

## **Aplicação de Wavelets na investigação de transição Tarde-Noite no Pantanal: efeitos de ondas de gravidade.**

### **Hardiney Santos Martins**

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará – Departamento de Física  
66093-020, Campus Belém, Belém, PA  
Email: hardiney.martins@ifpa.edu.br

### **Leonardo Deane de Abreu Sá**

Centro Regional da Amazônia, CRA, INPE  
66077-830, Parque de Ciência e Tecnologia do Guamá, Belém, PA  
Email: leonardo.deane@pq.cnpq.br

**Resumo:** Neste estudo investigou-se o período de transição tarde-noite no Pantanal durante as estações seca e inundada. A metodologia wavelet com ondeleta-mãe complexa de Morlet foi utilizada na detecção de ondas de gravidade. Além disto, a metodologia empregada por Von Randow et al. (2002) foi aplicada para a análise da variabilidade em escala sob a influência de ondas de gravidade neste período. Observou-se que o comportamento é marcadamente diferenciado entre as estações seca e inundada. Além disto, a presença de ondas de gravidade promove poucas alterações nas variâncias normalizadas da velocidade vertical do vento, temperatura e umidade comparativamente as situações sem ondas de gravidade, nas duas estações.

**Palavras-chave:** transição tarde-noite, wavelets, ondas de gravidade

#### 1- Introdução

Acevedo (2001) descreve o período de transição tarde-noite como iniciando-se com o esfriamento da superfície e a formação de uma camada estável próximo da mesma. Este processo limita a atividade turbulenta a uma camada rasa próxima à superfície, promovendo uma grande divergência dos fluxos turbulentos fortes efeitos sobre as variáveis médias. Como exemplos, há uma brusca diminuição da temperatura e velocidade do vento e um aumento súbito da umidade específica.

As escalas dos maiores turbilhões superficiais decaem neste período, ocasião em que as heterogeneidades da superfície tornam-se muito importantes na caracterização do escoamento e fazem também com que o entardecer seja um período de transição da condição de homogeneidade horizontal (facilitada pela existência dos grandes turbilhões) para uma condição de heterogeneidade horizontal, em que as irregularidades superficiais (cujos efeitos são amplificados pela existência apenas de turbilhões pequenos) modulam os seus fortes efeitos sobre as variáveis médias (NIEUWSTADT e BROST, 1986; SORBJAN, 1997).

Acevedo e Fitzjarrald (2001) ressaltam a importância do entendimento do processo de transição tarde-noite na compreensão do período noturno. Eles chamam a atenção para as variações abruptas na umidade e temperatura em um período de 10 minutos um pouco após as 1800 (Hora Local – HL), na região próxima de Albany, Nova Iorque, Estados Unidos. As variações de umidade específica e temperatura próximo à superfície, ocorridas neste período, foram iguais as aquelas verificadas nas horas subsequentes. Eles explicam que esta variação abrupta é decorrente do confinamento da atividade turbulenta a uma camada rasa próxima ao solo. Contudo, eles estabelecem duas condições para a ocorrência deste comportamento: céu claro e baixa velocidade do vento. Zeri (2002), em seu estudo comparativo sobre a variabilidade da estrutura da turbulência atmosférica acima do Pantanal, nas estações seca e úmida chamou atenção para o fato de as maiores diferenças nos fluxos, estruturas coerentes e outros parâmetros turbulentos acima do Pantanal ocorrerem justamente

no período de transição tarde-noite. Assim, convém investigar especificamente este período na esperança de obtenção de novos elementos para aprofundar o entendimento da influência de fenômenos tais como ondas de gravidade (OG's), Jatos de Baixo Nível (JBN's), rajadas, dentre outros, na CLA.

## 2- Metodologia

Os dados experimentais foram obtidos nas campanhas IPE-2 e IPE-3, relativos às estações seca e inundada do Pantanal, respectivamente. O IPE-2 foi realizado no período de 07 a 22 de setembro de 1999. O IPE-3 foi realizado no período de 16 a 28 de fevereiro de 2002. As duas campanhas aconteceram em um sítio experimental localizado na região sudeste do Pantanal (19°34'S, 57°01'W), no município de Corumbá, às margens do Rio Miranda, no estado brasileiro do Mato Grosso do Sul (MARQUES-FILHO et al., 2008). A vegetação no sítio é característica de cerrado. Ao leste do sítio há predominância de gramíneas. Ao norte e a oeste observa-se uma disposição irregular e esporádica de árvores de porte médio (altura média de 10m) em conjunto com arbustos e plantas rasteiras. E ao sul, há uma extensa área de mata ciliar e paratidal.

Os dados foram coletados por um anemômetro e termômetro sônico (modelo 3D CSA-T3 Campbell) e registrados por um datalogger. Registrou-se as componentes longitudinal (u), transversal (v) e vertical (w) da velocidade do vento, além da temperatura (T). A umidade específica (q) foi coletada por um higrômetro (LICOR 6262). As taxas de amostragens foram 16Hz para o IPE-2 e 8Hz para o IPE-3. Os dados foram coletados no topo de uma torre micrometeorológica, a uma altura de 25m. Contudo, os dados de umidade para o IPE-2 apresentaram problemas e não puderam ser utilizados.

O procedimento de controle de qualidade dos dados baseou-se na metodologia proposta por Vickers e Mahrt (1997). No total de 29 dias de dados de resposta rápida, somando-se as duas campanhas, tiveram que ser descartados em torno de 34% do total (equivalente a 10 dias). Os dados remanescentes foram agrupados de maneira que foram obtidos para o IPE-2, 13 períodos de transição, e para o IPE-3, 6 períodos de transição. Definindo-se o período de transição tarde-noite como o horário entre 1700 e 2000 HL.

Todos os dados de resposta rápida foram submetidos à Transformada em Ondeletas (TO) com ondeleta-mãe complexa de Morlet. A escolha da ondeleta-mãe complexa de Morlet deve-se a sua boa resolução para a frequência, além da possibilidade de obtenção da diferença de fase entre duas séries de dados utilizada para a detecção de OG's (DAUBECHIES, 1992). Esta decomposição permite separar um conjunto de dados em um grupo de escalas sobre todas as localizações na série. A decomposição ocorre através do produto interno entre o sinal e as ondeletas. As ondeletas são funções com a mesma forma de uma função original, a ondeleta-mãe. As ondeletas são geradas através da dilatação e translação da ondeleta mãe. A TO pode ser aplicada a um par de séries de dados  $x(t)$  e  $y(t)$ . Este procedimento objetiva determinar a variabilidade em escala e localização comum para as duas séries. A parte complexa do WCS (Wavelet Cross Spectrum) fornece a informação sobre a diferença de fase ( $DF_{xy}$ ) entre  $x(t)$  e  $y(t)$ .

A detecção da presença de OG's baseou-se na diferença de fase (DF) entre as séries da velocidade vertical e de temperatura. Rees et al. (2001) discutem que as flutuações das componentes do campo de variáveis para turbulência e OG's têm relações de DF. Uma assinatura da presença de OG em séries de dados discutida por eles é estabelecida pela DF entre w e T. Para uma DF de 90° ou -90°, para as escalas acima de 100s, tem-se a presença de OG's, caso a DF não se encontre nesta faixa de valores, a presença de OG's puras inexistente (CAVA et al., 2004; ZERI e SÁ, 2011). A partir destes critérios, foram calculadas as DF entre as flutuações da velocidade vertical e temperatura para identificar os intervalos de tempo, nos quais, ocorreram OG's e as respectivas escalas de ocorrência, no IPE-2 e IPE-3 (MARTINS, 2011).

Após a determinação de intervalos de tempo de ocorrência, estabeleceu-se uma classificação das séries de dados de resposta rápida como: com OG e sem OG. Utilizando-se desta classificação, implementou-se a metodologia empregada por Von Randow et al. (2002) para a análise da variabilidade em escala dos parâmetros turbulentos associados com cada uma destas classes. Foram

calculadas as variâncias dos dados de resposta rápida ( $w$ ,  $T$  e  $q$ ) projetadas em escalas de comprimento (MARTINS, 2011). A obtenção das escalas de comprimento para dados medidos em um ponto foi implementada através da aplicação da hipótese de Taylor. Utilizou-se a janela de média de 5 minutos para os cálculos descritos acima (SUN et al., 2004).

### 3- Resultados

As variâncias por escala de  $w$ ,  $T$  e  $q$  para a transição tarde-noite no Pantanal para as classes transição sem OG e transição com OG foram calculadas para as estações seca e inundada (exceto para  $q$  que foi calculada somente para a estação inundada). Para a comparação da variabilidade em escala, a variância de cada escala é normalizada pela divisão com a variância total do sinal (VON RANDOW et al., 2002).

A variância normalizada de  $w$ , por escala, para as duas classes descritas acima nas estações seca e inundada é apresentada na Figura 1. Observa-se que durante a estação seca, em situações com OG's, os picos são mais pronunciados comparativamente a estação inundada e a situações sem OG's. É possível que a maior Energia Cinética Turbulenta (ECT) observada na estação seca deva-se à maior rugosidade superficial nesta estação, conforme sugerido em Martins (2011).

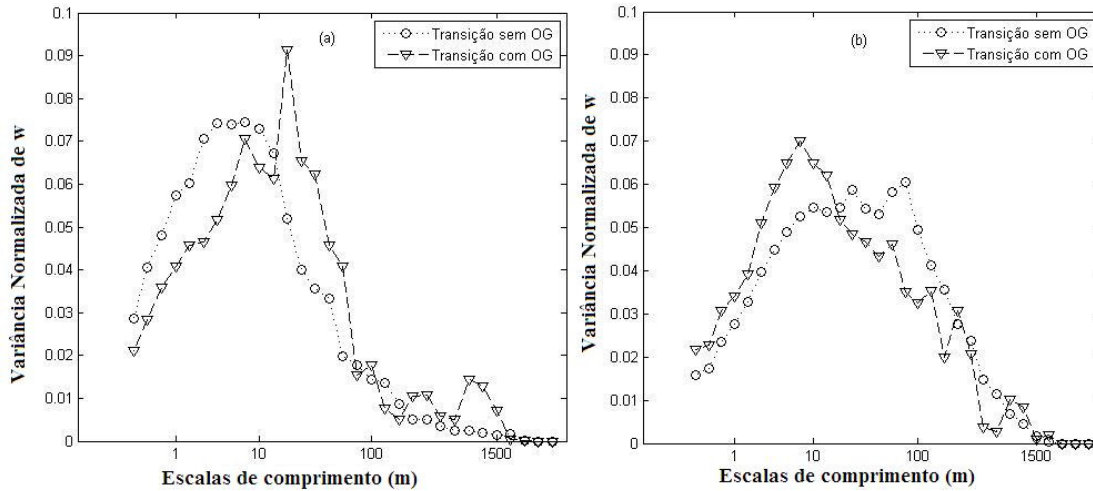
Mencione-se também que na estação inundada (verão), há contribuições importantes para a variância de  $w$  até a escala de 500m, diferentemente da estação seca (inverno-primavera), em que as contribuições para a variância decaem drasticamente antes da escala de 100m. É possível que tal diferença reflita o fato de que a estação inundada ocorre em período de verão, em que a insolação é maior relativamente ao período em que foi realizado o IPE-2. Então, no IPE-3, espera-se que a radiação solar ainda incida no sítio experimental num horário em que o mesmo não aconteceu no IPE-2. Os picos para escalas de comprimento de 850m, nas duas estações para as situações com OG's, são correspondentes às escalas das OG's encontradas no período de transição.

Von Randow et al. (2002) encontraram um pico para a variância normalizada de  $w$  entre as escalas de comprimento de 100m e 300m. Contudo, o resultado apresentado por eles corresponde a dados da Amazônia e para condições diurnas. A presença destes picos (estação inundada para a classe sem OG) pode ser um indicativo da presença de turbilhões com características diurnas. Observa-se que estes possíveis turbilhões diurnos apresentam-se na estação inundada que possui uma CLN com maior atividade turbulenta (SÁ e ANDRADE, 2006). Os picos em menores escalas de comprimento podem ser decorrentes da manifestação de características noturnas. Na CLN, os turbilhões, apresentam-se com escalas de comprimento menores que em condições diurnas (MAHRT, 1981; ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; 2003).

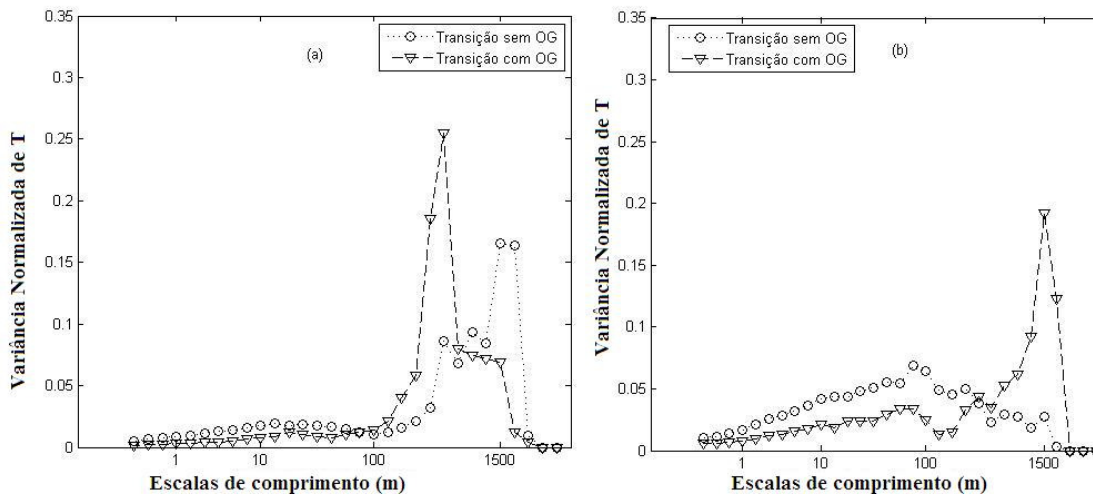
Na Figura 2 apresentam-se as variâncias normalizadas de  $T$ , por escala, para as duas estações e as mesmas classes descritas na Figura 1. Percebe-se que há grande contribuição de escalas maiores que 100m, para as situações com OG's, nas duas estações. Porém, nas escalas menores que 100m, há marcantes diferenças entre as estações, havendo contribuições importantes para a variância de  $T$  na estação úmida, com máximos relativos um pouco abaixo da escala de 100m, o que é menos evidente na estação seca. Pode ser possível que a predominância dos efeitos de mesoescala para as variâncias de  $T$  na estação seca deva-se, ao menos parcialmente, às próprias características das circulações locais no período de transição tarde-noite, as quais comumente (principalmente, aquelas associadas a brisas marítimas ou fluviais) mudam de sentido com a passagem do dia para a noite (MAHRT et al., 1994). No caso, é possível que a existência de uma circulação local associada à presença do rio Miranda, a aproximadamente 1Km do sítio experimental, explique a existência de tais máximos observados.

Quanto às diferenças entre estações seca e inundada, abaixo da escala de 100m, estas devem-se predominantemente ao fato de que a CLN, acima do Pantanal seco ser estável, e acima da estação inundada ser predominantemente instável (MARTINS, 2011). Assim, em média, há mais energia cinética turbulenta na estação inundada que na estação seca (além de flutuabilidade positiva, contribuindo para intensificar as flutuações das grandezas turbulentas na estação úmida). Quanto às diferenças entre as classes, devido à maior estabilidade na estação seca, as manifestações de ondas de gravidade apresentam-se como ondas puras, ou seja, com diferença de fase entre  $w'$  e  $T'$  igual a  $90^\circ$ . As ondas de gravidade puras não excitam diversas escalas, ou seja, a energia carregada pela onda não

é repassada para outras escalas (TERRADELLAS et al., 2001). Desta maneira, OG's puras observadas para a estação seca (conforme pode ser visto no estudo de caso na seção 4.1 em Martins, 2011) não excitam muitos números de onda devido à condição de quadratura entre  $w$  e  $T$ . Por outro lado, para a estação inundada, com maior atividade turbulenta, podem estar se estabelecendo interações entre OG's e turbulência (não há quadratura precisa entre  $w$  e  $T$ ) de tal forma que é possível haver ocorrência de transferência de energia da escala da OG para outras escalas, gerando maiores contribuições para a variância total de  $T$ .



**Figura 1:** Variância Normalizada de  $w$ , por escala, na transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) estação seca, (b) estação inundada.

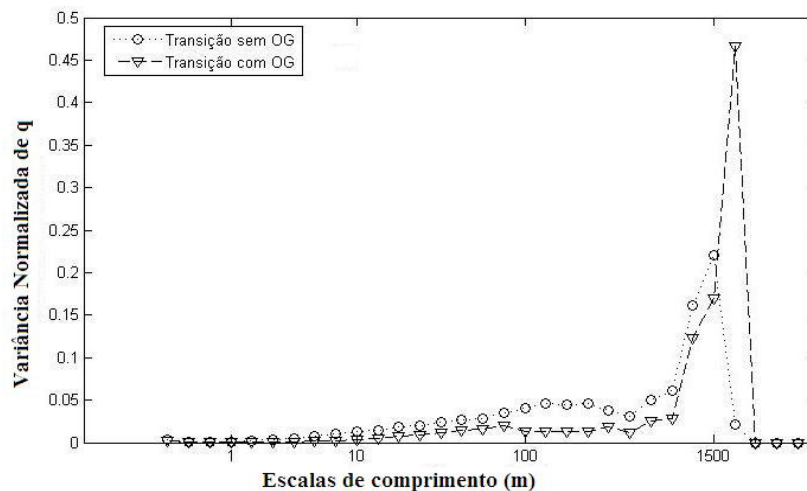


**Figura 2:** Variância Normalizada de  $T$ , por escala, na transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade: (a) estação seca, (b) estação inundada.

As variâncias normalizadas de  $q$ , por escala, na estação inundada do Pantanal são apresentadas na Figura 3. Assim como observado na Figura 2, para o Experimento IPE-3, as variâncias normalizadas de  $q$  apresentam seus maiores valores na região da mesoescala. Porém, diferentemente do caso da temperatura, onde se observa um mínimo relativo próximo à escala de 100m, apenas em situações sem OG's. Na umidade específica, para as duas classes, estes mínimos estão próximos da escala de 1Km. Nas escalas menores que 1Km as variâncias normalizadas de  $q$  são muito menores do que as de  $T$ , situação que se inverte para escalas maiores que 1000m, onde as variâncias de  $q$  sem OG atingem 0,45. Já para situações com OG, o comportamento acima de 1Km é similar, como ocorrência de picos de 0,2 próximos da escala de 1500m.

Há, portanto, marcadas diferenças nas variâncias na região com turbulência e naquela com predominância de fenômenos de mesoescala, e espera-se que os mínimos relativos indiquem a existência de uma falha espectral. Conforme discutido por Mahrt et al. (2001), a partição do escoamento com contribuições de turbulência e de mesoescala (e a existência de uma falha espectral principalmente presentes sob condições estáveis, bem perto da superfície) é particularmente importante porque os movimentos turbulentos e de mesoescala são governados por processos fisicamente diferentes e para que os estados das variâncias sejam fisicamente interpretáveis, a existência da falha espectral deve ocorrer. Todavia, esta região da falha espectral varia com a estabilidade. Segundo Mahrt et al. (2001), os movimentos de mesoescala na CLN incluem ondas de gravidade, escoamentos pulsantes de drenagem, modos de oscilação associados à turbulência, vórtices associados a esteiras e outros movimentos possíveis provocados por outras instabilidades. Tais fenômenos tornam a interpretação dos processos de mesoescala, muito difícil, exigindo informações diversificadas, muitas das quais não estiveram disponíveis durante as campanhas experimentais “IPE”.

No que se refere à região em que domina a turbulência, deve-se esperar que as contribuições dos forçantes mecânicos sejam muito importantes para a geração de turbulência, o que se reflete pelos valores mais elevados das variâncias normalizadas de  $w$ . Todavia, na CLN do Pantanal na estação inundada, também houve ação de forças de empuxo (MARTINS, 2011). Não se deve esperar que acima do Pantanal inundado, com lagos de diferentes tamanhos e profundidades, haja uma correspondência na localização dos elementos de rugosidade mecânicas ( $z_0$ ), térmicas ( $z_T$ ) e de umidade ( $z_q$ ), ou seja, a analogia de Reynolds não deve valer (ZILITINKEVICH et al., 2008), com  $z_0 \neq z_T \neq z_q$ . Tal distinção entre as rugosidades superficiais podem explicar particularmente as diferenças de amplitude entre as variâncias de escalares por escala observadas entre as Figuras 2 e 3, para dados do Experimento IPE-3. Ressalta-se que Sujita e Kishii (2002) chamaram atenção, em seu estudo de simulação em túnel de vento referente a efeitos da rugosidade na distribuição da evaporação acima de superfícies heterogêneas, sobre a complexidade dos processos de evaporação acima de superfícies rugosas e sua dissimilaridade com relação a processos envolvendo outros escalares.



**Figura 3:** Variância Normalizada de  $q$ , por escala, na transição tarde-noite sob a influência de ondas de gravidade na estação inundada.

#### 4- Conclusões

O estudo da estrutura da turbulência atmosférica acima do Pantanal Mato-Grossense, em estações seca e inundada, reveste-se de relevância peculiar tendo em vista, de um lado, as diferentes características de rugosidade superficial, condições de estabilidade atmosférica e de fenômenos típicos da camada limite noturna e do período de transição, e de outro lado, a quase inexistência na literatura de estudos similares voltados para pântanos ou regiões alagadas. Os diversos gradientes de temperatura que podem se formar na região (entre as regiões secas e alagadas) estabelecem circulações

locais que manifestam uma importante influência sob a estrutura da turbulência da estação inundada. Desta maneira, observa-se um comportamento muito diferenciado entre as estações do Pantanal, com a estrutura da turbulência no período de transição tarde-noite marcando a diferença entre estas estações de forma clara.

A variância de  $w$  apresenta marcante influência da alteração de rugosidade da superfície na comparação entre a estação seca e inundada. Isto se manifesta na presença de um pico mais contundente na variância de  $w$  para a estação seca. A diferença de incidência de radiação solar também pode ser responsável por parte das diferenças observadas na variância de  $w$ . Além destes fatores, a presença de OG's manifesta-se através do aparecimento de picos em escalas de comprimento correspondentes as escalas de ocorrência das OG's.

As variâncias de  $T$  e  $q$  apresentam características marcantes relacionadas com o aparecimento de circulações locais, com uma forte possibilidade de influência direta do rio Miranda (localizado aproximadamente 1 Km do sítio experimental). Além disto, a diferença de característica da superfície entre as estações promove interações diferenciadas entre as OG's e a turbulência nas estações seca e inundada. Desta maneira, a estação seca manifesta um comportamento com manifestação de OG's puras com pouca ou nenhuma interação com a turbulência. Em contra-partida, a estação inundada, manifesta comportamento com marcante interação entre OG e turbulência.

#### **Agradecimentos**

UFMS – Universidade Federal de Mato Grosso do Sul.

CNPq – Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento Tecnológico - processo 303728/2010-8.

FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo. Processo: 98/00105-5.

#### **Referências**

ACEVEDO, O.C. Effects of temporal and spatial transitions on surface atmosphere exchanges. P.204. Tese de Doutorado em Ciências Atmosféricas, Universidade do Estado de New York, 2001.

ACEVEDO, O.C.; FITZJARRALD, D. The Early Evening Surface-layer transition: temporal and spatial variability. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.58, p.2650-2667, 2001.

ACEVEDO, O.C.; FITZJARRALD, D. In the core of the night – effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. *Boundary-layer meteorology*. V.106, p.1-33, 2003.

CAVA, D.; GIOSTRA, U.; SIQUEIRA, M.; KATUL, G. Organised motion and radiative perturbations in the nocturnal canopy sublayer above an even-aged pine forest. *Boundary-layer meteorology*, v112, p.129-157, 2004.

DAUBECHIES, I. *Ten Lectures on Wavelets*. SIAM, Philadelphia, 357 pp., 1992.

MAHRT, L. The early evening boundary layer transition. *Q.J.R. Meteorological Society*. V107, p.329-343, 1981.

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers and breakdown of models, *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*, v.11, p.263-279, 1998.

MAHRT, L.; SUN, J.; VICKERS, D.; MACPHERSON, J. I.; PEDERSON, J. R.; R. L. DESJARDINS, Observations of Fluxes and Inland Breezes over Heterogeneous Surface, *Journal of the Atmospheric Sciences*, v51, p.2484-2499, 1994.

MAHRT, L.; MOORE, E.; VICKERS, D. Dependence of Turbulent and Mesoscale velocity variances on scale and stability. *Journal of Applied Meteorology*. V.40, p.628-641, 2001.

MARQUES-FILHO, E.P. ; SA, L. D. A. ; KARAM, H.A. ; ALVALA, R. C. S. ; SOUZA, A. ; PEREIRA, M.M.R. . Atmospheric Surface Layer Characteristics of Turbulence above the Pantanal

Wetland Regarding the Similarity Theory. *Agricultural and Forest Meteorology (Print)*, v. 148, p. 883-892, 2008.

MARTINS,H.S. Variabilidade em escala associada com Jatos de Baixo Nível e ondas de gravidade na Camada Limite Noturna do Pantanal. P.166. Tese de Doutorado em Física, UFSM, Santa Maria, 2011.

NIEUWSTADT, F. T. M.; BROST, R. A. The Decay of Convective Turbulence, *Journal of Atmospheric Science*. V43, p. 532 – 546, 1986.

REES,J.M.; STASZEWSKI,W.J.; WINKLER,J.R. Case study of a wave event in the stable atmospheric boundary layer overlying an Antarctic Ice Shelf using the orthogonal wavelet transform. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. V34, p.245-261, 2001.

SÁ, L. D. A. ; ANDRADE, E. S. . Curvatura do perfil vertical de temperatura potencial virtual acima do Pantanal em períodos noturnos: Diferenças entre as estações seca e úmida. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, p. 413-417, 2006.

SORBJAN, Z. Decay of Convective Turbulence Revisited. *Boundary-Layer Meteorology*. V.82, p. 501-515, 1997.

SUGITA,F.; KISHII,T. Effect of roughness distribution on evaporation processes over non-homogeneous sand surfaces: a wind tunnel investigation. *Hydrological Processes*. V.16, p.2141-2153, 2002.

SUN, J.; LENSCHOW, D.H.; BURNS, S.P.; BANTA, R.M.; NEWSOM,R.K.; RICHARD, C.; FRASIER,S.; INCE, T.; NAPPO, C.; BALSLEY, B.B., JENSEN, M., MAHRT, L., MILLER, D., SKELLY, B. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. *Boundary-layer meteorology*, v.110, p.255-279, 2004.

TERRADELLAS, E.; MORALES,G. CUXART,J.; YAGÜE,C. Wavelet methods: application to the study of the stable atmospheric boundary layer under non-stationary conditions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. V627, p.1-20, 2001.

VICKERS,D.; MAHRT,L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. V.14,p.512-526, 1997.

VON RANDOW, C.; SÁ, L. D. A.; PRASAD, G. S. S. D.; MANZI, A. O.; ARLINO, P.R. A.; KRUIJT, B. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazônia – I. Diurnal conditions. *Journal of Geophysical Research*, v.107, p.8062-8074, 2002.

ZERI,L.M.M.; SÁ,L.D.A. Horizontal and vertical turbulent fluxes forced by a gravity wave event in the nocturnal surface layer over an Southwestern Amazon forest site. *Boundary-layer meteorology*, v138, p.413-431, 2011.

ZERI, L. M. M. Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do pantanal matogrossense nos períodos úmido e seco. 116pp. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, 2002.

ZILITINKEVICH,S.S.; MAMMARELLA,I.; BAKALANOV,A.A. The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height. *Boundary-layer meteorology*, v129, p.179-190, 2011.