UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS Faculdade de Meteorologia Curso de Meteorologia

Trabalho de Conclusão de Curso



Aplicações de modelagem analítica da ECT para diferentes condições superficiais

João Marcelo Hoffmann de Souza

João Marcelo Hoffmann de Souza

Aplicações de modelagem analítica da ECT para diferentes condições superficiais

Trabalho acadêmico apresentado ao Curso de Graduação em Meteorologia, da Faculdade de Meteorologia, da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Bacharel em Meteorologia.

Orientador: André Becker Nunes

Dados de catalogação na fonte: Ubirajara Buddin Cruz – CRB-10/901 Biblioteca de Ciência & Tecnologia - UFPel

S729a

Souza, João Marcelo Hoffmann de

Aplicações de modelagem analítica da ECT para diferentes condições superficiais / João Marcelo Hoffmann de Souza. – 42f.: il. – Trabalho de conclusão de curso (Meteorologia). Universidade Federal de Pelotas. Faculdade de Meteorologia. Pelotas, 2014. – Orientador André Becker Nunes.

1.Camada limite. 2.Rugosidade superficial. 3.Turbulência. 4.Micrometeorologia. I.Nunes, André Becker. II.Título.

CDD: 551.66

João Marcelo Hoffmann de Souza

Aplicações de modelagem analítica da ECT para diferentes condições superficiais

Trabalho de Conclusão de Curso aprovado, como requisito parcial, para obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia Universidade Federal de Pelotas.
Data da Defesa: 13/06/2014
Banca examinadora:
Prof. Dr. André Becker Nunes (Orientador) Doutor em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Prof. Dr. Cláudia Rejane Jacondino de Campos Doutora em Física da Atmosfera pela Université Toulouse III Paul Sabatier
Prof. Dr. Jonas da Costa Carvalho Doutor em Meteorologia pela Universidade de São Paulo

Agradecimentos

Agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Resumo

SOUZA, João Marcelo H. **Aplicações de modelagem analítica da ECT para diferentes condições superficiais.** 2014. 42f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) — Curso de Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

As características da camada limite planetária (CLP) estão relacionadas à formação de turbulência, fenômeno este causado pela influência direta da superfície terrestre no escoamento do ar adjacente. A intensidade da turbulência em uma camada é indicada pela energia cinética turbulenta (ECT), variável relacionada diretamente com o transporte de momentum, calor e massa na CLP. Em modelos numéricos da CLP os grandes vórtices, cuja resolução espacial é igual ou maior que o tamanho da célula da grade do modelo, são simulados diretamente e assim chamados de escala resolvida. Os vórtices cuja resolução espacial é menor que a grade do modelo são chamados de vórtices de subgrade e precisam ser parametrizados. Podem ser citados dois parâmetros fundamentais na formação e estudo da turbulência: comprimento de rugosidade superficial (z_0) que descreve o quanto uma superfície é efetiva em transformar a energia do vento médio sobre ela em movimento turbulento; e fluxo de calor sensível na superfície (H_s) , cuja variação temporal controla o ciclo diurno da energia cinética turbulenta na CLP. Este trabalho teve por objetivo estudar o efeito de diversas condições superficiais (z_0 e H_s) na energia cinética turbulenta total da CLP e dos pequenos vórtices (e). Foram utilizados dados característicos de uma CLP em condições convectivas obtidos da literatura e do Experimento Interdisciplinar do Pantanal (IPE: Interdisciplinary Pantanal Experiment) para as estações úmida e seca, os quais foram analisados através de metodologias para e e ECT. Os resultados obtidos mostram que a ECT e sua dissipação são mais intensas próximas à superfície. Também se observou que regiões com maior z_0 dissipam mais energia. Para qualquer período dentro da fase de transição matutina foi encontrado que e corresponde a aproximadamente 20% de ECT independente de z_0 . As regiões com menores z_0 apresentaram-se mais sensíveis à variação diurna da ECT. A estação seca do Pantanal mostrou-se mais energética durante a transição matutina até o estabelecimento da convecção, enquanto que a fase úmida passou a ser mais energética após o decaimento de ECT no período da tarde.

Palavras-chave: camada limite, rugosidade superficial, turbulência.

Abstract

SOUZA, João Marcelo H. **Applications of analytical modeling of TKE for different surface conditions.** 2014. 42f. Final Project (Undergraduate) - Undergraduate Program in Meteorology. Federal University of Pelotas, Pelotas.

The characteristics of the planetary boundary layer (PBL) are related to the turbulence formation, a phenomenon caused by the direct influence of the land surface in the flow of adjacent air. The intensity of turbulence in a layer is indicated by the turbulent kinetic energy (TKE), a variable directly related to the transport of momentum, heat and mass transfer in PBL. In numerical models of PBL large vortices, whose spatial resolution is greater than or equal to the size of the grid cell of the model may be simulated and are thus called resolved scale. The vortices whose spatial scale is smaller than the model grid are called subgrid eddies, and must be parameterized. It can be cited two key parameters in generation and study of the turbulence: surface roughness length (z_0) , that describes how a surface is effective in transforming the energy of the average wind adjacent in turbulent motion; and the surface sensible heat flux (H_s), whose temporal variation controls the diurnal cycle of turbulent kinetic energy in the PBL. The aim of this work was to study the effect of various surface conditions (z_0 and H_s) in the total turbulent kinetic energy of the PBL and in small eddies TKE (e). We used data from a typical PBL in convective conditions obtained from the literature and from Interdisciplinary Pantanal Experiment (IPE) for wet and dry season, which were analyzed by the methods for e and for total TKE. The results show that the TKE production and dissipation are more intense near the surface. We also observed that regions with higher z₀ dissipate more energy. For any period within the morning transition phase found that e is approximately to 20 % of TKE independent of z_0 . The regions with lower z_0 were more sensitive to diurnal variation of TKE. The dry season from Pantanal was the most energetic during the morning transition until the establishment of convection, while the wet season has become the most energetic after the decay of TKE in the afternoon.

Keywords: boundary layer, surface roughness, turbulence.

Lista de figuras

Figura 1	Representação da evolução temporal da CLP	16
Figura 2	Exemplo de fluxo de ar sobre superfícies rugosas	17
Figura 3	Perfil vertical do vento próximo ao solo	19
Figura 4	Esquema da circulação na camada limite convectiva	21
Figura 5	Representação da cascata de energia	22
Figura 6	Espectro de energia	22
Figura 7	a) Variabilidade de u_* e b) evolução horária média de H_s para os experimentos IPE-1 e IPE-2	29
Figura 8	Variação vertical da temperatura próximo à superfície em cada intervalo de tempo e suas respectivas temperaturas médias	30
Figura 9	Variação de e com relação a z_0 para a camada superficial e1, de mistura e2 e zona de entranhamento e3	31
Figura 10	Perfil vertical de e para cada comprimento de rugosidade	32
Figura 11	Perfil de $arepsilon$ em função de z_0	33
Figura 12	Índice de dissipação de ECT como função de z_0	34
Figura 13	Efeitos da rugosidade na dissipação de ECT	34
Figura 14	Índice de dissipação de ECT como função de z_0 entre 7h e 12h para $z=10,50$, e $100m$	35
Figura 15	Variação de e e ECT nas fases úmida e seca do Pantanal	36
Figura 16	Relação entre e e ECT em toda extensão vertical da CLP	37

Lista de tabelas

Tabela 1	Classificação do terreno quanto ao comprimento		
	de rugosidade	18	

Lista de Símbolos

	AL ·	- Atmosfera	livre
--	------	-------------	-------

 c_i - Constante, i = (u, v, w)

CLC - Camada limite convectiva

CLE - Camada limite estável

CLP - Camada limite planetária

CLS - Camada limite superficial

CR - Camada residual

 C_S – Constante para o caso convectivo

e – Energia cinética turbulenta dos pequenos vórtices

ECT - Energia cinética turbulenta

Er – ECT dos grandes vórtices

 $(f_m^*)_i^c$ - Frequência espectral do pico de energia

g – Aceleração da gravidade

h - Rugosidade geométrica

 H_s – Fluxo de calor na superfície

IPE - Interdisciplinary Pantanal Experiment

k - Número de onda

l - Comprimento de mistura

LES - Largge Eddy Simulation

- t tempo
- \bar{T} Temperatura média
- u Componente longitudinal da velocidade
- \bar{u} velocidade média do vento horizontal
- u_* Velocidade de fricção
- $\overline{u'w'}$ Fluxo de momentum
- v Componente transversal da velocidade
- w Componente vertical da velocidade
- w_{*} Velocidade convectiva
- z Nível vertical
- z₀ Comprimento aerodinâmico de rugosidade
- z_i Altura da CLC
- z_g Topo da CLS
- ZE Zona de entranhamento

Símbolos gregos

- ε dissipação média da ECT
- k Constante de von Karman
- Λ Comprimento de Monin-Obukhov local
- η Microescala de Kolmogorov
- σ_i^2 Variância da velocidade do vento turbulentas
- σ_u^2 , Componente zonal da velocidade turbulenta.
- σ_v^2 Componente meridional da velocidade turbulenta.
- σ_w^2 Componente vertical da velocidade turbulenta.
- au_0 Tensão de cisalhamento da superfície
- ψ Função de dissipação não dimensional

Sumário

1.	Introdução	13
2.	Revisão de literatura	15
	2.1. Camada Limite Planetária	15
	2.1.1 Camada Limite Superficial	16
	2.1.1.1 Comprimento de rugosidade aerodinâmico da superfície	16
	2.1.1.2 Perfil logarítmico do vento	18
	2.1.2. Camada Limite Convectiva	20
	2.2 Energia Cinética Turbulenta	21
	2.3 Pantanal: projeto IPE	24
3	Materiais e Métodos	26
	3.1 Parâmetros para relacionar $e \operatorname{com} z_0$	27
	3.2 Metodologia para variar a ECT no tempo	27
	3.3 Dissipação de ECT como função de z_0 e H_s	28
	3.4 Características da CLS sobre o Pantanal	28
4.	Resultados	31
	4.1. Influência da rugosidade superficial na ECT dos pequenos vórtices	31
	4.2. Variação temporal da ECT na fase de transição matutina	32
	4.3. Caracterização da dissipação de ECT para diferentes condições superficiais	33
	4.4 Caracterização de ECT nas fases úmida e seca do Pantanal	35

5. Conclusões	38
Referências	39

Introdução

A Camada Limite Planetária (CLP) é uma região localizada na troposfera inferior, se estendendo da superfície da Terra até a altura em que a atmosfera sofre influência da superfície com fenômenos de escala de tempo de uma hora ou menos (STULL, 1988). O que difere a CLP do resto da atmosfera é a presença da turbulência próxima à superfície.

O estudo da turbulência tem grande importância para a compreensão dos processos físicos que ocorrem na CLP uma vez que estes processos, além de interferir diretamente no comportamento de fenômenos de maior escala (ARYA, 1977; ANTHES,1983) também atuam em menores escalas como, por exemplo, na dispersão de poluentes (PONDERGRASS; ARYA, 1984; SOFIEV et al., 2010). A turbulência pode ser definida como movimentos irregulares de redemoinhos denominados vórtices, os quais são gerados principalmente por forçantes da superfície como o fluxo de calor, atrito e obstáculos. O escoamento turbulento é caracterizado por um número elevado de vórtices com dimensões variadas contribuindo para o transporte de momentum, calor e massa na CLP. Essas interações se devem em parte à intensidade da energia cinética turbulenta (ECT) dos vórtices presentes.

A superfície terrestre – bem como suas características, como a rugosidade aerodinâmica (z_0) – está diretamente ligada com a formação de turbulência na CLP. De acordo com Wieringa (1992), os parâmetros de rugosidade descrevem o quanto uma superfície é efetiva em transformar a energia do vento médio sobre ela em movimento turbulento.

Outro parâmetro importante no estudo da turbulência na CLP é o fluxo de calor na superfície (H_s). Este parâmetro é função da radiação solar incidente e das características da superfície como tipo de cobertura e de solo (PLEIM; XIU, 1995; STULL, 1988). A variação temporal de H_s controla o ciclo diurno da ECT na CLP.

Desta forma, fica evidente a presença da turbulência térmica durante o dia na camada limite convectiva (CLC) dando origem aos grandes vórtices, e estabilidade durante a noite na camada limite estável (CLE) dando origem à camada residual acima dela. Assim, a CLP pode ser caracterizada de acordo com o período do dia e a configuração local da superfície.

Como discutido anteriormente, os parâmetros z_0 e H_s estão diretamente ligados com fenômenos na baixa troposfera e influenciam outros de escala maior o que torna necessário um conhecimento pleno de suas interações e comportamentos na CLP. Dentro deste contexto, este trabalho tem como objetivo geral estudar o efeito das diversas condições de z_0 e H_s na caracterização da CLP quanto à ECT utilizando dados experimentais e característicos através de metodologias encontradas na literatura como, por exemplo, Nunes et al. (2010) para a ECT dos pequenos vórtices (e) e Šavli (2012) para a ECT. Os objetivos específicos são:

- 1. Analisar a influência de z_0 em e na fase de transição matutina.
- 2. Comparar a variação temporal de e e ECT durante a fase de transição matutina entre dois tipos de superfícies bem como verificar a contribuição de e ao longo do tempo para a ECT.
 - 3. Analisar a dissipação da ECT em diferentes condições superficiais.
- 4. Simular o comportamento de ECT sobre um ponto no Pantanal de acordo com a modelagem analítica, para as duas fases climatológicas distintas da região: a fase seca e a fase úmida.

Revisão de literatura

2.1 Camada Limite Planetária

Uma camada limite pode ser definida como a camada de um fluido em contato direto com uma superfície rígida em que trocas significativas de momentum, calor ou massa entre superfície e fluido ocorrem e fortes gradientes de velocidade, temperatura e concentração de massa estão presentes (ARYA, 1988). Na atmosfera, a camada limite encontra-se próximo à superfície terrestre com o escoamento basicamente turbulento influenciado diretamente pelas características superficiais (forçantes térmicas e mecânicas) sendo denominada CLP (STULL, 1988). Enquanto que as forçantes térmicas se devem ao empuxo provocado pelo ciclo diurno do fluxo de calor em superfície, as forçantes mecânicas estão relacionadas ao arrasto causado pelo escoamento do ar sobre a superfície e ao cisalhamento do vento.

A estrutura vertical e a evolução temporal da CLP é mostrada na Fig. 1 para um período de 24h. Observa-se a ocorrência de um ciclo diário com a estrutura da CLP sendo dividida em três partes principais de acordo com o período do dia: a Camada Limite Convectiva (CLC) diurna e a Camada Limite Estável (CLE) e Residual (CR) noturnas. Ainda estão presentes a Camada Limite Superficial (CLS) em todo o ciclo e a Zona de Entranhamento (ZE) na interface da CLP com a Atmosfera Livre (AL). Nesta região acima da CLP e que se estende até o topo da troposfera, AL, os efeitos de superfície não são relevantes para o escoamento do ar, porém pode ocorrer turbulência devido aos jatos presentes nesta região. Aqui será feito apenas uma descrição da CLS e da CLC observadas na fase de transição matutina e de grande importância para o trabalho em questão.

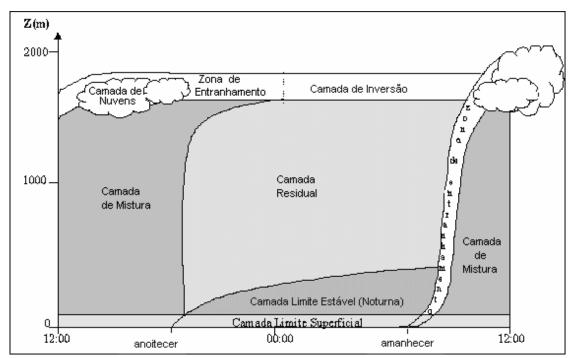


Figura 1 - Representação da evolução temporal da CLP.

Fonte: Adaptado de STULL (1988)

2.1.1 Camada Limite Superficial

A CLS está localizada na região inferior da CLP se estendendo por aproximadamente 10% dela onde o efeito da força de Coriolis pode ser desprezado e o fluxo de ar depende principalmente das características da superfície (CAMPOS, 2004). É nesta região que ocorre a redistribuição da energia solar incidente na superfície para o restante da CLP explicando os fortes gradientes verticais de temperatura, umidade e cisalhamento do vento (ARYA, 1988).

2.1.1.1 Comprimento de rugosidade aerodinâmico da superfície

A rugosidade da superfície é responsável em parte pela produção de turbulência e pelo perfil do vento \bar{u} . Um bom exemplo da definição de Wieringa (1992) para z_0 são os trabalhos de Bradley (1968) e Wu e Meroney (1995), que estudando fluxos em transições de superfície, observaram variações de ECT.

Uma superfície é dita aerodinamicamente lisa se as irregularidades superficiais de pequena escala são pequenas o suficiente permitindo a formação de uma subcamada laminar ou viscosa em que elas estão completamente submersas.

Se as irregularidades superficiais de pequena escala são suficientemente grandes para impedir a formação de qualquer camada de modo que o movimento seja turbulento sobre elas, a superfície é considerada aerodinamicamente rugosa (SUTTON, 1953) (Fig. 2). Na maioria dos casos as superfícies naturais são consideradas rugosas com exceção de locais cobertos por gelo ou água em dia de vento muito fraco.

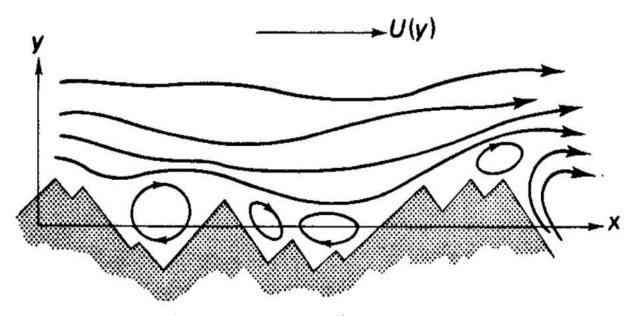


Figura 2 - Exemplo de fluxo de ar sobre superfícies rugosas.

Fonte: TENNEKES e LUMLEY (1972).

Lettau (1969) obteve uma formulação para z_0 como função da altura média do elemento de rugosidade, da seção vertical do elemento face ao vento e da área total da superfície por número de elementos. De acordo com Lettau, duas áreas com vegetação de mesma altura e distribuição espacial diferente, possuem z_0 diferentes. Kondo e Yamazawa (1986) derivaram uma equação para z_0 de superfícies não homogêneas desconsiderando a velocidade do vento. Eles definiram um parâmetro chamado rugosidade geométrica h, o qual indica a dimensão média dos elementos de rugosidade, obtendo a relação $z_0 = 0,25h$.

Estimativas do parâmetro de rugosidade em várias superfícies naturais podem ser ordenadas de acordo com a altura média dos elementos de rugosidade (PLATE, 1971) ou o tipo de terreno (WIERINGA, 1992). A tab. 1 apresenta alguns valores típicos de z_0 para diferentes tipos de superfícies e terrenos.

Tabela 1 - Classificação do terreno quanto ao comprimento de rugosidade.

Descrição do terreno	z_0 (m)
Mar aberto	0,0002
Terrenos planos, sem vegetação, sem obstáculos e neve	0,005
Terreno plano aberto, grama, obstáculos isolados	0,03
Culturas baixas, grandes obstáculos isolados	0,1
Culturas altas, obstáculos espalhados	0,25
Parque, arbustos, inúmeros obstáculos	0,5
Cobertura regular de grandes obstáculos (florestas regulares ou cidades homogêneas)	1
Centro urbano com edifícios altos e baixos	≥2

Adaptado de WIERINGA (1992).

2.1.1.2 Perfil logarítmico do vento

Enquanto o arrasto friccional faz com que a velocidade média do vento (\bar{u}) seja zero próximo à superfície, a força devido ao gradiente de pressão intensifica \bar{u} com a altura (Fig. 3). Considerando \bar{u} constante em diferentes tipos de superfícies, a espessura da CLS, devido à convecção forçada, é maior para superfícies mais rugosas (Fig. 3a) (DAVENPORT, 1963). O ponto z_g marca o nível vertical da CLP em que \bar{u} torna-se aproximadamente constante com a altura e assim o topo da CLS. A profundidade da camada aumenta com o aumento de z_0 tornando o gradiente de \bar{u} menor em superfícies com maior rugosidade.

A convecção forçada causada pela rugosidade superficial em equilíbrio com o cisalhamento causado pelo movimento das camadas de ar com velocidades diferentes faz com que os vórtices permaneçam movendo-se continuamente para cima e para baixo (Fig. 3b). Em condições instáveis e próximo à superfície, a produção mecânica de turbulência predomina sobre a produção térmica, mas em níveis mais altos o efeito térmico tem maior relevância causando um alongamento vertical dos vórtices e diminuição no gradiente do vento (Fig. 3c). Ao contrário, em condições de forte estabilidade o movimento vertical diminui e os vórtices são alongados horizontalmente pela presença apenas do efeito mecânico (Fig. 3d) (BELJAARS, 1992). Plotando em escala de altura logarítmica, as condições neutras aparecem como uma linha reta, enquanto que condições não neutras aparecem de

forma logarítmica com a concavidade para cima em uma atmosfera com condições instáveis e para baixo se estiver em condições estáveis (Fig. 3e).

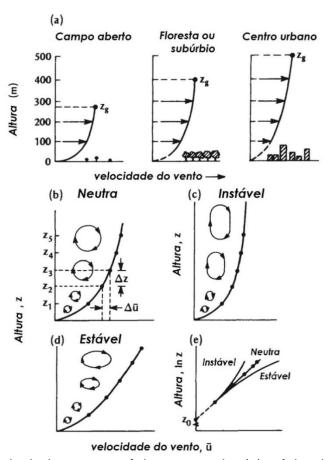


Figura 3 – Perfil vertical do vento próximo ao solo: (a) efeito da rugosidade do terreno, (b) à (e) efeito da estabilidade no formato do perfil e na estrutura dos vórtices. Em (e) os perfis de (b), (c) e (d) estão plotados em escala de altura logarítmica.

Fonte: Adaptado de OKE (1978).

Uma derivação para o perfil logarítmico do vento é utilizando a teoria do comprimento de mistura (STULL, 1988). O fluxo de momentum na CLS é dado por

$$\overline{u'w'} = -l^2 \left| \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \right| \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$$
 Equação 1

em que l é o comprimento de mistura e $\partial \overline{u}/\partial z$ a variação vertical da velocidade média do vento horizontal. Sendo $l^2=k^2z^2$, onde k=0,4 é a constante de von Karman, e considerando o fluxo de momentum constante com a altura $\overline{u'w'}(z)=\overline{u'w'}(0)=u_*^2$,

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{kz}$$
 Equação 2

que integrando de uma altura $z=z_0$ até a altura z resulta na equação logarítmica

$$\frac{\overline{u}}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0}$$
 Equação 3

A velocidade de fricção (u_*) é uma escala de velocidade característica do escoamento turbulento dependente da velocidade média do vento e da natureza da superfície. É relacionada com a tensão de cisalhamento da superfície τ_0 por

$$u_* = \sqrt{\tau_0/
ho}$$
 Equação 4

2.1.2. Camada Limite Convectiva

O crescimento da CLC tem início aproximadamente trinta minutos após o amanhecer, período em que o fluxo de calor sensível na superfície torna-se positivo devido ao aquecimento do solo pela radiação solar (STULL, 1988). Essa camada é caracterizada pela presença de termas de ar quente que ascendem do solo contribuindo para a geração de turbulência junto com o cisalhamento do vento e transportando calor até a base da inversão térmica no topo da CLC.

A configuração da circulação na CLC é mostrada na Fig. 4. Sua profundidade máxima, de 1000 a 3000m (CAMPOS, 2004), ocorre com o estabelecimento da convecção no período de maior incidência da radiação solar, e por consequência maior fluxo de calor na superfície, marcando o término da fase de transição matutina e início da fase em que a CLC está completamente desenvolvida (NUNES, 2008). Uma camada de inversão acima da CLC atua como um bloqueio aos movimentos verticais limitando o desenvolvimento da turbulência e indicando o topo da CLC.

A Fig. 4 também mostra o processo de arrastamento através da qual o ar acima da base da inversão é levado para as regiões de movimento descendente da CLC. As térmicas mais enérgicas podem penetrar na inversão, mas na maioria dos casos, elas deformam a interface superior da CLC elevando a base da inversão e diminuindo sua espessura.

A presença da turbulência na CLC acaba que misturando momentum, calor e umidade fazendo com que os perfis verticais de velocidade do vento, temperatura potencial, razão de mistura e concentração de contaminantes sejam praticamente constantes. Gradientes destas propriedades estão presentes apenas em uma camada com espessura de aproximadamente 10% da CLC próximo à superfície, na CLS. Com a diminuição da incidência de radiação ao pôr-do-sol e o surgimento do resfriamento radiativo a CLC perde suas características dando lugar à CLE e à CR logo acima.

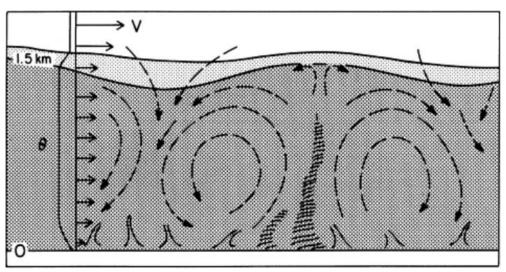


Figura 4 - Esquema da circulação na camada limite convectiva e entranhamento do ar através da inversão térmica no topo da CLP.

Fonte: WYNGAARD (1990)

2.2 Energia Cinética Turbulenta

Uma variável importante no estudo da CLP é a energia cinética turbulenta (ECT), grandeza que indica a intensidade da turbulência presente em uma camada. Richardson (1920 apud NUNES, 2008) descreveu um processo de transferência de ECT chamado cascata de energia (Fig. 5). De acordo com Richardson, os vórtices maiores transferem energia para vórtices cada vez menores. Ocorre então uma sequência de transferências até que a energia atinge vórtices com escala de tamanho pequeno o suficiente (escala de Kolmogorov) para que seja dissipada pela viscosidade.

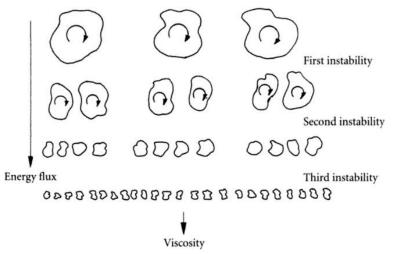


Figura 5 – Representação da cascata de energia.

Fonte: DAVIDSON, 2004.

Com base no trabalho de Richardson, Kolmogorov (1941 apud SJSU, 2013) derivou a equação para o espectro de ECT (Fig. 6) apresentando a relação entre a energia e a escala espacial do vórtice. Como mostra a Fig. 6 o espectro de ECT pode ser dividido em 3 partes principais. A região A representa a entrada de energia produzida pelos termos térmico e/ou mecânico, é onde se encontram os grandes vórtices. Em A, o número de onda κ é obtido pelo inverso do comprimento de Monin-Obukhov local Λ.

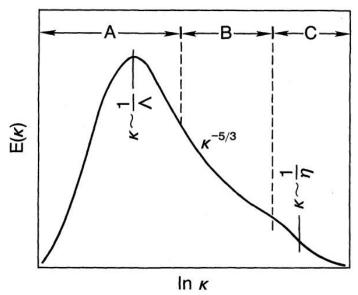


Figura 6: Espectro de energia.

Fonte: KAIMAL e FINNIGAN (1994).

A região B na Fig. 6, chamada de subintervalo inercial, é responsável apenas por repassar ECT recebida de A para C pelo efeito cascata, ou seja, os vórtices não sentem os efeitos da produção e dissipação de energia. Nesta região o espectro de energia depende apenas de κ e da energia transferida por este comprimento de onda, o que ocorre de acordo com a lei de potência -5/3. Por último, a região C é responsável pela dissipação de ECT pelos pequenos vórtices. Esta dissipação acontece através da conversão da ECT em calor devido ao contato dos pequenos vórtices com uma superfície sólida. Aqui κ é obtido pelo inverso da microescala de Kolmogorov η, ponto em que o efeito viscoso torna-se significativo e é aproximado pelo comprimento de mistura turbulento dos pequenos vórtices.

Os modelos simuladores de grandes vórtices (LES: *Large-Eddy-Simulation*) são ferramentas muito utilizadas na descrição física da CLP (MOENG, 1984; WYNGAARD, 1984; MASON, 1988; MOENG; WYNGAARD, 1988; AYOTTE et al., 1995; STEVENS; LENSCHOW, 2001). Deardorff (1970a) mostrou que muitas características dos fluxos turbulentos poderiam ser simuladas mesmo com uma grade relativamente grosseira.

Em modelos numéricos da CLP os vórtices podem ser simulados ou parametrizados de acordo com a resolução espacial do modelo. Leonard (1973) introduziu o conceito de filtragem como forma de separar os fluxos em movimentos de grande e pequena escala. Os grandes vórtices, que são os principais responsáveis pelas características turbulentas da camada e cuja escala espacial é igual ou maior que a célula da grade, chamada de escala resolvida, são simulados diretamente. A modelagem numérica não consegue simular as perturbações com tamanho menor que o das células de sua grade o que torna necessário parametrizar esses vórtices. Os modelos LES são caracterizados por simular os grandes vórtices e parametrizar os pequenos. Desta forma, a ECT de uma camada também pode ser representada pela soma da ECT da escala resolvida com a de subgrade.

Os modelos de subgrade têm como papel principal remover a energia da escala resolvida simulando um processo semelhante ao da cascata de energia. Embora as parametrizações de subgrade possam representar efeitos muito importantes, como a química turbulenta no transporte de longo alcance, a dispersão turbulenta na mesoescala, ou os processos de transferência no interior de nuvens cumulus individuais, elas tendem a ser imperfeitas já que os pequenos vórtices são modelados em função da escala resolvida (WYNGAARD, 1984). Sullivan et al.

(1994) propuseram um modelo de escala de subgrade a fim de corrigir algumas deficiências do LES atribuídas à resolução pobre da grade e à modelagem de subgrade inadequada.

Utilizando os perfis de e(t) computados pelo LES de Moeng (1984) com parametrização de subgrade de Sullivan et al. (1994), Nunes et al. (2010) derivou a seguinte formulação para a variação no tempo da ECT dos pequenos vórtices e(t) aplicada ao crescimento da CLC:

$$e(t) = \left[0.65 - 0.33\left(0.004 + \frac{z}{z_i}\right)^{\frac{1}{2}}\right] [c1u_*^2 + c2w_*^2]$$
 Equação 5

sendo z a altura da camada acima da superfície, z_i a altura da CLC, u_* velocidade de fricção e w_* a velocidade convectiva. Os parâmetros c1 e c2 são definidos por:

$$c1 = \left[-2.4 \left(\frac{z}{zi} \right)^2 + 3.7 \left(\frac{z}{z_i} \right) + 0.65 \right]^{-1}$$

$$c2 = 0.075c1$$

Nunes et al. (2010) obtiveram boa concordância ao comparar os resultados de simulações teóricas do crescimento da camada convectiva com os resultados LES. Enquanto que próximo à superfície os melhores resultados foram para a convecção já estabelecida, em níveis mais altos a concordância se estendeu para todo o período simulado indicando que em sua formulação a ECT é mais dependente dos efeitos térmicos.

2.3 Pantanal: Projeto IPE

O Pantanal é uma planície localizada no centro da América do Sul ocupando grande parte do centro oeste brasileiro em uma área estimada de 150000 km^2 e se estendendo pela Argentina, Bolívia e Paraguai (PORTALPANTANAL, 2014). Pode ser caracterizado por dois regimes sazonais distintos: uma estação seca de abril a setembro e uma estação chuvosa de outubro a março.

Considerando a grande importância sócio-econômica e ecológica do Pantanal Matogrossense, foi realizado um experimento visando melhor compreender os mecanismos de troca de energia e suas variações sazonais influenciadas pela presença da lâmina d'água. O projeto IPE (*Interdisciplinary Pantanal Experiment*) constitui-se de uma torre micrometeorológica com 21m de altura instalada na Fazenda São Bento em Corumbá–MS. Durante quatro campanhas em períodos distintos foram coletados dados micrometeorológicos da CLS do Pantanal Sul Matogrossense. Enquanto o experimento IPE-1 (maio de 1998) teve por objetivo coletar dados da estação chuvosa, o experimento IPE-2 (setembro de 1999) teve por objetivo coletar dados da estação seca (ZERI, 2003).

Materiais e métodos

Na modelagem analítica empregada neste trabalho foram necessários dados característicos de uma CLP em condições convectivas – obtidos da literatura – bem como dados experimentais. Aqui, optou-se pelo uso dos dados do experimento IPE.

Como citado anteriormente, a ECT pode ser decomposta em escala resolvida (Er) e de subgrade (e). Para e, foi utilizada a eq. 5 (NUNES et al., 2010) com velocidade de fricção u_* obtido pela eq. 3 e velocidade convectiva (w_*) eq. 6 (DEARDORFF, 1970b):

$$w_* = \left[\frac{g}{\bar{T}}z_i H_s\right]^{\frac{1}{3}}$$
 Equação 6

Onde g é a aceleração da gravidade e \overline{T} a temperatura média na camada. Os valores utilizados para z_0 seguem da tab. 1.

Para a ECT foi utilizado a eq. 7 (ŠAVLI, 2012):

$$ECT = \frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)$$
 Equação 7

com σ_u^2 , σ_v^2 e σ_w^2 sendo as componentes zonal, meridional e vertical da variância da velocidade turbulenta (eq. 8) (DEGRAZIA et al., 1997).

$$\frac{\sigma_i^2}{w_*^2} = 1,07c_i \left(\frac{z}{z_i}\right)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{\psi}{(f_m^*)_i^c}\right)^{\frac{2}{3}}$$
 Equação 8

Onde $c_i = 0,3,0,4,0,4$ nas direções i = u,v,w respectivamente, $(f_m^*)_i^c$ é a frequência espectral do pico de energia (eq. 9) (DEGRAZIA et al., 2001). A função de

dissipação não dimensional ψ é dada pela eq. 10, com a taxa de dissipação média da ECT (ε) pela eq. 11 (DEARDORFF, 1980).

$$(f_m^*)_w^c = 0.55 \left(\frac{z}{z_i}\right) \left[1 - \exp\left(-\frac{4z}{z_i}\right) - 0.0003 \exp\left(\frac{8z}{z_i}\right)\right]^{-1}$$
 Equação 9
$$\psi = \varepsilon z_i/w_*^3$$
 Equação 10
$$\varepsilon = C_S(e^{3/2}/l)$$
 Equação 11

Na eq. 11, foi utilizado o comprimento de mistura para os pequenos vórtices, l = 50m (DEGRAZIA et al., 2007) e a constante para o caso convectivo $C_S = 0.93$ (MOENG; WYNGAARD, 1988).

3.1 Parâmetros para calcular e como função de z_0

Para cada comprimento de rugosidade da tab. 1 foram aplicadas as eq. 5 em três níveis verticais: $z_1=100m$, camada superficial; $z_2=500m$, camada de mistura; $z_3=900m$, próximo ao topo da CLP na zona de entranhamento. Com o objetivo de obter o comportamento energético de cada camada, nas equações utilizadas manteve-se fixo $\bar{u}=10ms^{-1}$, k=0.4, $g=9.8ms^{-2}$, $\bar{T}=285K$, $H_s=0.8\,K\,ms^{-1}$ e $z_i=1000m$, e variando apenas o parâmetro z_0 . O perfil vertical de e para cada z_0 também foi obtido.

3.2 Metodologia para o cálculo da ECT variando no tempo

As duas superfícies foram escolhidas com base em comprimentos de rugosidade obtidos da tab. 1. O primeiro, $z_0=0.1m$, representando superfícies de área cultivada com culturas baixas e de cobertura regular. O segundo, $z_0=1m$, representando superfícies regulares de grandes obstáculos e com tamanhos aproximados como florestas regulares ou cidades homogêneas. A camada a ser analisada, $z/z_i=0.1$, foi escolhida de acordo com a atuação e presença dos pequenos e grandes vórtices. Este nível vertical está situado na interface entre a camada limite superficial, região da CLP onde os pequenos vórtices têm maior

influência, e a camada de mistura, região onde os grandes vórtices são os principais responsáveis pelas características da camada.

Para obter a variação temporal da ECT utilizou-se a análise feita por Nunes (2008) em que foi considerada a variação do fluxo de calor na superfície como constante para a fase de transição matutina. Assim, a variação temporal da ECT foi obtida variando H_s em 0,04 K ms^{-1}/h a partir das 7 horas ($H_s = 0.04K$ ms^{-1}) e mantendo constante com a convecção estabelecida entre 12 e 14 horas ($H_s = 0.24K$ ms^{-1}).

3.3 Dissipação de ECT como função de z_0 e H_s

Uma vez que ε depende da ECT contida nos pequenos vórtices, que por sua vez pode ser relacionada com o tipo de superfície em que se encontra, a dissipação de energia na CLP depende do parâmetro z_0 . Assim, as diferentes condições de z_0 foram aplicadas na eq. 11 através de e para toda a extensão vertical da CLP.

Com os mesmos valores de \bar{u} , \bar{T} e z_i do item 3.1, os resultados foram comparados entre dois instantes de tempo representados pelos fluxos de calor na superfície $H_{s,i}=0.04kms^{-1}$ para o início da atividade convectiva aproximadamente às 7h e $H_{s,f}=0.24kms^{-1}$ indicando o estabelecimento da convecção em aproximadamente 12h (NUNES et al., 2010).

3.4 Características da CLS sobre o Pantanal

Como mencionado anteriormente, a caracterização de e e ECT sobre um ponto do Pantanal foi obtida aplicando os dados estimados durante os experimentos IPE-1 e IPE-2 nas eq. 5 e 7. O conjunto de dados $(u_*, H_s \ e \ \bar{T})$ do experimento IPE-1 correspondem ao período entre os dias 11 de maio e 01 de junho de 1998 e IPE-2 entre 14 e 23 de setembro de 1999. Os valores de u_* e H_s na Fig. 7 representam a média para todos os dias e em intervalos de três horas de cada um dos experimentos bem como os respectivos desvios-padrões (ZERI, 2003).

Zeri (2003) atribuiu o decaimento mais lento de u_* na fase úmida (Fig. 7a) ao fato de a convecção térmica ter cada vez mais influência na geração de ECT do que

a turbulência mecânica. A escala de velocidade convectiva (w_*) foi calculada através da eq. 6 assumindo a altura padrão da CLC z=1000m e H_s da Fig. 7b.

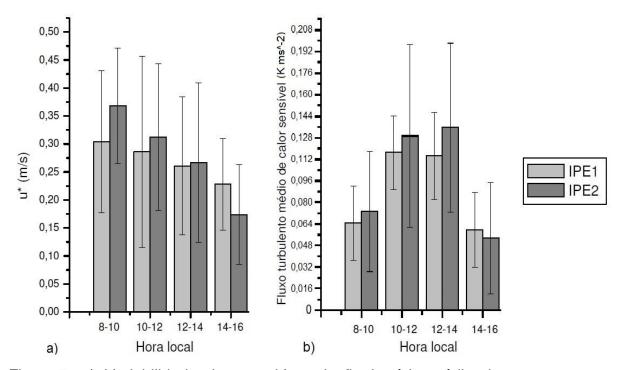


Figura 7 - a) Variabilidade de u_* e b) evolução horária média de H_s para os experimentos IPE-1 e IPE-2.

Fonte: Adaptado de ZERI (2003)

As temperaturas médias na CLC foram aproximadas a partir dos dados experimentais (Fig. 8). Para o experimento IPE-1 (Fig. 8a) \bar{T} representa a média das temperaturas registradas nas altitudes de 2m, 3,75m, 8,1m, 9,75m, 15,7m e 21,5m. Para o experimento IPE-2 (Fig. 8b) \bar{T} representa a média das temperaturas registradas nas altitudes de 8m, 10m, 14m, 16m e 22m. A temperatura decresce com a altura até o topo da CLS e, a partir de então, permanece aproximadamente constante até o topo da CLC (STULL, 1988). Assim, os valores de \bar{T} utilizados neste trabalho, os quais são determinados pela temperatura registrada na parte inferior da CLS, são subestimados, porém sem causar diferenças significantes no resultado final.

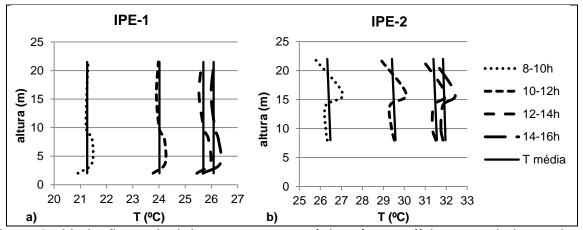


Figura 8 - Variação vertical da temperatura próximo à superfície em cada intervalo de tempo e suas respectivas temperaturas médias.

Resultados

4.1. Influência da rugosidade superficial na ECT dos pequenos vórtices

Analisou-se a influência de z_0 em e na fase de transição matutina aproximando a CLP para condições quase neutras, ou seja, considerando H_s positivo e quase zero. Também foi feita a comparação de e entre os níveis verticais da CLP e entre os comprimentos de rugosidade.

Nos três níveis verticais estudados e apresentou um crescimento logarítmico com relação ao aumento da rugosidade. Os resultados mostram que a camada superficial foi mais influenciada por z_0 do que as outras (Fig. 9), com e representado por e1. Nota-se que para baixos valores de z_0 qualquer variação na rugosidade implica em grande variação de energia se comparado com superfícies de alto z_0 onde as taxas são menores. Os perfis de e na camada de mistura e na zona de entranhamento estão representados por e2 e e3 respectivamente.

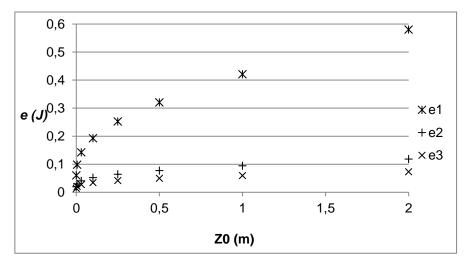


 Figura 9 - Variação de e com relação a z₀ para a camada superficial e1, de mistura e2 e zona de entranhamento e3.

O perfil vertical de e para cada z_0 é mostrado na Fig. 10. De z=0 até 100m os dados foram plotados em intervalos de 10m, e de z=100 até 1000m foram plotados a cada 100m. Variações significativas de e são observadas em até 500m de altitude. Já na metade superior da CLP a energia varia muito pouco e os valores de e são muito próximos mesmo para as regiões mais energéticas como em superfícies de alta rugosidade mostrando que e influencia muito pouco na camada de mistura.

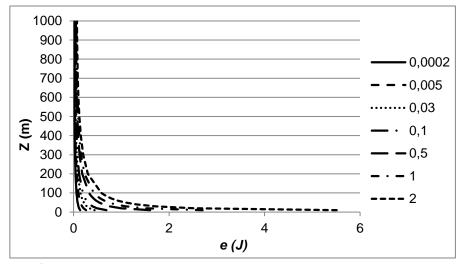


Figura 10 - Perfil vertical de *e* para cada comprimento de rugosidade.

4.2. Variação temporal da ECT na fase de transição

Comparou-se a variação temporal de e e ECT durante a fase de transição matutina considerando duas superfícies com z_0 diferentes para a altura referente ao topo da camada limite superficial — onde os pequenos vórtices tendem a ter um papel mais significativo do que em níveis superiores. A variação temporal de ECT e e, para cada comprimento de rugosidade, é mostrada na Fig. 11 onde e1 e ECT1 foram calculados para $z1_0$ e e2 e ECT2 foram calculados para $z2_0$. Os resultados mostram que quanto maior for z_0 maior é ECT e e. Ainda é mostrado que mesmo alterando z_0 a contribuição de e para a ECT permanece constante durante todo o período (e1/ECT1 = e2/ECT2 = 0,2216).

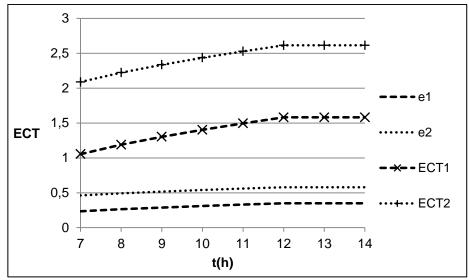


Figura 11 - Variação temporal da ECT (J) a partir das 7h.

4.3. Caracterização da dissipação de ECT para diferentes condições superficiais

Realizou-se um estudo de ε para toda a extensão vertical da CLP e aplicado a diferentes condições de z_0 . O perfil vertical de ε é mostrado na Fig. 12 para quatro comprimentos de rugosidade, $z_0=0{,}005m{,}0{,}1m{,}1m$ e 2m e duas situações podem ser destacadas. A primeira corresponde ao decaimento acentuado de ε ao longo da camada limite superficial ($z \le 100m$). Como mostrado na Fig. 12, as regiões localizadas sobre superfícies de maior z_0 dissipam mais energia do que as localizadas sobre regiões de menores z_0 , porém tem decaimento de ε com a altura mais elevado. A segunda situação corresponde ao perfil de ε na metade superior da CLP ($z \ge 500m$). Observa-se que os perfis estão praticamente sobrepostos indicando indiferença de ε entre todos os valores de z_0 com dissipação praticamente nula e constante com a altura. Ainda pode ser observado que independente de z_0 as maiores taxas de dissipação ocorrem próximas à superfície.

Como discutido anteriormente, a maior parte da energia dissipada ocorre na CLS. A Fig. 13 mostra o comportamento de ε ao longo de cinco níveis verticais inseridos na CLS, z=10,25,50,75,100m. Aqui fica evidente a função desempenhada por z_0 na dissipação de ECT em cada nível. Enquanto é observado um aumento exponencial de ε com aumento de z_0 à 10m acima da superfície, essa relação tende à linearidade em níveis mais altos.

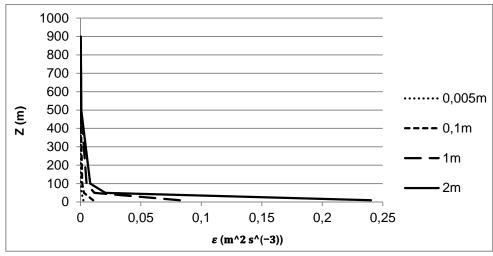


Figura 12 – Perfil vertical de ε para $z_0 = 0.005, 0.1, 1$ e 2m.

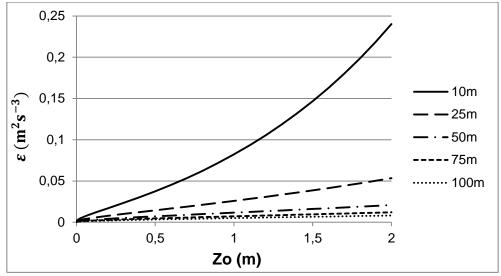


Figura 13 – Efeitos da rugosidade na dissipação de ECT.

Para entender como z_0 influencia na variação temporal de ε foi calculado um índice taxa de dissipação de ECT através da razão entre ε às 7h e às 12h mostrados na Fig. 14 para os níveis verticais z=10,50,100m. O primeiro ponto a ser observado é que nos níveis mais altos da CLS ε é mais sensível à variação temporal. O segundo ponto observado é que as regiões acima dos menores z_0 apresentaram as maiores variações temporais de ε com taxa de dissipação às 7h representando 72% do valor encontrado para às 12h em z=100m e 79% em z=10m. Para os maiores z_0 esse valor chega a 96% em z=100m e 99% em z=10m. Esses resultados mostram a predominância do termo de produção térmica sobre o de produção mecânica de ECT em uma CLC bem estabelecida acima de

pequenos valores de z_0 . Foi observada pouca variação entre as 7 e as 12hs para níveis mais altos, longe do contorno solido que provoca mais dissipação.

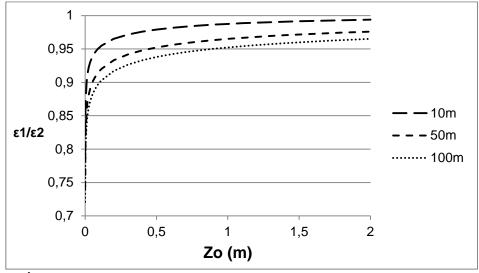


Figura 14 – Índice de dissipação de ECT como função de z_0 entre 7h e 12h para z=10,50, e 100m.

4.4 Caracterização de ECT nas fases úmida e seca do Pantanal

A Fig. 15a,b mostra o crescimento e decaimento de *e* e ECT médio respectivamente sobre um ponto do Pantanal durante a fase úmida (IPE-1, linha sólida) e seca (IPE-2, linha pontilhada) para os níveis verticais de 100, 500 e 900m entre 9 e 15 horas. As duas fases apresentaram um comportamento semelhante de *e* e ECT com aumento no período matutino, alcançando um máximo entre 11 e 12 horas, e decaimento no restante do período.

Como mostrado na Fig. 15a, foram estimadas as intensidades máximas para o experimento IPE-1 $e_{z=100m}=0.143\,J,\,e_{z=500m}=0.057\,J$ e $e_{z=900m}=0.043\,J.$ Para o experimento IPE-2 as intensidades máximas são $e_{z=100m}=0.162\,J,\,e_{z=500m}=0.065\,J$ e $e_{z=900m}=0.049\,J.$ Os picos de ECT entre 11 e 12 horas no experimento IPE-1 (Fig. 15b) foram de $ECT_{z=100m}=0.52\,J,\,ECT_{z=500m}=0.25\,J$ e $ECT_{z=900m}=0.18\,J.$ Já no experimento IPE-2 os picos foram de $ECT_{z=100m}=0.66\,J,\,ECT_{z=500m}=0.32\,J$ e $ECT_{z=900m}=0.22\,J.$ A CLP, na fase seca, mostra-se mais energética no período matutino até aproximadamente duas horas após o início do decaimento de e e ECT, entre 13 e 14 horas. No restante do período a CLP torna-se mais energética na fase úmida.

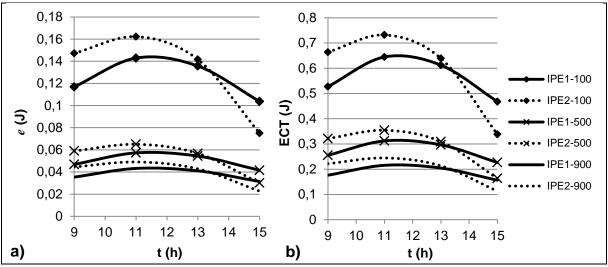


Figura 15 - Variação de (a) *e* e (b) ECT para IPE-1 (linha solida) e IPE-2 (linha pontilhada) nos níveis 100m (♦), 500m (x), e 900m (sem marcador) das 9 às 15 horas.

O comportamento de inversão que ocorre entre as duas fases, entre 13 e 14 horas, pode ser relacionado ao calor específico de cada superfície. Durante o experimento IPE-1, fase úmida, a superfície é aquecida lentamente até o pico de incidência de radiação solar aquecendo o ar adjacente. Com o decaimento da incidência de radiação solar, o aquecimento do ar ainda se mantém por certo tempo devido à presença da lâmina de água cuja capacidade de armazenar calor é maior do que a de uma superfície seca mantendo a instabilidade mais pronunciada.

Durante o IPE-2, fase seca, a superfície é aquecida rapidamente tornando e e ECT maior que na fase úmida nas primeiras horas do dia. Porém a perda radiativa também é maior e o decaimento é mais acentuado. Uma explicação semelhante foi utilizada por Zeri (2003) para descrever o ciclo diário do fluxo de calor nos experimentos IPE-1 e IPE-2 destacando a importância desta variável na produção de turbulência.

A Fig. 16 mostra a contribuição da energia cinética turbulenta dos pequenos vórtices para a ECT ao longo de toda a extensão vertical da CLP para condições convectivas. Ambos os experimentos, IPE-1 e IPE-2, apresentaram os mesmos valores. Em z=100m o valor obtido aqui experimentalmente está de acordo com o estimado anteriormente, e/ECT=0,2216. Os resultados mostram que a relação e/ECT é função apenas de z/z_i , ou seja, constante no tempo e independente de qualquer outra variável como, por exemplo, z_0 e H_s as quais são fundamentais na produção de turbulência e possuem características distintas para as fases úmida e

seca do Pantanal. Assim, a curva da Fig. 16 pode ser utilizada para estimar a ECT em qualquer nível vertical da CLP contando que *e* seja conhecido, assim como pode ser aplicada para outros locais.

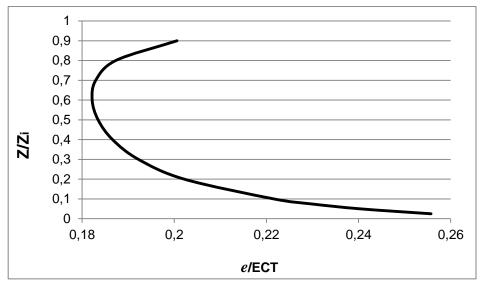


Figura 16 - Relação entre *e* e ECT em toda extensão vertical da CLP.

Como pode ser observado na Fig. 16, a contribuição dos pequenos vórtices para a ECT é maior nos limites inferior e superior da CLC e menor em $z/z_i = 0.6$, região onde a velocidade do vento pouco varia com a altura. Os maiores valores de e/ECT no limite inferior estão relacionados à intensidade do cisalhamento vertical do vento que atua diretamente na produção de e próximo à superfície. O pequeno aumento no topo da CLC ocorre devido ao cisalhamento gerado pelos ventos mais intensos acima da zona de entranhamento (FAIRALL, 1984; STULL, 1988).

Conclusões

Ao analisar os resultados verificou-se que a ECT dos pequenos vórtices sofre as maiores variações com z_0 próximo à superfície enquanto que na metade superior da CLP é praticamente constante. Pode-se ainda concluir que superícies de maior z_0 dissipam mais energia e a maior parte desta dissipação ocorre na camada superficial evidenciando a relação entre e0 e a superfície.

Os resultados obtidos para a variação temporal de ECT e e mostram que as duas variáveis são diretamente proporcionais à rugosidade da superfície. Além disso, pode-se concluir que, independente da rugosidade, $e \approx 0,2$ ECT no topo da CLS, enquanto o restante da energia nessa camada é devido aos grandes vórtices.

O papel da superfície terrestre na dissipação de ECT na CLP mostrou que independente das características superficiais a dissipação de ECT ocorreu na metade inferior da CLP intensificando-se com a proximidade da superfície. Ainda, verificou-se que a variação matutina de ε claramente visível na presença de pequenos z_0 tornou-se praticamente inexistente para os maiores valores deste parâmetro.

Por fim, com a metodologia utilizada para analisar os dados do experimento IPE foi possível concluir que a lâmina d'água tem função importante na manutenção da ECT por um período maior devido à sua capacidade de armazenar calor, e que os pequenos vórtices têm maior efeito nos limites inferior e superior da CLP.

Referências

- ANTHES, R. A. Regional Models of the Atmosphere in Middle Latitudes. **Monthly Weather Review,** v. 111, p. 1306–1335, 1983.
- ARYA, S. P. S. Suggested Revisions to Certain Boundary Layer Parameterization Schemes used in Atmospheric Circulation Models. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 215-227, 1977.
- ARYA, S. P. Introduction to Micrometeorology. San Diego: Academic-Press, 1988. 307p.
- AYOTTE, K. W.; SULLIVAN, P. P.; ANDRÉN, A.; DONEY, S. C.; HOLTSLAG, A. A. M.; LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; MOENG, C-H.; OTTE, M. J.; TRIBBIA, J. J.; WYNGAARD, J. C. An evaluation of neutral and convective planetary boundary-layer parameterizations relative to large eddy simulations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 79, p. 131-175, 1995.
- BELJAARS, A. The parametrization of the planetary boundary layer. **Meteorological Training Course Lecture Series,** European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2002, 57p.
- BRADLEY, E. F. A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by a change in surface roughness. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,** v. 94, p 361–379, 1968.
- CAMPOS, C. R. J. **Micrometeorologia: Tópicos Gerais.** Pelotas: Editora Universitária UFPEL, 2004.107p.
- DAVENPORT, A. G. **The relationship of wind structure to wind loading**, Teddington: Middlesex, National Physical Laboratory. 1963, 51p.
- DAVIDSON, P. A. **Turbulence. An introduction for scientists and engineers**. Oxford University Press, 2004. 678p.
- DEARDORFF, J. W. Numerical simulation of turbulent channel flow at large Reynolds number. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.41, p. 452-480, 1970a.
- DEARDORFF, J. W. Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and Rayleigh convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 27, p. 1211-1213, 1970b.

- DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from three-dimensional model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 18, p. 495-527, 1980.
- DEGRAZIA, G. A.; CAMPOS VELHO, H.; CARVALHO, J. Nonlocal exchange coefficients for the convective boundary layer derived from spectral properties. **Beitraege zur Physik der Atmosphaere**, v. 70, p. 57–64, 1997.
- DEGRAZIA, G. A.; DAVIDSON, M. M.; VILHENA, M. T. Derivation of an Eddy Diffusivity Depending on Source Distance for Vertically Inhomogeneous Turbulence in a Convective Boundary Layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, p. 1233-1240, 2001.
- DEGRAZIA, G. A.; NUNES, A. B.; SATYAMURTY, P.; ACEVEDOA, O. C.; VELHO, H. F. D. C.; RIZZA, U.; CARVALHO, J. C. Employing Heisenberg's turbulent spectral transfer theory to parameterize sub-filter scales in LES models. **Atmospheric Environment**, v. 41, p. 7059-7068, 2007.
- FAIRALL, C. W. Wind shear enhancement of entrainment and refractive index structure parameter at the top of a turbulent mixed layer. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 41, p. 3472-4384, 1984.
- KAIMAL, J. C.; FINNIGAN J. J. **Atmospheric Boundary Layer Flows Their Structure and Measurement.** New York: Oxford University Press. 1994, 298 pp.
- KONDO, J.; YAMAZAWA, H. Aerodynamic roughness over an inhomogeneous ground surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 35, p. 331-348, 1986.
- LEONARD, A. Energy cascade in large eddy simulation of turbulent flows. **Advances in Geophysics**, v. 18, p. 237-248, 1973.
- LETTAU, H. Note on Aerodynamic Roughness-Parameter Estimation on the Basis of Roughness-Element Description. **Journal of Applied Meteorology,** v. 8, p. 828–832, 1969.
- MASON, P. J. Large-Eddy Simulation of the Convective Atmospheric Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 1492–1516, 1988.
- MOENG, C-H. A large-eddy simulation model for the study of planetary boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, p. 2052-2062. 1984.
- MOENG, C-H; WYNGAARD, J. Spectral analysis of large-eddy simulations of the convective boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 3573-3587, 1988.
- NUNES, A. B. Crescimento da camada limite convectiva: estudo analtíco e numérico. 2008, 190 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) INPE, São José dos Campos

- NUNES, B.; VELHO, H. F. C.; SATYAMURTY, P.; DEGRAZIA, G.; GOULART, A.; RIZZA, U. Morning Boundary-Layer Turbulent Kinetic Energy by Theoretical Models. **Boundary-Layer Meteorology,** v. 134, p. 23-39, 2010.
- OKE, T. R. Boundary layer climates. Methuen: Halsted press. 1978. 464p.
- PLATE, E.J. **Aerodynamic characteristics of atmospheric boundary layers.** Technical Information Center, US Department of Energy, 1971. 190p.
- PLEIM, J.; XIU, A. Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, p. 16-32, 1995.
- PONDERGRASS, W. R.; ARYA, S. P. S. Dispersion in Neutral Boundary Layer Over a Step Change in Surface Roughness Part II: Concentration Profiles and Dispersion Parameters. **Atmospheric Environment**, v. 18, p. 1281-1296, 1984.
- PORTALPANTANAL. Dados gerais. Disponível em: http://www.portalpantanal.com. br/dadosgerais.html>. Acesso em: 11 jan. 2014.
- ŠAVLI, M. **Turbulence kinetic energy.** Seminar: 4th class Faculty of Mathematics and Physics, University of Ljubljana, UL, Eslovênia, 2012. 15p
- SJSU. Kolmo. Disponível em:< http://www.sjsu.edu/faculty/watkins/kolmo.htm>. Acesso em: 05 jun. 2013
- SOFIEV, M.; GENIKHOVICH, E.; KERONEN, P.; VESALA, T. Diagnosing the Surface Layer Parameters for Dispersion Models within the Meteorological-to-Dispersion Modeling Interface. **Journal of Climate and Applied Meteorology,** v. 49, p. 221–233, 2010.
- STEVENS, B.; LENSCHOW, D. H. Observations, Experiments, and Large Eddy Simulation. **Bulletin of the American Meteorological Society,** v. 82, p. 283–294, 2001.
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666p.
- SULLIVAN, P.; MCWILLIAMS, J.; MOENG, C-H. A subgrid model for large-eddy simulation of planetary boundary layer flows. **Boundary-Layer Meteorology,** v. 71, p. 247–276, 1994.
- SUTTON, O. G. Micrometeorology. New York: McGraw-Hill, 1953. 333p.
- TENNEKES, H.; LUMLEY, J. L., **A First Course in Turbulence.** Cambridge: The MIT Press, 1972. 300p.
- WIERINGA, J. Updating the Davenport roughness classification. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 41, p. 357-368, 1992.

- WU, G.; MERONEY, R. N. Impact of changes of surface roughness on surface layer winds, turbulence and plume dispersion. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON WIND ENGINEERING, 9. 1995, New Delhi, India, **Trabalho online.** Disponível em: http://www.engr.colostate.edu/~meroney/PapersPDF/CEP94-95-14.pdf>. Acesso em: 12 jun. 2013.
- WYNGAARD, J. C. Large-eddy simulation: Guidelines for its application to planetary-boundary layer research. U.S. Army Research Office, 1984. 122p.
- WYNGAARD, J. C. Scalar fluxes in the planetary boundary layer theory, modeling and measurement. **Boundary Layer Meteorology**, v.50, p. 49-75, 1990.
- ZERI, L. M. M. Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do Pantanal Matogrossense nos períodos úmido e seco. 2002, 116 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) INPE, São José dos Campos.