

CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS E SIMILARIDADE DA CAMADA LIMITE SUPERFICIAL SOBRE TERRENO COMPLEXO

Rodrigo da Silva
Mestre em Física – UFSM
Osvaldo Luis Leal de Moraes
Departamento de Física – CCNE
UFSM – Santa Maria, RS

RESUMO

Neste trabalho são investigadas as características da turbulência, na camada limite superficial, em condições de não homogeneidade espacial.

O objetivo do trabalho é analisar a intensidade da turbulência e o espectro da componente vertical da velocidade em termos da teoria de similaridade de Monin-Obukhov. Os resultados são também comparados com aqueles obtidos em condições de homogeneidade espacial.

Os dados de turbulência foram obtidos em duas campanhas realizadas em uma região de topografia complexa. Uma torre micrometeorológica de 12 metros, equipada com sensores de resposta rápida e lenta, foi usada em ambos experimentos.

As funções adimensionais, $\phi_w = \sigma_w / u_*$, $\phi_\theta = \sigma_\theta / |T_*|$ e $\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^3$, não apresentaram uma dependência consistente com z/L sugerindo-se que devem ser usadas escalas espaciais locais para normalizá-las.

O espectro normalizado, da componente vertical da velocidade, $fS_w(f) / u_*^2 \phi_\varepsilon^{2/3}$, foi analisado para vários valores de z/L , em função da frequência adimensional $n = fz / \bar{u}$. No lado das altas frequências o mesmo converge para uma única curva universal que obedece a lei de $n^{-2/3}$. Entretanto, no lado das baixas frequências, não é observado claramente a separação do espectro com z/L .

ABSTRACT

In this work it is investigated the turbulence characteristics of the surface boundary layer in conditions of not space homogeneity.

The main of the work is to analyze the turbulence intensity and the spectra of the vertical velocity component in terms of the Monin-Obukhov similarity theory. The results are also compared with those obtained in conditions of space homogeneity.

The turbulence data were obtained in two fields campaigns accomplished in a region of complex topography. A 12 m micrometeorological tower equipped with fast and slow response sensors was used in both experiments.

The nondimensional functions, $\phi_w = \sigma_w / u_*$, $\phi_\theta = \sigma_\theta / |T_*|$ and $\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^3$, did not present a consistent dependence with z/L . Suggesting that local scales should be used for their normalization.

The normalized spectrum of the vertical velocity component, $fS_w(f)/u_*^2\phi_\varepsilon^{2/3}$, was analyzed, for several z/L values in function of the frequency adimensional $n = fz/\bar{u}$. In the high frequency side the spectra converge to a single universal curve that obey the $n^{2/3}$ law. However, in the low frequencies side it is not observed a clear separation of the spectra with z/L values.

1- INTRODUÇÃO

Basicamente, devido a diversos experimentos de campo realizados nas últimas décadas, a estrutura da turbulência atmosférica sobre terrenos homogêneos, e sob várias condições atmosféricas, é bem compreendida. Observações da estrutura da turbulência, nestas condições, resultaram em teorias de similaridade que descrevem bem os fluxos turbulentos sobre terrenos homogêneos. A maioria destes experimentos foram realizados nas primeiras dezenas de metros da atmosfera. Esta camada mais inferior da atmosfera, chamada camada superficial, é amplamente estudada, por ser a porção da atmosfera mais acessível ao uso de torres micrometeorológicas com instrumentos de medidas da turbulência atmosférica.

Entretanto, nos últimos anos os estudos da turbulência atmosférica, têm se voltado à pesquisa da influência das inhomogeneidades sobre os fluxos turbulentos. A compreensão da estrutura da turbulência atmosférica, em condições não homogêneas, é muito importante para obter-se uma descrição da dinâmica da camada limite mais realista e consequentemente melhorar os modelos de dispersão de poluentes.

Neste trabalho são analisados dados experimentais de turbulência, coletados por uma torre micrometeorológica de 12 metros de altura equipada com sensores de resposta rápida e sensores de resposta lenta. Estes dados experimentais foram obtidos a partir de duas campanhas realizadas no sítio experimental do município de Agudo, RS, Brasil, em dezembro de 1998 e Junho de 1999. Particularmente, este sítio experimental está localizado no fundo de um vale longo e estreito, com aproximadamente 700 metros de largura e 350 metros de altura.

Os objetivos deste trabalho são analisar as características espectrais da componente vertical turbulenta da velocidade do vento sobre terreno complexo nas diferentes classes de estabilidade atmosférica, (estáveis, neutras e instáveis) e investigar a validade da teoria de similaridade para a camada limite superficial, proposta por Monin e Obukhov (1954), em condições de não homogeneidade espacial.

2 – MATERIAIS E MÉTODOS

Desde o ano de 1998 o Laboratório de Micrometeorologia da Universidade Federal de Santa Maria, UFSM, vêm desenvolvendo estudos observacionais na região central do Rio Grande do Sul. Esta região caracteriza-se por possuir uma topografia bastante complexa, como mostra a figura 01. Particularmente o sítio experimental na cidade de Agudo, encontra-se em um vale estreito e longo e com uma variação abrupta de altura em poucos quilômetros de distância horizontal.

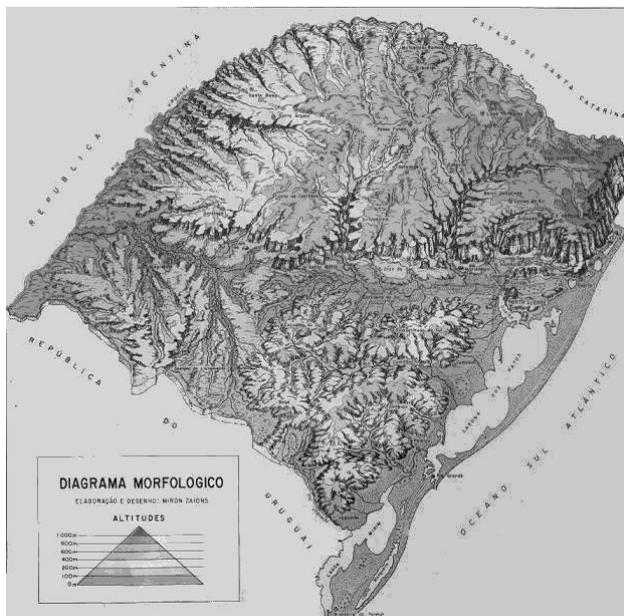


FIGURA 01: Mapa do relevo do Rio Grande do Sul. A região de estudo, esta localizada exatamente no centro do mapa.

Duas campanhas de observações micrometeorológicas foram efetivadas. A primeira em Dezembro de 1998 e a segunda em Junho de 1999. Buscou-se com isto medidas da turbulência sobre condições estáveis, instáveis e neutra, em diferentes condições climatológicas. Em ambas as campanhas, utilizou-se uma torre micrometeorológica de 12m de altura equipada com sensores de resposta rápida (frequência de amostragem de 10Hz) e sensores de resposta lenta (frequência de amostragem de 1Hz).

No local onde a torre micrometeorológica foi fixada, o vale possui aproximadamente 700m de largura e 350m de altura e o eixo do vale está muito próximo da direção geográfica Norte – Sul. A torre foi fixada próximo ao centro do vale, sobre vegetação rasteira e terreno aproximadamente plano. Um trailer, distante 20m da base da torre, serviu como laboratório durante as campanhas.

Os equipamentos utilizados durante as campanhas de Dezembro de 1998 e Junho de 1999 estão listados nas tabelas 01 e 02 respectivamente.

EXPERIMENTO DE DEZEMBRO

Quantidade	Sensor	Freqüência	Altura	Variável
1	A. Sônico	10Hz	10 m	W
1	Termopar	10Hz	10 m	θ
3	A. Copo	1Hz	3, 6 e 9 m	Rapidez/Direção
2	Termômetro	1Hz	3 e 6 m	T e Q
1	Net Radiometro	1Hz	5 m	R _L
1	Piriliometro	1Hz	5 m	R _D

TABELA 01: Tabela dos equipamentos utilizados durante a campanha de Dez/98, indicando a quantidade, freqüência de amostragem, alturas de medidas e variáveis medidas.

EXPERIMENTO DE JUNHO

Quantidade	Sensor	Freqüência	Altura	Variável
1	A. GILL	10Hz	12 m	u, v e w
1	A. Sônico	10Hz	12 m	w
1	Termopar	10Hz	12 m	θ
3	A. Copo	1Hz	3, 6 e 9 m	Rapidez/Direção
2	Termômetro	1Hz	3 e 9 m	T e Q

TABELA 02: Tabela dos equipamentos utilizados durante a campanha de Jun/99, indicando a quantidade, freqüência de amostragem, alturas de medidas e variáveis medidas.

Utilizou-se um Datalogger Campbell Inc. modelo 21XL , para coletar os dados da torre e descarregá-los para um microcomputador Pentium MMX 233MHz, instalado no trailler, onde os dados eram separados em séries temporais de 30 minutos.

ANÁLISE DOS DADOS

Um programa em linguagem Fortran foi desenvolvido para analisar os arquivos das séries temporais de 30 minutos. O objetivo do programa é fazer a análise estatística das séries, calcular os parâmetros micrometeorológicos, calcular os espectros de energia das variáveis u , v , w e θ coletadas à 10Hz e calcular a taxa de dissipação da energia cinética turbulenta (ε).

SELEÇÃO DOS DADOS

Uma das principais preocupações na análise de dados experimentais é quanto a qualidade dos dados coletados. Então, um procedimento crucial é a seleção das séries que serão estudadas. Outra preocupação importante na seleção dos dados experimentais é garantir a existência do fenômeno físico a ser estudada, neste caso a turbulência. Assim, foram selecionadas séries temporais que apresentavam efetivamente turbulência atmosférica.

Foram utilizadas basicamente duas análises nos dados, afim de selecionar somente as séries que continham turbulência efetiva. Uma através da visualização direta do sinal das variáveis u , v , w e θ coletadas em 10Hz. Um exemplo desta análise é mostrada na figura 03, onde fica claro qual a série que contém efetivamente turbulência.

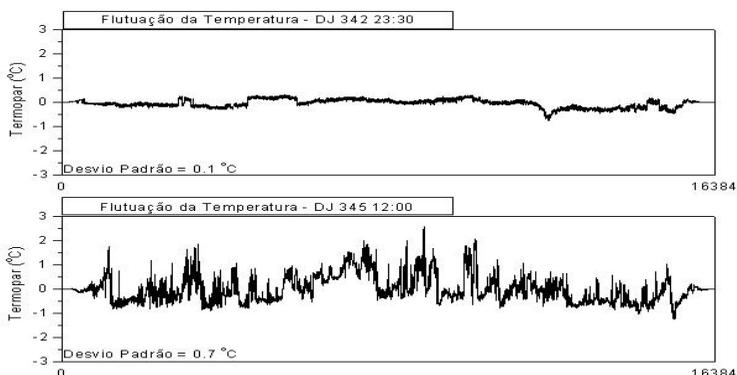


FIGURA 03: Séries temporais da flutuação da temperatura. A primeira série é apenas ruído do sensor (termopar), sem turbulência efetiva. Na segunda é evidente a presença de turbulência na série.

O outro tipo de análise foi através das características estatísticas de cada série, como por exemplo o desvio padrão das variáveis u , v , w e θ , coletadas à 10Hz.

3 RESULTADOS

A tabela 03, apresenta a tabela com o número total de séries temporais de 30 minutos, obtidos nas duas campanhas. Na tabela 04, apresenta a tabela com o número de séries selecionadas para estudo.

DIA	SERIES	ESTÁVEL	NEUTRO	INSTÁVEL
DJ 342	42	20	0	22
DJ 343	23	5	0	18
DJ 344	0	0	0	0
DJ 345	18	8	2	8
DJ 346	15	14	0	1
DJ 176	15	1	9	5
DJ 177	11	0	1	10
DJ 178	12	2	10	0
TOTAL	136	50	22	64

TABELA 03: Número total de séries coletadas.

DIA	SERIES	ESTÁVEL	NEUTRO	INSTÁVEL
DJ 342	31	14	0	17
DJ 343	18	2	0	16
DJ 344	0	0	0	0
DJ 345	17	7	2	8
DJ 346	13	13	0	0
DJ 176	15	1	9	5
DJ 177	11	0	1	10
DJ 178	12	2	10	0
TOTAL	117	39	22	56

TABELA 04: Número total de séries selecionadas.

INTENSIDADE DA TURBULÊNCIA

A seguir são apresentados, graficamente, os resultados obtidos para as funções adimensionais $\phi_w = \sigma_w / u_*$, $\phi_\theta = \sigma_\theta / |T_*|$ e $\phi_\varepsilon = kz\varepsilon / u_*^3$ que representam as formas adimensionais da intensidade da turbulência mecânica e térmica, e da taxa de dissipação da energia cinética turbulenta respectivamente. Nas expressões acima σ_w representa o desvio padrão da componente vertical da velocidade do vento, σ_θ representa o desvio padrão da temperatura, u_* é a velocidade de atrito, T_* é a temperatura característica, k é a constante de Von Karman, z é a altura e ε é a taxa de dissipação de energia cinética turbulenta.

De acordo com a teoria de similaridade de Monin e Obukov, na camada superficial sobre terrenos homogêneos e estratificação térmica estável, estas formas adimensionais devem ser função apenas do parâmetro de estabilidade z/L . O experimento realizado em Kansas (1968), mostrou claramente esta dependência. Ainda, nos mesmos gráficos são apresentadas, para efeito de comparação, as curvas obtidas do experimento de Kansas (KAIMAL e FINNIGAN, 1994).

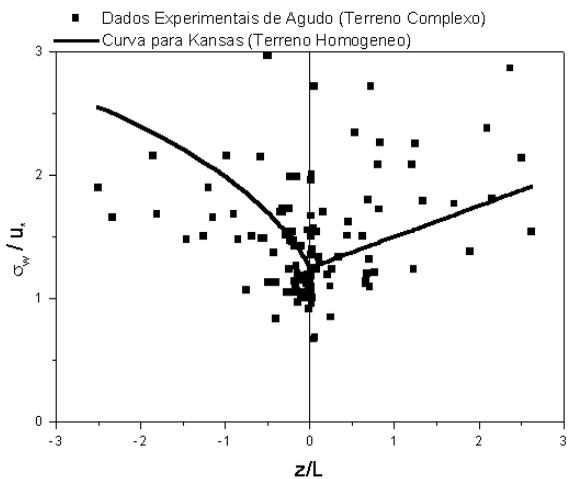


FIGURA 04: Gráfico da função ϕ_w para o sítio experimental de Agudo. A linha cheia é o resultado obtido para terrenos homogêneos.

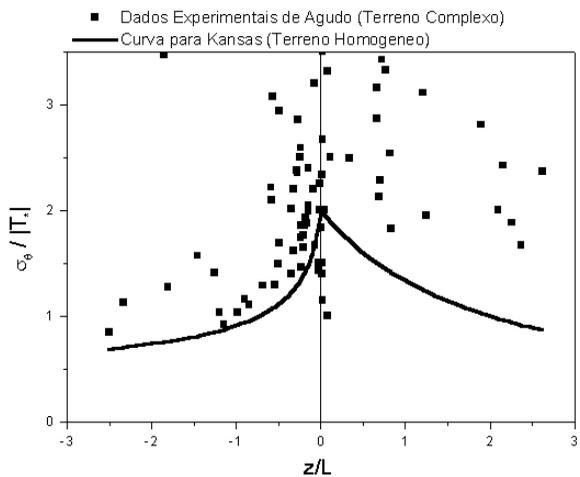


FIGURA 05: Gráfico da função ϕ_θ para o sítio experimental de Agudo. A linha cheia é o resultado obtido para terrenos homogêneos.

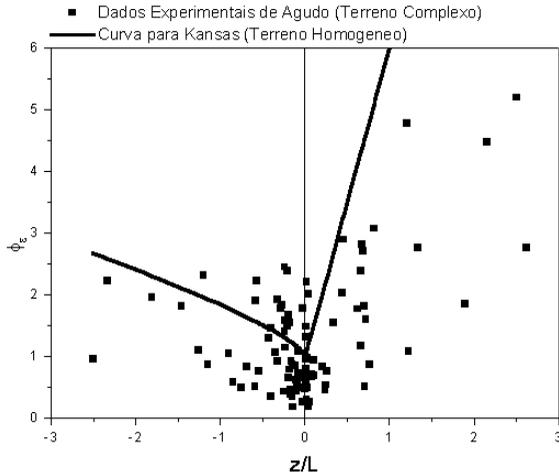


FIGURA 06: Gráfico da função ϕ_e para o sítio experimental de Agudo. A linha cheia é o ajuste dos dados. A linha pontilhada é o resultado obtido sobre terrenos homogêneos.

Da análise direta dos gráficos das figuras 04, 05 e 06, observa-se que as funções adimensionais ϕ_w , ϕ_θ e ϕ_e não apresentam uma relação funcional clara com o parâmetro de estabilidade z/L , nas diferentes classes de estabilidade. Portanto, conclui-se que as escalas da teoria de similaridade de Monin e Obukhov, para a camada superficial, na região de topografia complexa do experimento, não são suficientes para descrever estas funções. Estes resultados sugerem que devem ser consideradas variáveis de escala espacial local para descrever as similaridades destas funções adimensionais sobre o terreno complexo do sítio experimental.

O ESPECTRO DA COMPONENTE VERTICAL DE VELOCIDADE

A análise espectral foi realizada utilizando-se 16.384 pontos, aproximadamente 28 minutos. Este intervalo foi escolhido de modo a garantir as condições de estacionariedade, bem como a abrangência de todas as escalas relevantes.

A figura 07 mostra, como exemplo, o espectro de w , não normalizado, para a série temporal do dia Juliano 342 às 13h e 30min. Neste gráfico também é mostrada a suavização em 22 bandas de frequência. Nota-se claramente a lei de $-5/3$, proposta por Kolmogorov (1941) para a região do subintervalo inercial.

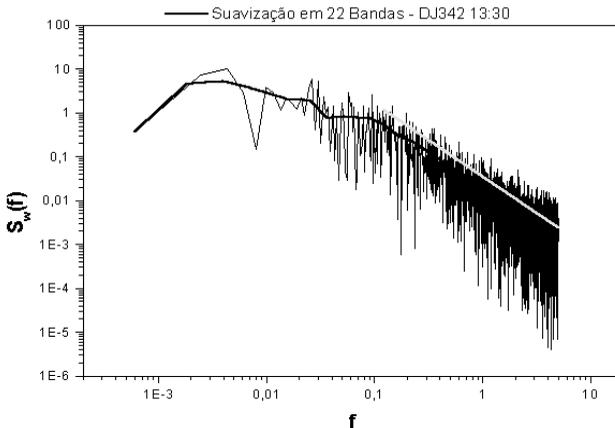


FIGURA 07: Gráfico do Espectro $S_w(f)$ em função da frequência f , para a série temporal do dia Juliano 342 às 13h e 30min. A reta é a lei de $-5/3$ para o subintervalo inercial.

O ESPECTRO NORMALIZADO PELA TAXA DE DISSIPAÇÃO

Baseando-se na teoria de similaridade de Monin e Obukhov, para a camada superficial, usa-se a variável de escala u_* , para adimensionalizar o espectro de velocidade nesta camada. A frequência

adimensional mais apropriada à esta região da atmosfera é representada por $n = fz/\bar{u}$, onde f é a frequência cíclica dada em hertz, z é a altura e \bar{u} é a velocidade do vento médio. Também, utiliza-se a forma adimensional da taxa de dissipação de energia cinética turbulenta, $\phi_\varepsilon = \frac{kz\varepsilon}{u_*^2}$ (KAIMAL e FINNIGAN, 1994).

A figura 08 mostra a forma espectral adimensional $fS(f)/u_*^2\phi_\varepsilon^{2/3}$, para a componente vertical da velocidade do vento em função da frequência adimensional $n = fz/\bar{u}$. Neste gráfico identifica-se claramente a região do subintervalo inercial, onde observa-se o colapso de todas as curvas espectrais para uma única reta de inclinação $n^{-2/3}$.

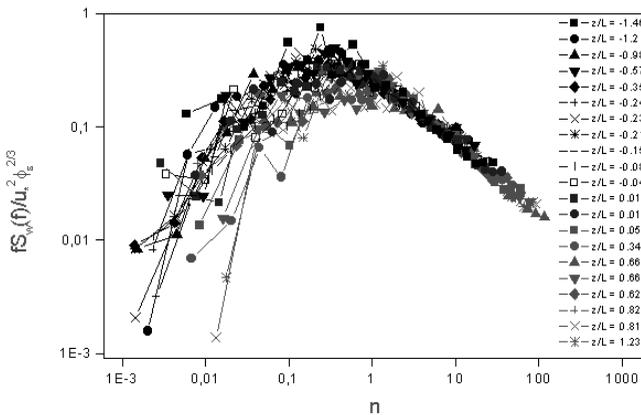


FIGURA 12: Gráfico do espectro adimensional $fS(f)/u_*^2\phi_\varepsilon^{2/3}$, suavizado em 22 blocos, em função da frequência adimensional n .

Nesta representação, utilizando-se os espectros suavizados, não é possível fazer considerações precisas sobre as características espectrais na região das baixas frequências. Uma melhor visualização desta região é obtida quando curvas de ajuste são usadas para representar os espectros suavizados.

AS CURVAS DE AJUSTE

É usual em micrometeorologia representar-se os espectros por expressões analíticas como por exemplo:

$$\frac{fS_w(f)}{u_*^2} = \frac{An}{(1 + Bn^{5/3})}.$$

Esta expressão representa a curva da densidade espectral da componente vertical da velocidade do vento adimensionalizada pela velocidade de atrito u_* em função da frequência adimensional $n = fz/\bar{u}$, onde A e B são constantes que ajustam a amplitude e localização dos máximos espectrais (SORBJAN, 1989).

Neste trabalho foi usado o método de ajuste dos mínimos quadrados para derivação destas curvas. Como exemplo ilustrativo de tal técnica a figura 09 mostra a curva de ajuste do espectro normalizado, $fS_w(f)/u_*^2$, em função da frequência adimensional $n = fz/\bar{u}$.

O gráfico, da figura 10 apresenta as curvas de ajuste do espectro normalizado $fS_w(f)/u_*^2\phi_e^{2/3}$, em função da frequência $n = fz/\bar{u}$.

Da análise espectral, pode-se observar que o espectro turbulento da velocidade vertical w , para a região de topografia complexa do sítio experimental de Agudo, possui basicamente as mesmas características espectrais do espectro para terrenos simples. Observa-se a existência da região do subintervalo inercial seguindo a lei de potência de $-5/3$, para a densidade espectral não normalizada em função da frequência f . Também,

para o espectro normalizado $fS_w(f)/u_*^2\phi_\varepsilon^{2/3}$, em função da frequência adimensional n , observa-se o colapso de todas as curvas espectrais para uma única reta com inclinação $n^{-2/3}$. Nota-se ainda, uma clara separação em regiões de espectros convectivos, neutros e instáveis.

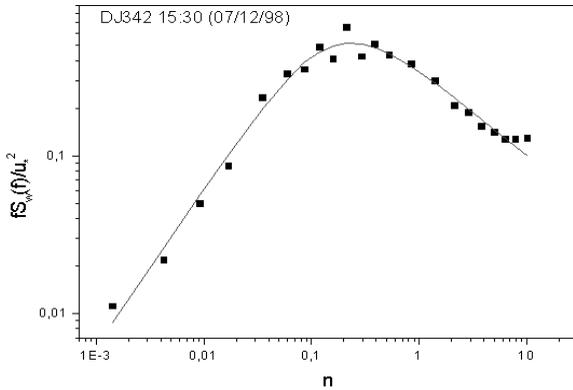


FIGURA 09: – Exemplo da curva de ajuste do espectro normalizado por u_*^2 .

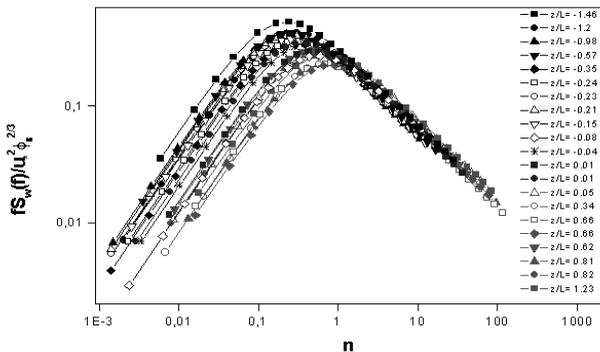


FIGURA 10: Igualmente ao anterior, mostrando as curvas para cada valor de z/L .

Entretanto, na região das baixas frequências não nota-se uma separação sistemática das curvas espectrais com o aumento da estabilidade atmosférica. Isto pode ser explicado pela independência da função de dissipação ϕ_ϵ com o parâmetro de estabilidade z/L .

4 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram analisadas as intensidade da turbulência e as características espectrais da velocidade turbulenta vertical, sobre topografia complexa, medidas na camada limite superficial. Também, comparou-se os resultados preditos pela teoria de similaridade da camada limite superficial para terrenos homogêneos, com os dados experimentais obtidos sobre terrenos complexos. Com base nos resultados descritos anteriormente pode-se concluir que:

- As escalas da teoria de similaridade de Monin e Obukhov, não são apropriadas, ou não são suficientes, para descrever as funções adimensionais ϕ_w , ϕ_θ e ϕ_ϵ , da turbulência sobre terreno complexo.
- O espectro da componente vertical turbulenta do vento possui a região do subintervalo inercial e obedece a lei de potência $(-5/3)$, proposto por Kolmogorov e Obukhov em 1941. Logo, o espectro normalizado, $fS_w(f)/u_*^2\phi_\epsilon^{2/3}$, em função da frequência adimensional $n = fz/\bar{u}$, apresenta o agrupamento de todas as curvas espectrais para os diferentes valores de z/L , na região do subintervalo inercial. Este agrupamento é representado por uma reta de inclinação $-2/3$, como predito pela teoria de Kolmogorov.
- Para a região de baixas frequências do espectro normalizado, $fS_w(f)/u_*^2\phi_\epsilon^{2/3}$ em função de $n = fz/\bar{u}$, a separação das linhas espectrais como uma função da estabilidade não está bem definida. Pode-se apenas notar a existência de três regiões, uma onde se

espalham os espectros convectivos, outra região para os espectros estáveis e uma região mediana para os espectros neutros.

AGRADECIMENTOS

Trabalho parcialmente financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e pela Fundação de Amparo a Pesquisa do Rio Grande do Sul (FAPERGS).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J., 1994. Atmospheric Boundary Layer Flows – Their Structure and Measurement. Oxford University Press, NY, 289 pp.
- KOLMOGOROV, A. N., 1941. The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers. Doklady ANSSSR. v.30, 301-304.
- MONIN, A. S., OBUKHOV, A. M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk. USSR. v.151, 163-187.
- SORBJAN, Z., 1989. Structure of the Atmospheric Boundary Layer. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 317 pp.

