



Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Relatório de Atividades de Mestrado
Abril - Setembro 2015

**Estudo espectral da Camada Limite Superficial
na região da Estação Antártica Brasileira
Comandante Ferraz**

Aluna: Jenniffer Guerra Sánchez
Orientadora: Profa Dra Jacyra Soares

Grupo de Micrometeorologia
Laboratório de Interação Ar-Mar



Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Sumário

1. Introdução.....	1
2. Região de estudo e dados utilizados.....	2
3. Tratamento estatístico da turbulência.....	3
4. Estimativa do coespectro.....	6
5. Resultados Preliminares	6
6. Atividades futuras	8
7. Referências bibliográficas	8
8. Outras atividades desenvolvidas no período	9



1. Introdução

A Camada Limite Superficial (CLS) é a região da atmosfera adjacente à superfície cuja estrutura dinâmica e termodinâmica é determinada pelos fluxos turbulentos gerados nesta. A CLS tem uma altura aproximada de poucos metros que corresponde aproximadamente 10% da altura da Camada Limite Planetária (CLP) (Wyngaard, 1985). O microclima existente na superfície do planeta é adequado à vida humana devido aos processos de transporte turbulento de calor e vapor de água que ocorrem nessa camada. A turbulência é crucial para a eficiência dos processos naturais de condensação, os quais dependem da concentração de aerossóis e do conteúdo de umidade na camada, determinados pelo transporte turbulento na CLS. A transferência de momento entre a superfície e a atmosfera que ocorre na CLS, pode ter profundas consequências do ponto de vista sinótico, pois a perda de momento da atmosfera devido ao atrito do ar com a superfície produz convergência ou divergência em regiões de alta ou baixa pressão (Oke, 1987)

Diversas teorias têm sido formuladas na tentativa de obter uma descrição dos escoamentos turbulentos de forma universal, mas a complexidade deles não permite uma abordagem estritamente analítica do problema (Souza et al., 2011). Embora através da teoria estatística os escoamentos turbulentos têm sido descritos com relativo sucesso.

Neste relatório, foi estudado o comportamento da turbulência e sua influência no transporte de momento na CLS. Para isso foram realizadas análises espectrais das variáveis componente vertical e horizontal do vento, para que, a partir dos espectros e coespectros obtidos, seja possível descrever com maior precisão a estrutura da turbulência na CLS. Desta forma, o objetivo geral deste trabalho é, através dos vários conjuntos de dados observacionais coletados durante o Projeto ETA (Estudo da Turbulência na Antártica), avaliar o comportamento da turbulência da CLS na região da Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz (EACF).

Os objetivos específicos identificados são:

- Análise dos dados observacionais de alta frequência disponíveis e sua utilização para o cálculo dos espectros e coespectros da variância da velocidade do vento.



- Estudo da variação do coespectro de velocidade do vento em função da estabilidade atmosférica

2. Região de estudo e dados utilizados

A região investigada será a região da EACF, localizada na Baía do Almirantado, na Ilha Rei George (Fig. 1), no Arquipélago das Ilhas Shetland do Sul, na Península Antártica ($62^{\circ}05'S$, $58^{\circ}23'O$), a 20 m acima do nível médio do mar. O arquipélago está situado a 130 km do continente Antártico e a 849 km do ponto mais ao sul do continente americano (Cabo de Hornos).

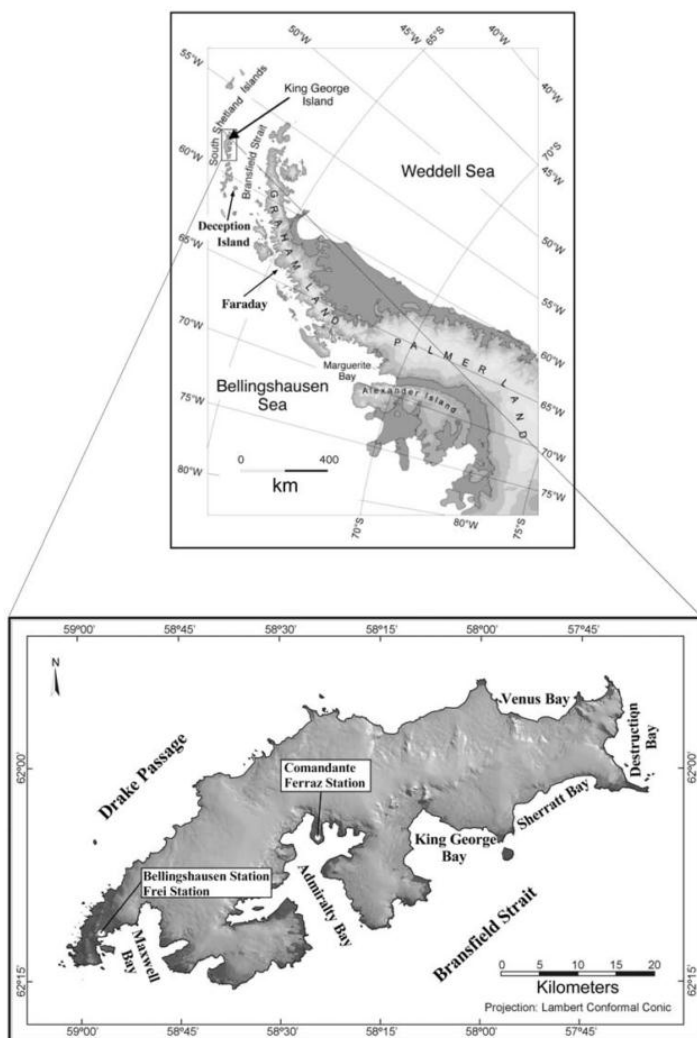


Figura 1: Localização da Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz (Ferron, 2004).

Para calcular os fluxos turbulentos de momento, calor sensível e calor latente foi utilizado o Eddy Covariance Software. As medidas foram realizadas numa altura de 12m, onde está localizado o anemômetro sônico tridimensional, além do instrumento



LICOR enclosed path (LI-7200) (analisador de gás infravermelho) o primeiro adquire os dados das três componentes do vento e a temperatura, e o segundo está acoplado ao anemômetro, e mede as flutuações de CO₂ e H₂O, a densidade do ar e a razão de mistura com uma frequência de 10 Hz, além disso registra conjuntos de dados completos do Eddy Covariance e calcula os fluxos em tempo quase real (LI-COR, Inc, 2010) (Burba et al., 2010), estes sensores foram conectados a um sistema de aquisição de dados e transferidos a um notebook instalado na Estação Antártica Comandante Ferraz (Fig. 2). Os dados utilizados neste relatório foram medidos durante os meses de novembro de 2014 a janeiro de 2015 e foi escolhido aleatoriamente o mês de novembro para amostrar alguns resultados.

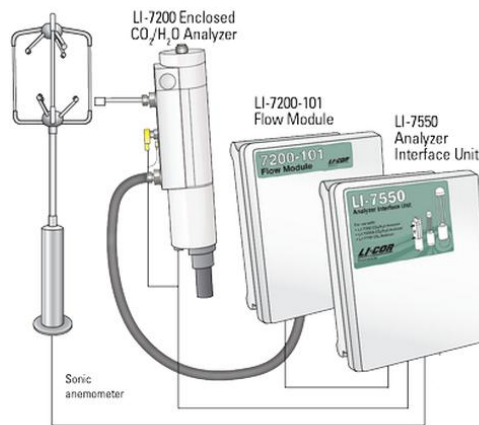


Figura 2: Conjunto de instrumentos instalados na torre meteorológica da EACF

3. Tratamento estatístico da turbulência

As variáveis de um escoamento turbulento devem ser tratadas como variáveis aleatórias, além disso, é importante assumir certas considerações que simplificam os cálculos estatísticos significativamente. Assumem-se os estados idealizados de homogeneidade, estacionaridade e isotropia, onde se as propriedades estatísticas de uma variável aleatória forem independentes do espaço, o processo é chamado homogêneo, este é estacionário quando elas não se alteram no tempo e se não dependem da orientação das coordenadas utilizadas disse-se então que o processo é isotrópico (Kundu & Cohen, 2002). No ano 1935 Taylor formulou as hipóteses antes mencionadas de homogeneidade e isotropia, mas foi Kolmogorov no ano 1941 o primeiro em propor homogeneidade local e de isotropia do escoamento turbulento atmosférico em pequenas subregiões da atmosfera, e deste jeito resolver o problema da presença de uma fronteira



inferior imposta pela superfície terrestre (Kolmogorov, 1941). Em Alves (2002) cita-se a Lumley e Panofsky (1964), os quais falaram que medidas meteorológicas em alta frequência na Camada Limite Superficial (CLS) têm mostrado que isto pode ser satisfeito, pois as pequenas amplitudes das flutuações não devem ser influenciadas pela superfície.

Apesar do estado aparentemente caótico da turbulência têm sido identificados certos padrões básicos e o conceito de vórtice está associado a estes padrões (Eiger, 1989). A turbulência se manifesta em diferentes escalas de comprimento que dependem das dimensões características destes vórtices (Souza et al., 2011). Quanto menor os vórtices menor a dependência da geometria do escoamento e os vórtices de tornam mais aleatórios e isotrópicos.

Hipótese de Taylor

A hipótese do Taylor prevê que o escoamento de um fluido possa ser tratado como contínuo, podendo assim ser considerado uma função contínua do tempo t ou da posição x , ele propõe que se a intensidade da flutuação de velocidade do escoamento turbulento for muito menor do que a intensidade do escoamento médio então pode-se assumir a seguinte transformação de coordenadas:

$$x = u t$$

De este jeito sob situações especiais a turbulência poderá ser considerada congelada a medida que atravessa um sensor, na realidade a turbulência não está congelada, ela sempre evolui, mas Taylor propõe que isto pode-se assumir se o tempo que demora para que um turbilhão flutue e passe pelo sensor é demasiado pequeno para o turbilhão mudar notoriamente. As medidas temporais poderão ser convertidas em espaciais e as espaciais em temporais, usando a relação entre o tempo de translação, a velocidade média e o comprimento do vórtice que atravessa o sensor (STULL, 1991).

Quanto mais intensa é a turbulência, mais rápido evoluem os turbilhões devido a que está sendo canalizada mais energia na cascata de energia, por isto esta hipótese cumpre-se exigindo um limite para a intensidade que pode ter a turbulência. O termo cascata de energia foi introduzido por Kolmogorov no ano 1941, ele encontrou que cada escala do fluxo turbulento está associada a uma certa quantidade de energia, produzindo-



se uma transferência de energia das escalas maiores às menores. A ideia de cascata de energia concebe três regiões distintas no espectro turbulento (Fig. 3).

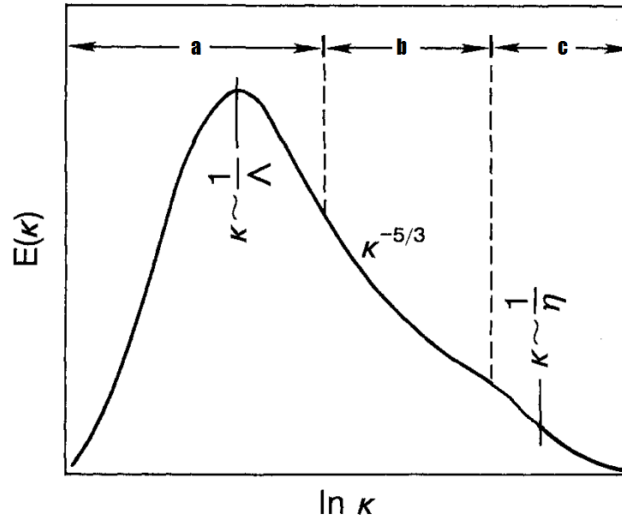


Figura 3: Distribuição da energia espectral na CLP, mostra-se a região de produção de energia (a), o subintervalo inercial (b) e a região de dissipação(c), $E(k)$ é a quantidade que mede a energia dos turbilhões, Λ é a escala integral da turbulência, η é a microescala de Kolmogorov. Figura adaptada de Kaimal e Finnigan (1994).

A primeira região, denominada de Região de Produção de energia cinética turbulenta (ECT), é aquela em que se encontram os maiores vórtices de menor frequência e onde toda a ECT é produzida a partir do cisalhamento vertical do escoamento médio. A outra região do espectro turbulento é o Subintervalo Inercial, onde a energia é transmitida dos maiores vórtices aos menores e o espectro decai a razão de $-\frac{5}{3}$. Neste intervalo a função densidade espectral do campo de vento tridimensional ($S(k)$) deve satisfazer a seguinte relação conhecida como lei da potencia $-\frac{5}{3}$ do Subintervalo Inercial:

$$S(k) \propto \varepsilon^{\frac{2}{3}} k^{-\frac{5}{3}}$$

onde ε é a taxa de dissipação de ECT e k é o número de onda associado ao tamanho dos vórtices (Kolmogorov, 1941).



4. Estimativa do coespectro

Para densidades espectrais de uw , Wyngaard e Cote (1972) propõem o subintervalo inercial decaindo com $f^{-7/3}$, neste intervalo os valores normalizados dos coespectros serão funções só do parâmetro de estabilidade $\xi (z/L)$, e n . Suas formas logarítmicas, são as seguintes (Kaimal, 1994):

$$-\frac{fC_{uw}(f)}{u_*^2} \propto G(\xi)n^{-\frac{4}{3}}$$

onde $G(\xi)$ é função de ξ , e ϵ é determinada empiricamente.

Para a presente pesquisa os coespectros foram calculados para cada período de amostragem de fluxo e o número de frequências em que eles são amostrados é igual à metade do número de dados. Ou seja que um conjunto de 18.000 dados (nosso caso, 30 minutos a 10 Hz) fornecerá coespectros especificados para 9000 frequências, distribuídos de forma linear entre a frequência mais baixa de $1 / (30 \text{ minutos})$ e a frequência máxima $(10 \text{ Hz}) / 2$ (a frequência de Nyquist), com base na equação de acima e dependendo do tipo de estabilidade na região de estudo no momento da observação, EddyPro usa a seguinte expressão para calcular o coespectro de uw :

$$\frac{fCo_{wu}(n)}{w'u'} = A_0 \frac{n/n_p}{(1 + (n/n_p)^{2\mu})^{\frac{1.1667}{\mu}}}$$

onde f (Hz) é a frequência natural, $n = (z - d) * f / U$ é a frequência normalizada, A_0 , n_p e μ são parâmetros de regressão.

5. Resultados Preliminares

Para mostrar os resultados do coespectro de uw , foi escolhido aleatoriamente o dia 22 de Novembro de 2014, foram selecionados os horários das 0930, 1100 e 1630(Horário Local), porque neles apresentam-se diferentes tipos de estratificação atmosférica. Diferentes autores usam diferentes critérios de estabilidade atmosférica (Sorbjan, 1989, Oncley et al, 1996, Businger et al, 1971).

Ao ser plotados os coespectros, notou-se que a maior densidade de dados encontra-se na região das altas frequências (Fig. 4, Fig. 5, Fig. 6)



Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

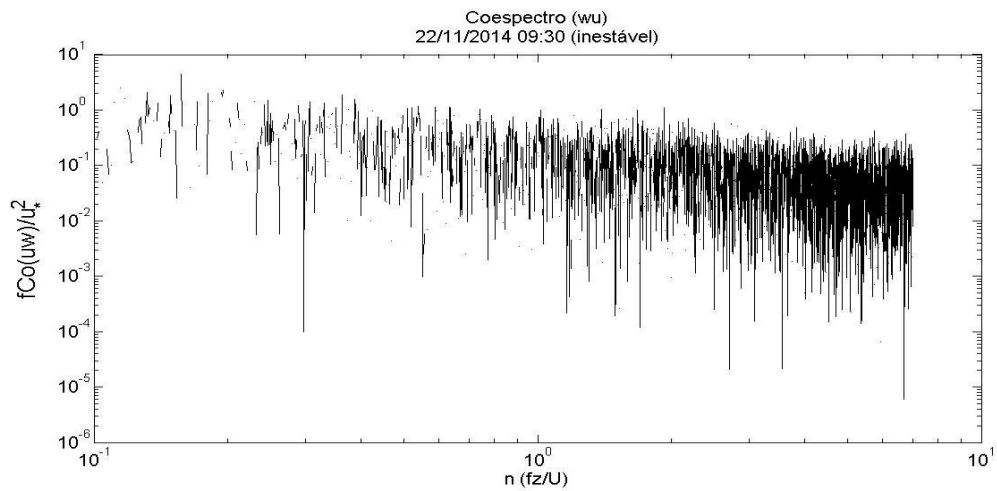


Figura 4: Coespectro uw normalizado em condições de estratificação instável, $\xi = -0.3$

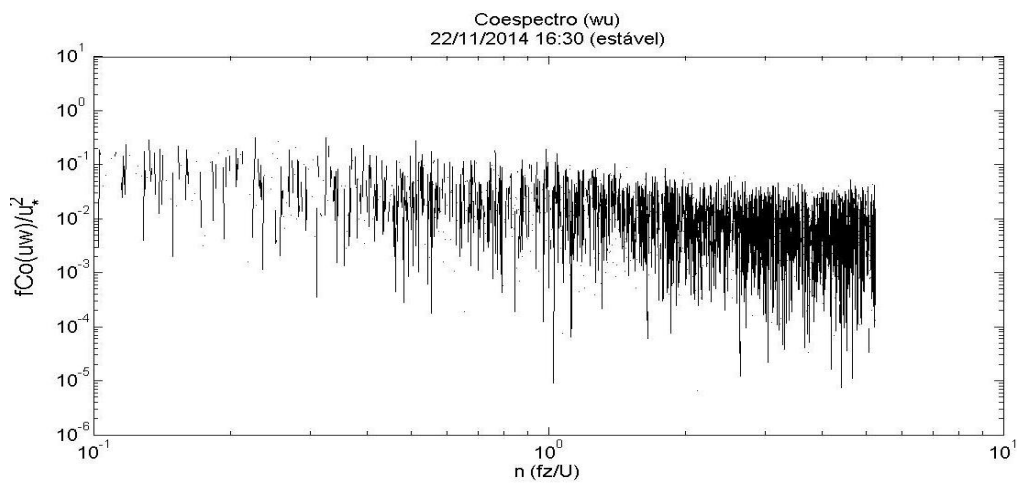


Figura 5: Coespectro uw normalizado em condições de estratificação neutra, $\xi = 0.3$

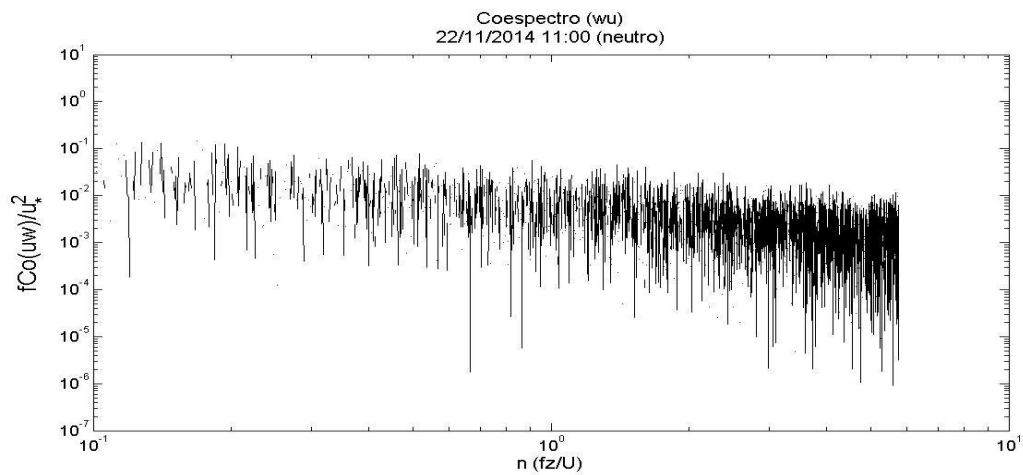


Figura 6: Coespectro uw normalizado em condições de estratificação estável, $\xi = 0,03$.



6. Atividades futuras

- ✚ Analisar os dados observacionais disponíveis e utilizar para o cálculo dos espectros e coespectros da variância da velocidade do vento, temperatura do ar e umidade específica e verificar se seguem comportamentos consistentes com aqueles observados sob condições homogêneas.
- ✚ Estudar a variação do espectro de velocidade vertical do vento em função da estabilidade atmosférica e a relação da frequência máxima com z/L , onde z é a altura acima da superfície e L o comprimento de Obukov.
- ✚ Investigar se as curvas espectrais obtidas obedecem a lei de Kolmogorov no sub intervalo inercial.

7. Referências bibliográficas

- Alves, M., 2002:** Um estudo sobre características do subdomínio Inercial da turbulência desenvolvida em escoamento acima e dentro da copa da floresta Amazônica de terra firme e acima do Pantanal mato-grossense, Tese de Doutorado.
- Burba, G., McDermitt DK., Anderson, DJ., Furtaw, MD., Eckles, RD., 2010:** Novel design of an enclosed CO₂/H₂O gas analyser for eddy covariance flux measurements. *Tellus B*, 62, 743–748.
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., Bradley, E.F., 1971:** Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181–189.
- Eiger, S., 1989:** Modelos de Escoamentos Turbulentos. In: SILVA RCV (Ed.). Métodos Numéricos em Recursos Hídricos. Coleção da ABRH, Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Vol. 1, Cap. 2, p. 84–155.
- Ferron, F., Simões, J.C., Aquino, F.E., Setzer, A.W., 2004:** Air temperature time series for King George Island, Antarctica, Pesquisa Antártica Brasileira.
- Kaimal, J.C., Fennigan, J.J., 1994:** Atmospheric boundary layer flows. Oxford University Press, New York.
- Kolmogorov, A.N., 1941:** Local structure of turbulence in an incompressible fluid at very high Reynolds numbers. *Dokl. Accad Nauk. URSS*, 30:299-303
- Kundu, Pk., Cohen, Im., 2002:** Fluid Mechanics. Academic Press Inc., 2 ed., 730 p.
- LI-COR, Inc. 2010:** LI-7200 CO₂/H₂O Instruction Manual. LI-COR Inc., Lincoln, NE



- Lumley, J.L., Panofsky, H.A. 1964:** The structure of atmospheric turbulence. New York: John Wiley & Sons, 239 pp.
- Oke, T.R. 1987:** Boundary layer climates. London, Routledge Press.
- Ondele, S.P., Friehe, C.A., Larue, J.C., Businger, J.A., Itsweire, E.C., Chang, S. S., 1996:** Surface-Layer Fluxes, Profiles, and Turbulence Measurements over Uniform Terrain under Near-neutral Conditions, Bedford, Massachusetts.
- Sorbjan, Z., 1989:** Structure of the Atmospheric Boundary Layer. London: Prentice-Hall, 317 pp.
- Souza et al. 2011:** Uma revisão sobre a turbulência e sua modelagem, Revista Brasileira de Geofísica, 29, 21-41
- Stull, R.B. 1991:** An Introduction to Boundary Layer Meteorology. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers,. 667 p
- Wyngaard J.C. 1985:** Structure of the planetary boundary layer and implications for its modeling. J Climate Appl Meteor 24:1131-1142

8. Outras atividades desenvolvidas no período

8.1 Disciplinas do programa de mestrado

Até o momento, das disciplinas cursadas e concluídas totalizam em 24 dos 46 créditos. Além dessas, está em andamento uma disciplina que equivale a 10 créditos.

Disciplina	Créditos	Conceito	Situação
AGM5713-Dinâmica da Atm. I	6	B	Concluída
AGM5716-Radiação Atmosférica I	6	B	Concluída
AGM5822-Termodinâmica da Atm.	6	A	Concluída
AGM5714-Dinâmica da Atm. II	6	A	Concluída
AGM5733- Métodos Observacionais de Climatologia e Meteorologia de Mesoescala	8	-	Em andamento
AGM5804-Micrometeorologia	10	-	Em andamento