultados. De qualquer forma, foi encontrada uma tendência interessante que mostra que obstáculos menores, como árvores e construções, afetam principalmente as escalas turbulentas do escoamento, enquanto que obstáculos topográficos afetam as escalas mais longas, modos não turbulentos, como submeso.

5 CONCLUSÕES FINAIS

Os resultados aqui apresentados têm importantes implicações para trabalhos futuros. Battisti et al (2016) mostraram que a previsão de temperatura por modelos de mesoescala em condições muito estáveis pode ser aprimorado se uma correção associada à topografia for implementada. Porém, é difícil identificar o limiar a partir do qual essa correção deve ser utilizada. Os resultados do presente trabalho mostram que esse limiar pode ser baseado na velocidade do vento médio, mas deve ser dependente da altitude e também da proximidade a obstáculos.

Além disso, os resultados da seção 3.2.3 podem ser expandidos apresentando não apenas a redução do vento nas diferentes estações com as diferentes direção do vento, mas também a variabilidade de temperatura observada em cada caso. Isso pode, em um trabalho subsequente, ser relacionado com os diferentes obstáculos, de forma a identificar se a variabilidade de temperatura está relacionada com redução nas escalas turbulentas ou não turbulentas do escoamento.

A parte importante desse trabalho é a ideia inovadora apresentada para uma escala de tempo ainda recente, chamada de submeso. Trabalhos realizados até aqui em relação a essa escala de tempo apontavam que escoamentos não turbulentos têm grande dependência local como a rugosidade da superfície. Contudo, ainda não se sabia o quanto diferentes tipos de obstáculos tais como árvores, construções e topografia influenciavam nessa escala.

Definir o que contribui para modular a submeso trará para pesquisas futuras um norte quanto ao cuidado de novos experimentos em relação para onde se quer olhar. Resultados encontrados no capítulo dois para o experimento realizado em Pedras Altas e em Santa Maria, por exemplo, ainda não se tinha uma ideia concreta que escoamentos não turbulentos variam muito com a topografia e não por outros tipos de obstáculos presentes nos sítios. Quando a camada se encontra muito estável a turbulência existente acaba sendo modulada pela submeso o que explica as estações mais baixas serem tão afetadas, tanto nas quantidades médias quanto nas turbulentas.

REFERÊNCIAS

ACEVEDO, C. et al. Contrasting structures between the decoupled and coupled states of the stable boundary layer. n. January, p. 693–702, 2016.

ACEVEDO, O. C. et al. The Influence of Submeso Processes on Stable Boundary Layer Similarity Relationships. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 207–225, jan. 2014.

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the core of the night - Effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, n. 1, p. 1–33, 2003.

ANFOSSI, D. et al. an Analysis of Sonic Anemometer Observations in Low Wind Speed Conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 114, p. 179–203, 2005.

AUBINET, M. Stably Stratified Atmospheric Boundary Layers. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1368–1378, set. 2008.

BATTISTI, A. et al. Evaluation of nocturnal temperature forecasts provided by the Weather Research and Forecast model for different stability regimes and terrain characteristics. **Boundary-Layer Meteorology**, versão online, 2016.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlin : Springer, 2008.

FUJITA, T. T.; WAKIMOTO, R. M.: Effects of Miso- and Mesoscale Obstructions on PAM Winds Obtained during Project NIMROD, **Journal Applied Meteorology**, v.21, p. 840–858, jun. 1982.

HAAR, A. Zur Theorie der orthogonalen Funktionensysteme. **Mathematische Annalen**, v. 69, n. 3, p. 331–371, set. 1910.

HOWELL, J.; MAHRT, L. Multiresolution flux decomposition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, p. 117–137, 1997.

LUMLEY, J.L. AND PANOFSKY, H. A. **The Structure of Atmospheric Turbulent**. New York, Interscience Publ., p. 231, 1964.

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, n. 3, p. 375–396, set. 1999.

MAHRT, L. Mesoscale wind direction shifts in the stable boundary-layer. **Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 60 A, n. 4, p. 700–705, 2008.

MAHRT, L. Characteristics of submeso winds in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 130, n. 1, p. 1–14, 2009.

MAHRT, L. et al. Non-stationary Generation of Weak Turbulence for Very Stable and Weak-Wind Conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 147, n. 2, p. 179–199, 2013.

MAHRT, L. Stably Stratified Atmospheric Boundary Layers. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 46, n. 1, p. 23–45, jan. 2014.

MAHRT, L.; MILLS, R. Horizontal diffusion by submeso motions in the stable boundary layer. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 9, n. 4, p. 443–456, 2009.

MAHRT, L.; SUN, J.; STAUFFER, D. Dependence of Turbulent Velocities on Wind Speed and Stratification. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 155, n. 1, p. 55–71, 2015.

MALLAT, S. A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation. **Pami**, v. 11, n. 7, p. 674–693, 1989.

STULL, R. B. **STULL (1988) - Boundary layer meteorology.pdf**, 1988.

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.

VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, n. 5, p. 660–672, 2003.

VORONOVICH, V.; KIELY, G. On the gap in the spectra of surface-layer atmospheric turbulence. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, n. 1, p. 67–83, 2007.

WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. **Atmospheric science**: An introductory survey. 2. Ed. Amsterdam: Elsevier Academic Press, p.376, 2006.

YAGUE, C. et al. Influence of stability on the flux-profile relationships for wind speed, $\phi(m)$, and temperature, $\phi(h)$, for the stable atmospheric boundary layer. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 13, n. 2, p. 185–203, 2006.