



Universidade de São Paulo

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Departamento de Ciências Atmosféricas

Relatório de Atividades
do Projeto de Pesquisa de Mestrado

Simulação Numérica da Evolução Diurna da Camada Limite Planetária na Região Metropolitana de São Paulo Usando Modelo LES

Investigação do Fluxo Turbulento de Calor Latente

Período: Março/2012 a Agosto/2012

Estudante: Rafael Lima Valença

Orientador: Amauri Pereira de Oliveira

Grupo de Micrometeorologia – IAG/USP

São Paulo, setembro de 2012

RESUMO

O papel do vapor d'água na Camada Limite Planetária (CLP) da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) não é conhecido tendo em vista que, se por um lado a umidade favorece a formação de turbilhões convectivos (alterando a densidade do ar), por outro, a presença de água líquida interfere no balanço energético da superfície. Utilizando uma fração da radiação líquida disponível para realizar evapotranspiração, a presença de umidade age no sentido de reduzir a produção térmica de energia cinética turbulenta (ECT) pela redução do fluxo turbulento de calor sensível. Neste projeto, busca-se observar e quantificar a influência de cada um desses processos numericamente, utilizando um modelo do tipo LES. Um modelo LES (“Large-eddy simulation”) consiste na integração computacional das equações de Navier-Stokes, resolvendo diretamente os turbilhões de maior escala e parametrizando os vórtices dissipativos. Os experimentos deste projeto são inicializados e evoluem de acordo com medidas de superfície e perfis verticais médios observado na RMSP.

1. OBJETIVOS

O objetivo geral deste projeto de pesquisa é utilizar o modelo LES para caracterizar as propriedades da CLP sobre uma região urbana utilizando como referência a RMSP. O objetivo específico do projeto é investigar o papel do vapor d'água sobre a evolução espacial e temporal da estrutura dinâmica e termodinâmica da camada limite urbana. Para verificar o efeito direto da umidade, será preciso que o termo de geração térmica de ECT no modelo use valores de temperatura potencial virtual. O efeito indireto será observado pela análise dos fluxos de calor sensível e latente. O efeito da redistribuição de energia será melhor quantificado se for introduzido um algoritmo de balanço de energia para forçar o modelo. A forçante geostrófica e os perfis iniciais de temperatura potencial e umidade específica serão obtidos através de radiossondagens e medidas em superfície na RMSP.

2. RESUMO DAS ATIVIDADES DESENVOLVIDAS NO PERÍODO ANTERIOR

Nos dois primeiros semestres do programa, o aluno concluiu 45 créditos obrigatórios de disciplinas da pós-graduação e foi aprovado no exame de proficiência em língua inglesa.

Como atividade de pesquisa, simulações numéricas com modelo LES foram realizadas, adequando as condições iniciais e de contorno tendo como base dados de medidas em superfície e radiossondagem. Assim, foi possível modelar de forma mais realista as propriedades turbulentas da CLP na RMSP. Para compreender melhor o papel da umidade na termodinâmica da camada limite urbana, era preciso, ainda, implementar o balanço de energia na superfície e verificar a influência do vapor d'água na geração direta de ECT.

Em novembro de 2011, o aluno teve os resultados preliminares de seu projeto publicados na edição suplementar da revista *Ciência e Natura* (2011), apresentando o trabalho no *VII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia* (Santa Maria, RS).

3. RESUMO DAS ATIVIDADES DESENVOLVIDAS NO PERÍODO

No período de março a agosto de 2012, o aluno obteve mais 10 créditos relativos à conclusão da disciplina “Tópicos Avançados em Meteorologia da Camada Limite Planetária” (Tabela 1). O aluno participou ainda da “*III Escola Regional de Alto Desempenho de São Paulo – ERAD-SP*”, realizada entre 25 e 27/07/2012, em Campinas-SP.

Tabela 1: Disciplinas cursadas pelo aluno e respectivas menções obtidas. Conceitos: A – Excelente, com direito a crédito; B – Bom, com direito a crédito; C – Regular, com direito a crédito; R – Reprovado; T – Transferência. Um (1) crédito equivale a 15 horas de atividade programada.

Sigla	Nome da disciplina	Créditos	Conceito/Situação
AGM5713	Dinâmica da Atmosfera I	6	A
AGM5716	Termodinâmica da atmosfera	6	A
AGM5900	Preparação Pedagógica	1	A
AGM5822	Radiação Atmosférica I	6	A
AGM5706	Meteorologia Sinótica	6	B
AGM5804	Micrometeorologia	10	A
AGM5801	Modelagem Numérica da Atmosfera	10	A
AGM5729	Tópicos Avançados em Meteorologia da Camada Limite Planetária	10	A

4. DESCRIÇÃO DAS ATIVIDADES DESENVOLVIDAS NO PERÍODO

A Tabela 1 apresenta as disciplinas cursadas pelo estudante, indicando um total de 55 créditos cumpridos.

Em abril de 2012, o aluno foi aprovado em seu exame de qualificação, estando presentes em sua banca a prof^a Dr^a Rita Yuri Ynoue e a prof^a Dr^a Rosmeri Porfírio da Rocha. Com isso, o aluno está apto a fazer o depósito da dissertação logo tenha atingido os resultados finais do projeto de mestrado.

4.1 Experiência com o modelo LES

A modelagem do tipo LES (“Large-eddy simulation”) é atualmente a ferramenta mais poderosa para reproduzir propriedades dinâmicas e termodinâmicas da Camada Limite Planetária (CLP). Ela alia precisão, ao simular diretamente os grandes vórtices turbulentos, com relativo baixo custo computacional, lançando mão do fechamento de Smagorinsky (1963) para os vórtices dissipativos. É conhecido que o esquema de parametrização de subgrade de modelos LES reproduz as propriedades do espectro de energia turbulenta de Kolmogorov (Wyngaard, 2010).

O modelo LES utilizado neste trabalho foi desenvolvido por Moeng e modificado por Sullivan *et al.* (1994). Neste modelo, a superfície é considerada plana e horizontalmente homogênea e as condições laterais são cíclicas. Os fluxos em superfície são estimados pela teoria da similaridade de Monin-Obukhov.

A evolução temporal e espacial da CLP no modelo LES é determinada pelo perfil inicial de temperatura potencial, umidade e componentes do vento e uma forçante externa é exercida na superfície inferior do modelo. Além disso, é preciso especificar o parâmetro de rugosidade aerodinâmico z_0 e o parâmetro de Coriolis. Para adequar os experimentos ao contexto da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), perfis de radiossondas médios foram tomados, usando dados de observações de 2004 a 2010 (para o mês de junho) da estação do aeroporto de Campo de Marte, São Paulo/SP. Os perfis de vento, umidade específica e temperatura potencial podem ser vistos na Figura 1. Os valores de temperatura potencial e umidade específica em superfície – usados como forçante inferior no modelo – foram dados pelas médias horárias (junho) das medidas realizadas na plataforma micrometeorológica do IAG-USP (São Paulo/SP). Os dados de temperatura potencial foram

amostrados durante o período de 1997 a 2011, enquanto os dados de umidade específica foram tomados de 2009 a 2011. As evoluções diurnas desses parâmetros podem ser vistas na Figura 2.

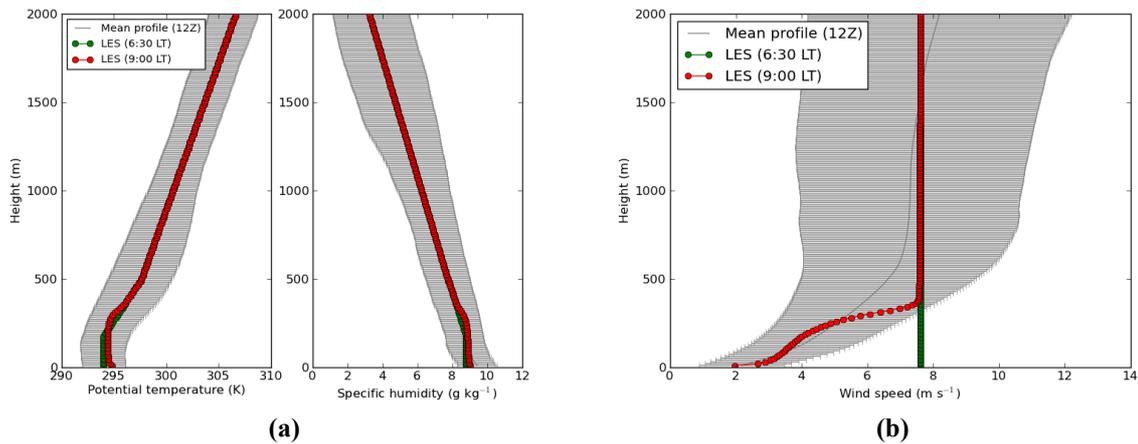


Figura 1: Perfis verticais de (a) temperatura potencial, umidade específica e (b) velocidade do vento. As linhas sólidas representam as médias interpoladas das radiossondagens (com suas respectivas barras de indeterminação). Os pontos representam o perfil inicializado no LES às 6:30 HL e às 9:00 HL (horário local), horário em que as radiossondagens de 12:00 GMT são lançadas.

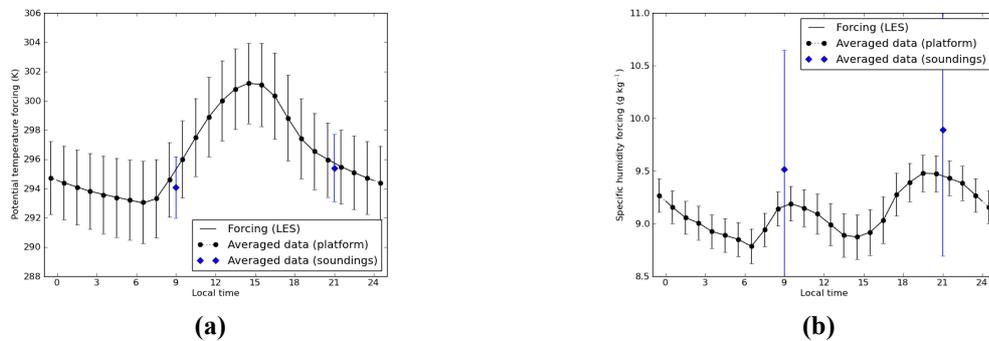


Figura 2: Evoluções horárias para o mês de junho de (a) temperatura potencial e (b) umidade específica, ambas tomadas na plataforma micrometeorológica do IAG-USP (pontos) e pela média das radiossondagens (losangos). As linhas sólidas representam as forçantes utilizadas nos experimentos numéricos.

A evolução da umidade específica observada na Figura 2 apresenta dois picos: o primeiro, com máximo às 9:30 HL ($9,2 \text{ g kg}^{-1}$), está relacionado com a intensa evaporação que ocorre nas primeiras horas da manhã, aumentando a disponibilidade de vapor d'água. O crescimento da CLP durante o dia claro causa, contudo, entranhamento de ar seco, gerando um mínimo de umidade em superfície em torno das 15:00 HL. O pico de umidade que ocorre às 19:30 HL ($9,5 \text{ g kg}^{-1}$) está relacionado com a entrada da brisa marítima no início da tarde. Apesar de São Paulo estar a uma altitude de 770 m acima do nível do mar e a uma distância de 60 km do litoral, a cidade percebe a influência da brisa marítima em mais de 50% dos dias do ano (Oliveira *et al.*, 2003).

4.2 Experimentos com diferentes valores de z_0

Simulações para períodos de 24 horas foram realizadas inicialmente com comprimento de rugosidade $z_0 = 0.1$ m. Esse valor foi baseado nos experimentos de Bárbaro (2010) e de uma série de artigos, como por exemplo o de Saiki *et al.* (2000). Porém, apesar da dificuldade em se estimar este parâmetro na cidade de São Paulo, é bastante provável que z_0 tenha um valor maior que este, tendo em vista os valores documentados para regiões urbanas (Wieringa, 1992; Grimmond, 1999; Nakayama *et al.*, 2011). Assim, apesar de grande parte dos artigos que exploram modelagem LES usar valores entre 0.1 e 0.2 m, neste projeto optou-se por experimentar um valor de $z_0 = 0.5$ m. A comparação de dois experimentos com mesmas condições iniciais e mesmas forçantes, apenas com valores distintos de comprimento de rugosidade ($z_0 = 0.1$ e $z_0 = 0.5$ m) pode ser vista na seção 4.4.

De forma geral, conclui-se que o valor mais alto de z_0 não causa nenhum tipo de instabilidade. Por exercer maior atrito na superfície, mas os gradientes mais acentuados de vento fazem com que a CLP cresça mais e os fluxos em superfície sejam mais intensos.

4.3 Papel da umidade na geração de ECT

A presença do vapor d'água afeta a dinâmica da CLP redistribuindo a energia do solo em calor sensível e latente, alterando a taxa de evapotranspiração, interagindo com a radiação de onda longa e alterando a densidade do ar (Avisar & Schmidt, 1997; Bárbaro *et al.*, 2010). A equação prognóstica da ECT e tem a seguinte forma:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = PM + PT + T - \varepsilon, \quad (1)$$

onde PM é o termo de produção mecânica (ECT gerada pelo cisalhamento do vento), PT é o termo de produção ou destruição térmica, T é um termo de transporte e $\varepsilon > 0$ é a taxa de dissipação molecular. Uma forma de quantificar o efeito direto do vapor d'água é através do termo de produção térmica de ECT, que é o produto entre o fator de empuxo (g/θ) pelo fluxo cinemático de calor sensível:

$$PT = \frac{g}{\theta_{v0}} \overline{\theta_v' w'}. \quad (2)$$

Na prática, quem determina a estabilidade das camadas atmosféricas é a temperatura potencial virtual θ_v e não θ . A relação entre essas duas variáveis meteorológicas é dada por

$$\theta_v \approx \theta [1 + 0,61r], \quad (3)$$

onde r é a razão de mistura do vapor d'água. Isso significa que, ao usarmos θ_v ao invés de θ na

equação prognóstica de ECT, estamos introduzindo um termo de empuxo causado pela presença de umidade.

O modelo LES permite, ao ser compilado, que se leve em consideração o papel da umidade pela utilização de θ_v em vez de θ em todas as equações do modelo. Essa opção, contudo, estava causando aplicações dúplices da correção de temperatura virtual [Eq. (3)] toda vez que usava-se o *restart*, fazendo o modelo divergir rapidamente. Com a devida correção dessa falha, um experimento de 24h foi realizado levando-se em consideração o papel da umidade na geração de ECT. A descrição dos experimentos realizados e uma breve análise de seus resultados será apresentada na próxima seção.

4.4 Descrição dos experimentos e análise dos resultados

Três experimentos numéricos de 24h foram realizados, designados **A**, **B** e **C**, todos com mesmo número de pontos de grade ($96^2 \times 192$), mesmas dimensões do domínio numérico ($5,0^2 \times 2,0 \text{ km}^3$), mesma latitude ($23^{\circ}32' \text{ S}$), mesma forçante geostrófica $(u_g, v_g) = (6.8, -3.4) \text{ m s}^{-1}$ e com as condições iniciais e forçantes das figuras (1) e (2). Os comprimentos de rugosidade utilizados e a opção de forçante de cada experimento estão explicitados na Tabela 2. O experimento **B** será considerado como base de comparação. Ele será comparado com o **A** quando estivermos analisando o impacto do parâmetro de rugosidade e comparado com o **C** quando estivermos analisando o impacto do vapor d'água.

Tabela 2: Experimentos de 24h realizados com LES com condições iniciais e de contorno representativas da RMSP.

	z_0	Forçantes	$z_i \text{ máx.}$	$z_i \text{ final}$
Experimento A	0.1 m	$\{\theta, q\}$	1063 m	185 m
Experimento B	0.5 m	$\{\theta, q\}$	1156 m	193 m
Experimento C	0.5 m	$\{\theta_v, q\}$	1245 m	192 m

Na Figura 3a, é possível ver a evolução da altura da camada nos 3 experimentos. Pela Tabela 2, vemos que a altura máxima que a CLP atinge, em torno das 15:00HL, é da ordem de 1100 m. A altura da Camada Limite Noturna é da ordem de 190 m. Estes resultados são compatíveis com observação da altura da camada de aerossóis realizadas por Landulfo *et al.*, 2010, para o mês de junho no IPEN, localizado no *campus da* Universidade de São Paulo

(USP) (Figura 3b). A camada do experimento **A**, com z_0 menor, é aproximadamente 8% menor que a do experimento **B**. Observando os perfis de vento obtidos, é possível concluir que essa diferença se deve principalmente ao intenso gradiente vertical de vento desenvolvido no experimento **B** (Figura 5). Já a camada do experimento **C** é 8% maior que a do **B**. Essa diferença não está associada com diferenças significativas nos perfis de vento, mas no fato de a atividade convectiva ser favorecida pela presença de vapor d'água no caso **C**.

A evolução diurna dos fluxos de calor sensível e calor latente está apresentada na Figura 4. O experimento **A** apresenta um fluxo de calor sensível H máximo 17% menor que o máximo do caso **B** e um fluxo de calor latente LE máximo 31% menor. O experimento **C**, tem maiores fluxos, 13% maior para H e 17% maior para LE em relação a **B**. Mais uma vez, essas diferenças podem ser atribuídas ao gradiente de vento, no caso de menor rugosidade, e à geração de turbulência pela umidade, no caso **C**.

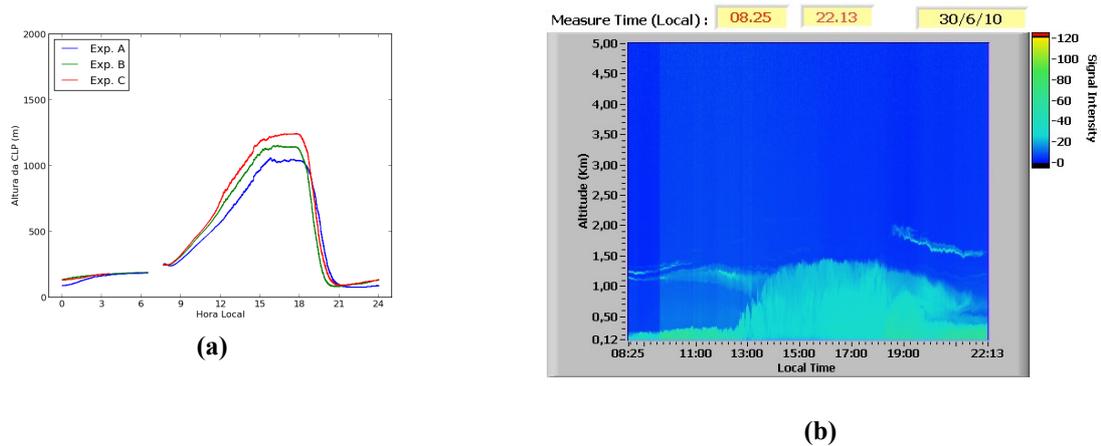


Figura 3: (a) Evolução diurna da altura da CLP nos experimentos com modelo LES (ver Tabela 2). (b) Altura da camada de aerosol observada com LIDAR no dia 30 de junho de 2010 (Landulfo *et al.*, 2010).

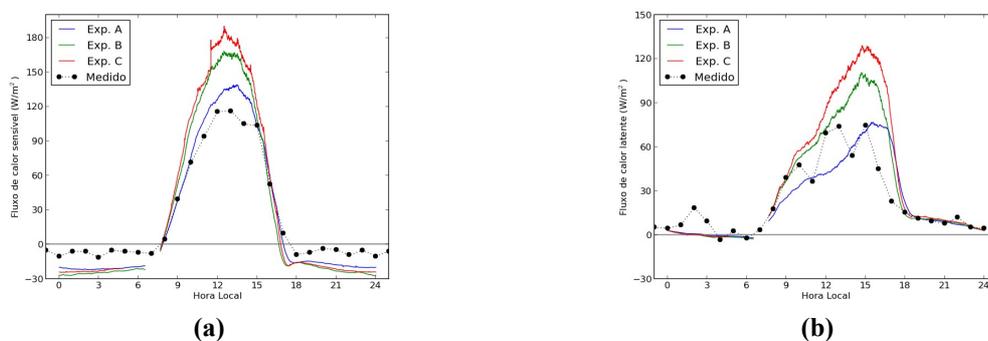


Figura 4: Evoluções diurnas (a) do fluxo de calor sensível e (b) do fluxo de calor latente, nos três experimentos (ver Tabela 2), comparadas com valores médios mensais tomados na plataforma micrometeorológica do IAG/USP para o mês de junho de 2010 (Ferreira, 2010).

Comparando os fluxos observados e modelados na Figura 4, vemos que os fluxos estão melhor representados no experimento **A**, com menor comprimento de rugosidade. Isso não significa que $z_0 = 0.5$ m tenha sido um valor alto para o comprimento de rugosidade (provavelmente não é). Se a forçante geostrófica fosse menor, os gradientes de vento seriam menos intensos em superfície e talvez os fluxos fossem melhor representados. Observando a Figura 5, verificamos que, apesar dos gradientes serem mais realistas quando $z_0 = 0.1$ m, os valores médios de vento ao longo da CLP estão melhor representados quando $z_0 = 0.5$ m. Na Figura 5b, vemos que o valor da velocidade de arrasto u_* é praticamente determinada pelo valor de z_0 .

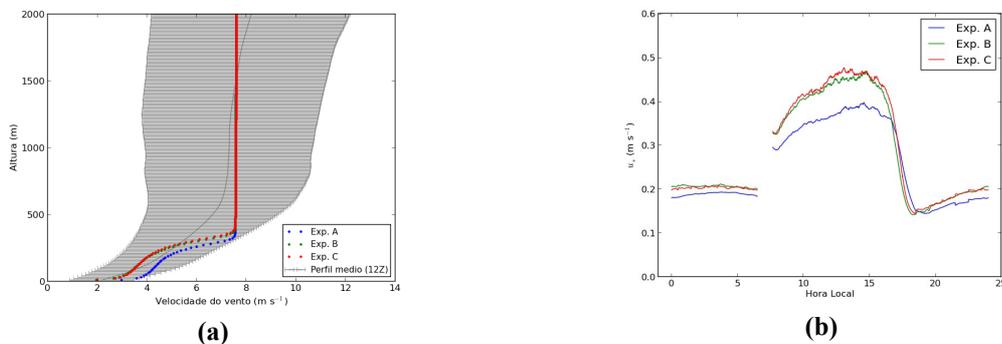


Figura 5: (a) Perfil médio de vento nos três experimentos (ver Tabela 2) e na média interpolada para junho (2004–2010) tomada no aeroporto Campo de Marte, São Paulo/SP. (b) Velocidade de arrasto u_* nos experimentos.

4.5 Validações

À título de validação, três experimentos documentados na literatura foram realizados com o modelo LES por Bárbaro (2010). O objetivo desses experimentos era avaliar a confiabilidade do código utilizado, verificando se ele é capaz de reproduzir o comportamento de regimes turbulentos já conhecidos. Com objetivo similar, estes experimentos foram realizados no presente projeto. Uma vez que os compiladores utilizados, tanto por Bárbaro quanto pelos autores dos *papers* tomados como base, são provavelmente distintos do utilizado aqui, algumas discrepâncias pequenas poderão ser notadas. Estes experimentos de validação precisarão ser mais uma vez reproduzidos toda vez que houver implementação de sub-rotinas no código do modelo, como é o caso da rotina de interação superfície-CLP.

O primeiro dos experimentos (Moeng & Sullivan, 1994) consiste na simulação de um CLP convectiva, onde o fluxo de calor sensível cinemático em superfície $\overline{w'\theta'} = 0,24$ $m K s^{-1}$ é mantido constante durante 2,5 h. Ao final da simulação, os valores obtidos de velocidade

de fricção u_* , escala de velocidade convectiva w_* , altura da camada de inversão z_i , parâmetro de estabilidade $-z_i/L$ e fluxo de calor sensível no topo da CLP $\overline{w'\theta'}_i$ foram comparados e estão apresentados na Tabela 3.

Comparações dos perfis verticais das variâncias de velocidade normalizadas e das componentes do balanço de ECT são mostradas na Figura 6. Observa-se que o LES atual reproduz muito bem praticamente todos os perfis. As principais divergências ocorrem no primeiro nível inferior do modelo. A causa dessas divergências ainda não está clara.

Tabela 3: Comparação de parâmetros obtidos para o primeiro experimento de validação (caso convectivo, Moeng & Sullivan, 1994).

	u_* (m s ⁻¹)	w_* (m s ⁻¹)	z_i (m)	$-z_i/L$	$\overline{w'\theta'}_i$ (m s ⁻¹ K)
Moeng & Sullivan (1994)	0,56	2,02	1030	18,0	-0,040
Bárbaro (2010)	0,56	2,01	1038	18,1	-0,035
LES atual	0,55	2,03	1062	20,2	-0,036

O segundo experimento de validação testa a capacidade do modelo em simular a transição do período convectivo para o período estável, baseado no artigo de Saiki *et al.*, 2000. Neste experimento, a CLP é inicializada com uma camada de mistura de 300 K e entra em regime convectivo devido a um fluxo de calor sensível em superfície $\overline{w'\theta'} = 0,05$ m K s⁻¹ constante durante 1 hora. Neste momento, desliga-se o fluxo de calor sensível e a camada começa a se estabilizar, com fluxo nulo em superfície, por 2 horas. Nas próximas 6 horas de simulação, a CLP é submetida a uma variação no fluxo de calor sensível de zero a $-0,05$ m K s⁻¹, mantendo este valor de fluxo negativo por mais 5 horas de simulação. Com isso, o experimento tem duração de 14 horas, durante as quais a CLP se estabiliza gradativamente. As comparações de resultados são feitas, então, tomando-se as 11 últimas horas, que é o período pós-convectivo.

Um aspecto chave da transição do período convectivo para o estável é a aceleração promovida nos níveis próximos ao topo da CLP devido à cessação da atividade turbulenta. Uma vez estabilizada a camada, ocorre um ajuste entre as forças gradiente de pressão e Coriolis que, em determinadas latitudes, dá origem aos chamados jatos de baixos níveis (JBN). Os perfis do JBN no último passo de integração e as evoluções da altura do jato podem ser vistas na Figura 7. A concordância dos resultados indica que o LES atual gerou o mesmo JBN observado nos trabalhos anteriores.

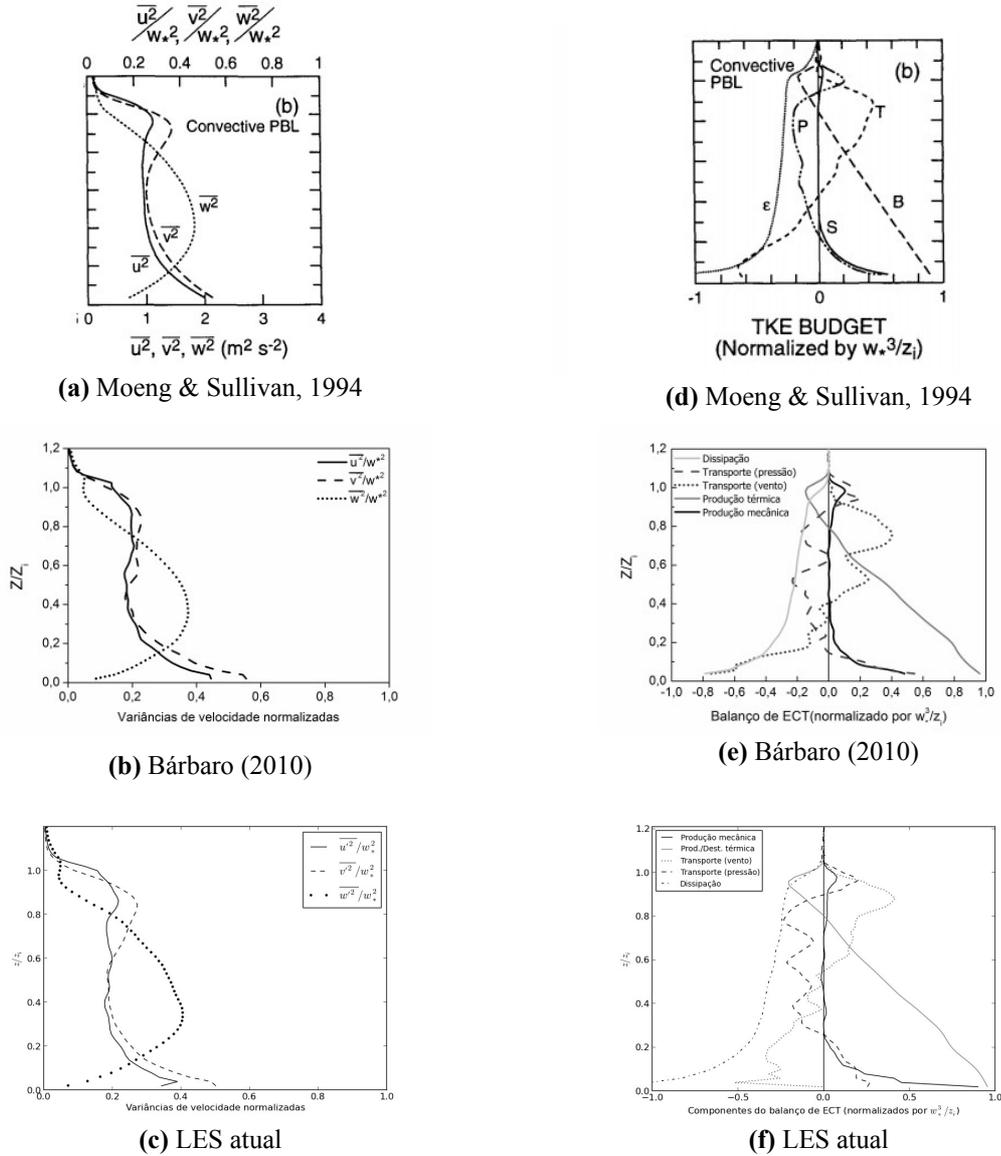


Figura 6: Resultados do primeiro experimento de validação. Comparações dos perfis verticais das variâncias de velocidade normalizadas [(a), (b) e (c)] e das componentes do balanço de energia [(d), (e) e (f)] obtidos por Moeng & Sullivan (1994) [(a) e (d)], Bárbaro (2010) [(b) e (e)] e com o LES atual [(c) e (f)].

A intensidade do JBN obtida com o LES atual é comparada com o resultado de Saiki *et al.* na Figura 8. Ambos os resultados mostram velocidades que atingem 19 m s^{-1} . Como pode ser visto na figura, a presença do jato não gera produção mecânica de turbulência, como já havia sido observado por Saiki *et al.* em seu *paper*. Contudo, os perfis das componentes do balanço de ECT gerados pelo LES atual não é suave como seria esperado, havendo oscilações que ainda não puderam ser explicadas.

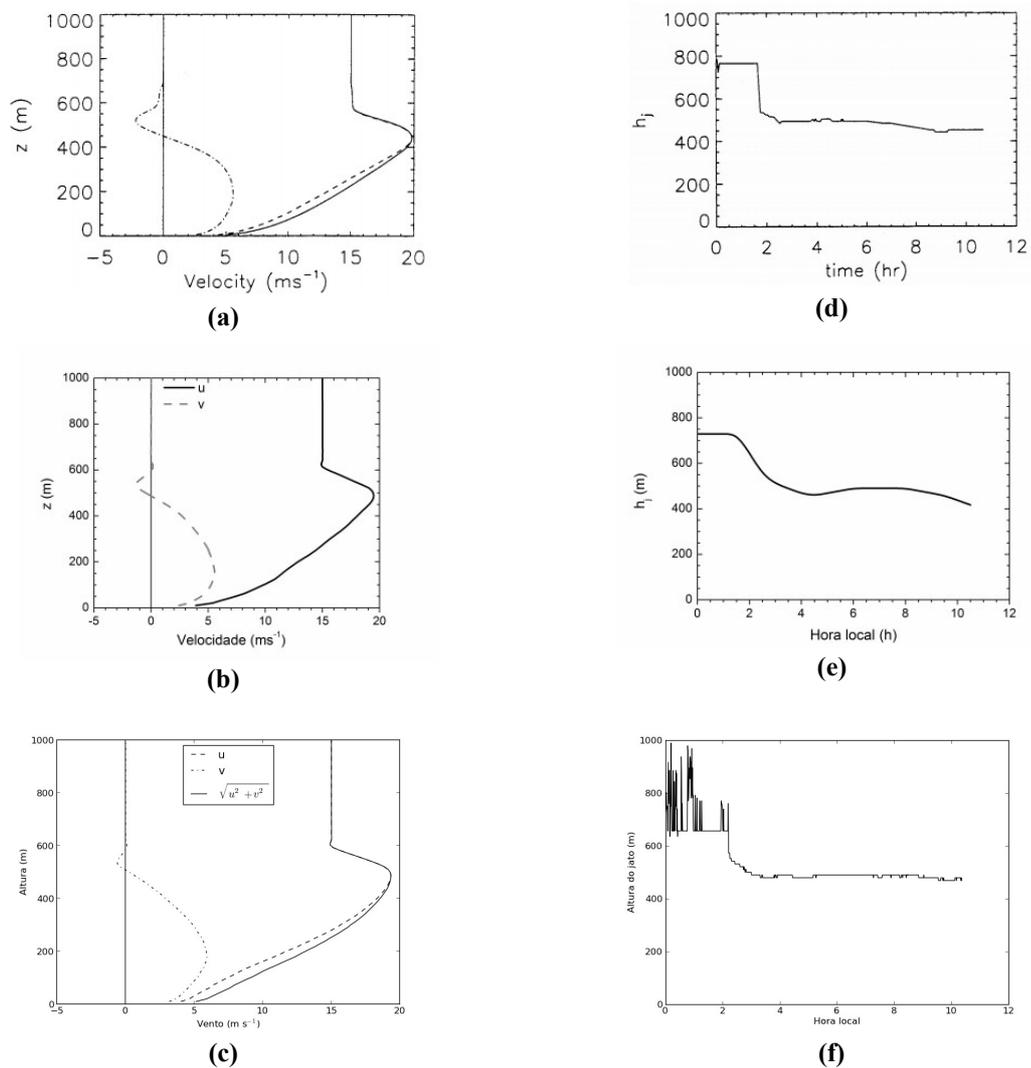
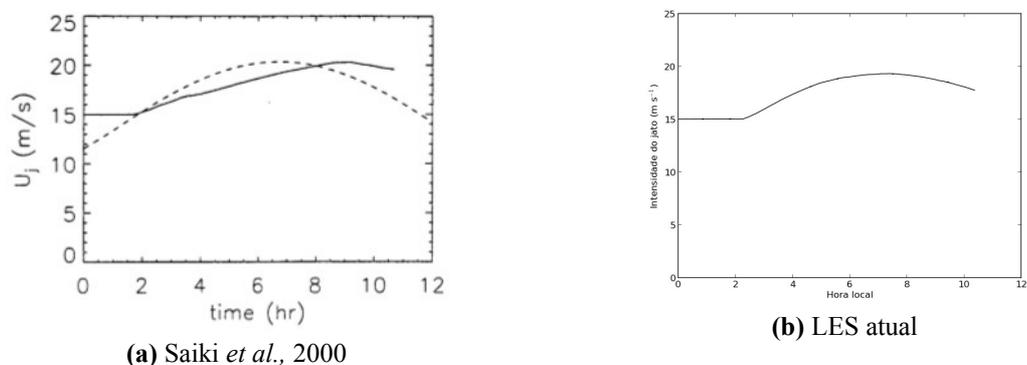


Figura 7: Resultados do segundo experimento de validação. Comparações dos perfis verticais das componentes u (linhas sólidas) e v (linhas tracejadas) do vento [(a), (b) e (c)] e evolução temporal da altura do JBN [(d), (e) e (f)] obtidos por Saiki *et al.* (2000) [(a) e (d)], Bárbaro (2010) [(b) e (e)] e com o LES atual [(c) e (f)].



(a) Saiki *et al.*, 2000

(b) LES atual

Figura 8: Variação temporal da intensidade do JBN. A linha pontilhada em (a) corresponde à solução analítica de Blackadar (1957).

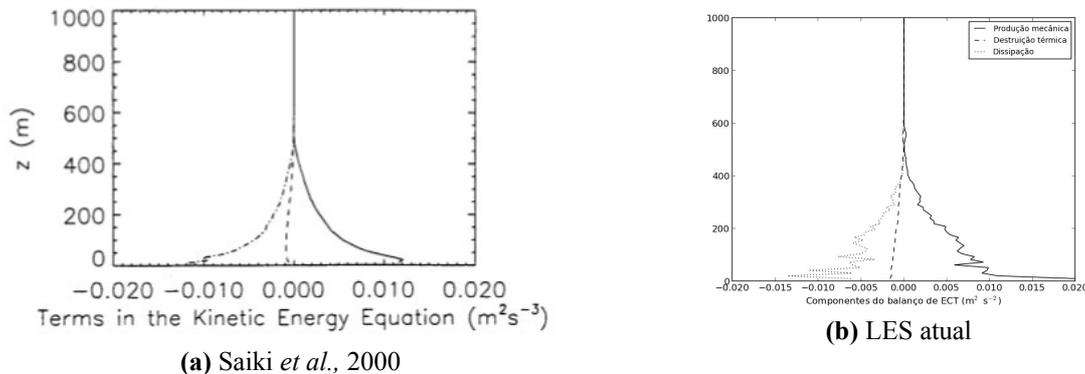


Figura 9: Variação temporal da intensidade do JBN. A linha pontilhada em **(a)** corresponde à solução analítica de Blackadar (1957).

O terceiro e último experimento de validação, baseado em Beare *et al.* (2006), reproduz uma CLP estável que foi simulada por onze modelos LES. A comparação entre estes onze modelos é apresentada no artigo supracitado. As condições iniciais dessa simulação referem-se à região ártica. Define-se o parâmetro de Coriolis para a latitude de 73° N e inicializa-se a camada de mistura com uma altura de 100 m. Uma taxa de resfriamento em superfície é mantida igual a $-0,25 \text{ K h}^{-1}$ durante 9 horas e o vento geostrófico é fixado em 8 m s^{-1} . Os perfis finais de temperatura potencial e velocidade final obtidos para esse experimento podem ser vistos na Figura 10. A evolução da altura da CLP pode ser vista na Figura 11.

4.6 Algoritmo de Interação Superfície-biosfera-atmosfera

O efeito indireto da presença de vapor d'água na superfície na dinâmica da CLP é o de reduzir a razão de Bowen, contribuindo para o fluxo de calor latente e desintensificando a produção convectiva de turbulência. Para verificar numericamente este efeito, seria preciso que a evolução diurna de temperatura potencial e umidade em superfície fosse prognosticada por uma sub-rotina de balanço de energia.

Um algoritmo de interação superfície-biosfera-atmosfera (ISBA) foi desenvolvido por Olivera (2003) baseado no método proposto por Deardorff (1978). Este algoritmo estava acoplado a um modelo de fechamento de segunda ordem (fechamento de média de Reynolds) para simular a CLP de Iperó, região localizada no interior de São Paulo. Do ponto de vista matemático, esse algoritmo determina, através do balanço local de radiação e de propriedades da superfície (rugosidade, caracterização da vegetação, emissividade, albedo, natureza das reflexões múltiplas das componentes da radiação, etc.), valores para a

temperatura potencial do ar, velocidade do vento e umidade específica usados como condições de contorno inferior, além de valores para u^* , q^* e θ^* permitindo que os fluxos, as variâncias e as covariâncias de temperatura, umidade e velocidade possam ser determinados.

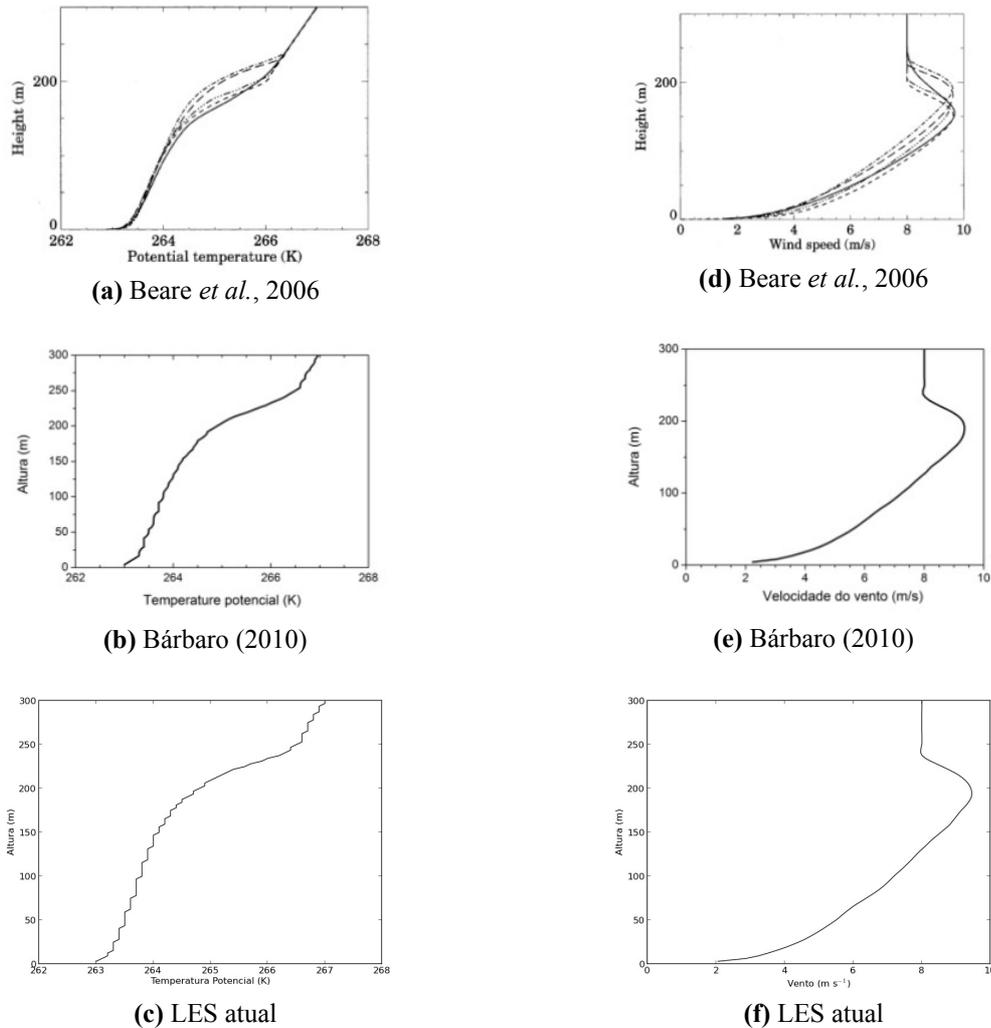


Figura 10: Resultados do terceiro experimento de validação. Comparações dos perfis verticais de temperatura potencial [(a), (b) e (c)] e da velocidade do vento [(d), (e) e (f)] apresentados em Beare *et al.* (2006) [(a) e (d)], Bárbaro (2010) [(b) e (e)] e com o LES atual [(c) e (f)].

Apesar da RMSP ser predominantemente urbana, um algoritmo ISBA acoplado ao LES permitiria que parâmetros de superfície fossem ajustados de forma a determinar a evolução das forçantes em superfície. Uma vez acoplado, algoritmos mais adequados para regiões urbanas poderiam ser introduzidos através dessa sub-rotina. Assim, um dos objetivos chave desse projeto é o de incorporar a rotina de ISBA de Oliveira (2003) no modelo LES.

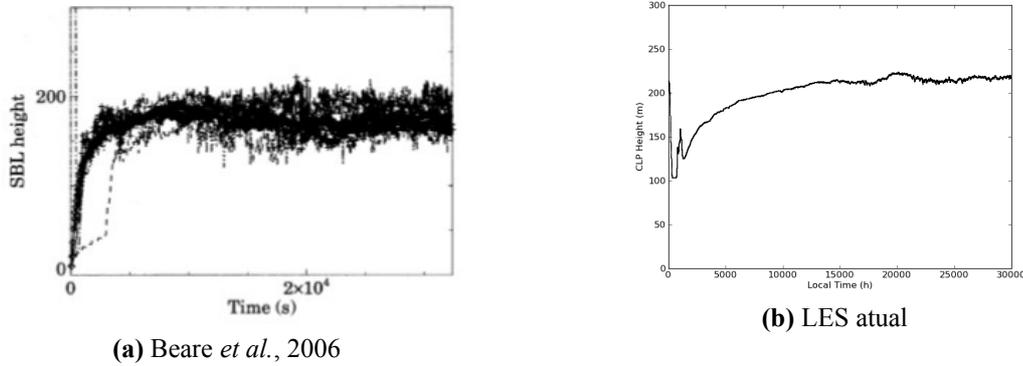


Figura 11: Evolução temporal da altura da CLP no terceiro experimento de validação.

A radiação líquida Rn no nível de referência (esse nível será designado com um h subscrito) é dada pelas quatro componentes

$$Rn_h = OC \downarrow_h + OC \uparrow_h + OL \downarrow_h + OL \uparrow_h, \quad (4)$$

onde OC designa radiação de onda curta e OL designa radiação de onda longa, e as setas indicam a direção de propagação em relação ao eixo vertical (\downarrow no sentido atmosfera-solo e \uparrow no sentido solo-atmosfera).

No nível de referência, a radiação de onda curta descendente é dada pela radiação solar incidente da seguinte forma:

$$OC \downarrow_h = -I_0 \Gamma \cos(Z), \quad (5)$$

Onde Γ é a transmissividade da atmosfera local, Z é o ângulo zenital do sol e I_0 é a constante solar corrigida em relação à distância Terra-Sol D :

$$I_0 = (\bar{D}/D)^2 \bar{I}_0, \quad (6)$$

com \bar{D} e \bar{I}_0 os valores de D e de I_0 quando D é a distância média entre a Terra e o Sol. Assim, I_0 e Z são calculados em função da data juliana e da hora local.

A transmissividade da atmosfera é determinada através dos parâmetros empíricos Γ_1 , Γ_2 , a_{NA} , a_{NM} e a_{NB} e das frações de céu coberto por nuvens altas, médias e baixas σ_{NA} , σ_{NM} e σ_{NB} (respectivamente) pela relação:

$$\Gamma = [\Gamma_1 + \Gamma_2 \cos(Z)] (1.0 - a_{NA} \sigma_{NA}) (1.0 - a_{NM} \sigma_{NM}) (1.0 - a_{NB} \sigma_{NB}). \quad (7)$$

Os detalhes e o valor dos parâmetros utilizados para determinar $OC \downarrow_h$ podem ser consultados em Oliveira (2003).

No caso de uma superfície sem vegetação ou edifícios, a componente de radiação curta refletida é simplesmente

$$OC \uparrow_h = -\alpha_G OC \downarrow_h, \quad (8)$$

onde α_G é o albedo da superfície do solo. Essa relação pode ser bem mais sofisticada se for levada em consideração a natureza das reflexões múltiplas que ocorrem na presença de vegetação ou em ambientes urbanos.

A expressão utilizada aqui para determinar o albedo é uma relação empírica observada em Iperó:

$$\alpha_G = 0.30 - 0.20 \cos(Z). \quad (9)$$

A componente de radiação de onda longa também é determinada por uma expressão empírica. Devido a complexidade em se determinar a emissividade efetiva da superfície na RMSF e à escassez de medidas horárias de radiação de onda-longa e de radiossondagens, essa abordagem empírica se mostra como a alternativa mais simples e precisa. Bárbaro *et al.* (2010) obtiveram e validaram uma expressão na RMSF com os seguintes termos:

$$OL \downarrow_h = c_1 + c_2 T_0 - c_3 e_0 - c_4 \ln(T_0) - \frac{c_5}{T_0} + c_6 \sqrt{e_0} + \frac{c_7}{e_0}, \quad (10)$$

onde T_0 e e_0 são a temperatura (°C) do ar e a pressão de vapor (hPa) entre 1.5 e 2.0 metros acima da superfície do solo. Bárbaro *et al.* compararam esta expressão com outras 6 disponíveis na literatura e verificaram que a expressão (10) é a que melhor se ajusta às observações na RMSF em condições de céu claro.

Mais uma vez desconsiderando as possíveis reflexões na camada interna ao dossel, assumimos que a componente de onda longa ascendente é dada apenas pela radiação emitida pela superfície do solo:

$$OL \uparrow_h = \varepsilon_G \sigma T_G^4 \quad (11)$$

Onde ε_G é a emissividade da superfície do solo, σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_G é a temperatura da superfície do solo.

Antes que a subrotina altere qualquer valor de algum parâmetro usado pelo modelo LES, testou-se a capacidade da subrotina em utilizar dados do modelo e calcular as componentes do balanço de radiação. Para isso, assumiu-se um comportamento teórico senoidal para a temperatura potencial e umidade específica do primeiro nível do modelo LES (a 32.5 m, assumido como o nível de referência), indicados na Figura 12. O algoritmo de ISBA roda a cada 200 passos, de 1s, do modelo LES. Assim, as evoluções das componentes de radiação [equações (5), (8), (10) e (11)] foram especificadas (Figura 13).

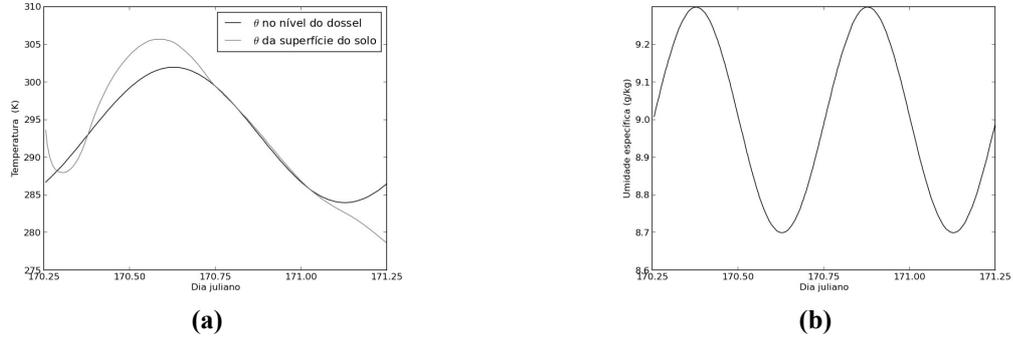


Figura 12: Evoluções diurnas **(a)** da temperatura potencial θ no primeiro nível do modelo LES e na superfície do solo e **(b)** da umidade específica no primeiro nível do modelo LES. As evoluções senoidais no primeiro nível do LES são teóricas. A temperatura na superfície do solo é prognosticada pelo algoritmo de ISBA.

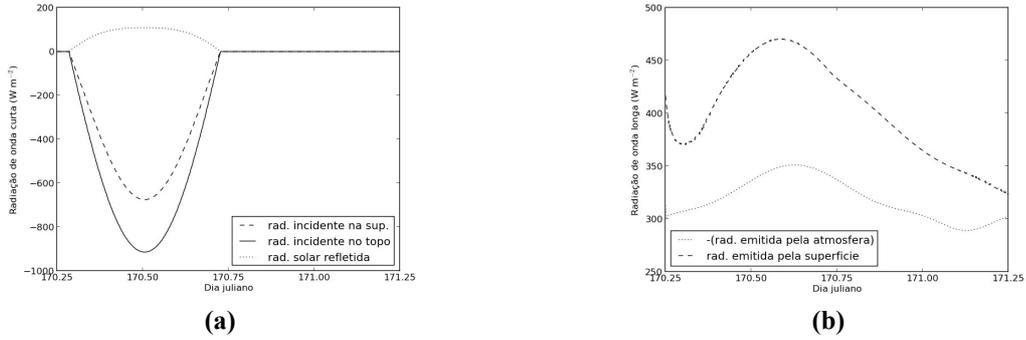


Figura 13: Evoluções diurnas **(a)** da radiação de onda curta (solar) e **(b)** da radiação de onda longa, emitida pela atmosfera e pela superfície do solo.

Os fluxos de calor sensível H e calor latente LE são obtidos pelo método *Bulk*, onde coeficientes de mistura turbulenta são determinados como função do número de Richardson Ri_B :

$$Ri_B = \frac{g}{\theta_0} \frac{\theta_h - \theta_0}{V_h^2} [h - (z_0 + d_0)], \quad (12)$$

onde g é a aceleração da gravidade, $\theta_0 = 297$ K é um valor de referência, V_h é o valor do vento no nível h e d_0 é a altura do dossel, que foi assumida nula por simplicidade. A determinação do número de Richardson *Bulk* foi comprometida, contudo, porque o campo de vento não se comportou de forma estável nesses experimentos. Em várias iterações, esse campo armazenava valores nulos (talvez porque as médias estatísticas não sejam realizadas em todas as iterações). Contornar este problema também não foi possível, uma vez que os valores das iterações anteriores não parecerem ser resgatáveis, talvez pelo fato de os laços serem executados de forma paralelizada. Assim, as evoluções diurnas de Ri e de todos os parâmetros determinados a partir dele apresentaram oscilações que são no momento o maior empecilho

para dar continuidade ao trabalho de implementação da subrotina.

Os fluxos determinados pelo método *Bulk* podem ser vistos na Figura 15.

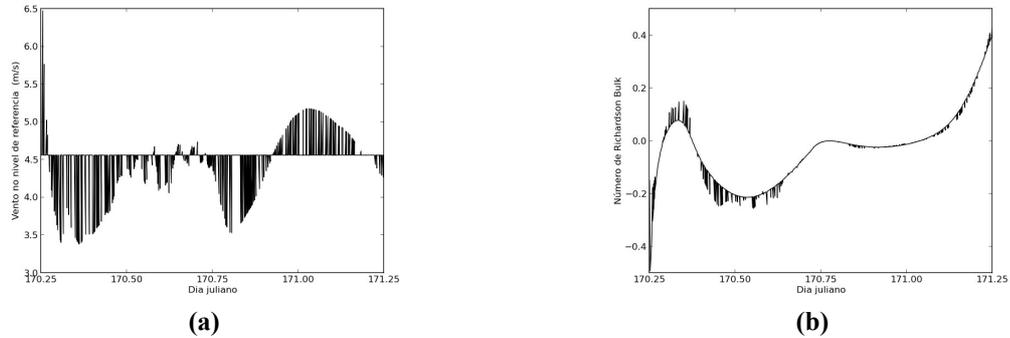


Figura 14: Evoluções diurnas (a) do vento no primeiro nível do LES (lido pela subrotina) V_h e (b) de Ri_B calculado na subrotina.

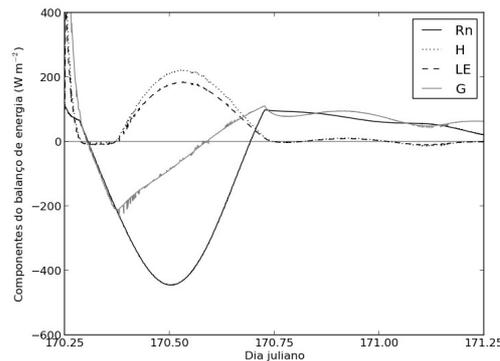


Figura 15: Componentes do balanço de energia determinadas pelo método *Bulk*.

5. CONCLUSÕES E ETAPAS FUTURAS

Experimentos com modelo LES foram realizados com condições iniciais e de contorno representativas da RMSP. Nestes experimentos verificou-se que o modelo consegue representar a evolução de parâmetros da CLP observados, como a altura da camada e os fluxos turbulentos em superfície. Valores de $z_0 = 0.1$ m e $z_0 = 0.5$ m foram usados. Observou-se que o valor mais baixo do comprimento de rugosidade apresentou fluxos mais compatíveis com os valores observados, apesar de este ser um valor baixo para regiões urbanas. Os fluxos intensos observados quando $z_0 = 0.5$ m foram atribuídos ao intenso gradiente de vento gerado em superfície, resultado em valores altos de u_* .

O papel direto da umidade específica foi verificado usando valores de temperatura

potencial virtual para forçar o modelo. Com os dados utilizados, observou-se que a presença de vapor d'água foi responsável por uma CLP 8% maior e por fluxos em superfície aproximadamente 15% maiores.

Outros 3 experimentos foram realizados à título de validação do modelo. Comparando os resultados do modelo LES atual com os resultados obtidos por Bárbaro (2010), Moeng & Sullivan (1994), Saiki *et al.* (2000) e Beare *et al.* (2006), observou-se que o modelo LES atual obtém todas as propriedades estatísticas observadas nos experimentos de referência, apresentando problemas apenas algumas divergências no primeiro nível inferior do modelo, e na forma do perfil das componentes do balanço de energia no caso estável.

Por fim, um modelo de interação superfície-biosfera-atmosfera desenvolvido por Pereira (2003) está sendo acoplado ao modelo LES, com o intuito de estudar melhor o papel indireto do vapor d'água na dinâmica da CLP da RMSP. O algoritmo se mostrou capaz de determinar componentes do balanço de radiação e componentes do balanço de energia ao longo das 24h de simulação com modelo LES, mas apresenta desafios relacionados com a leitura do campo médio de vento em superfície. Espera-se, neste momento final do projeto de mestrado, contornar essa dificuldade e implementar de forma completa e funcional o algoritmo acoplado ao modelo LES. Com isso, os últimos experimentos numéricos poderão ser realizados e o aluno poderá se focar na confecção de sua dissertação.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Avisar, R.; Schmidt, T. (1997). **An Evaluation of the Scale at which Ground-Surface Heat Flux Patchiness Affects the Convective Boundary Layer Using Large-Eddy Simulations.** *Journal of The Atmospheric Sciences*. 55: 2666–2689.
- Bárbaro, E. W. (2010). **Investigação da camada limite planetária noturna na região metropolitana de São Paulo utilizando o modelo LES.** Dissertação de Mestrado, IAG-USP.
- Bárbaro, E.; Oliveira, A. P.; Soares, J.; Codato, G.; Ferreira, M. J.; Mlakar, P. Božar, M. Z.; Escobedo, F. J. (2010). **Observational characterization of the downward atmospheric longwave radiation at the surface in the city of São Paulo.** *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49-12, 2574–2590.
- Beare, R.J.; Macvean, M. K.; Holtslag, A. A. M.; Cuxart, J.; Esau, I.; Golaz, J. C.; Jimenez, M. A.; Khairoutdinov, M.; Kosovic, B.; Lewellen, D.; Lund, T. S.; Lundquist, J. K.; McCabe, A.; Moene, A. F.; Noh, Y.; Raasch, S.; Sullivan, P. (2006) **An intercomparison of large-eddy simulations of the stable boundary layer.** *Boundary-Layer Meteorol.* 118:247–272.
- Codato, G. (2008). **Simulação numérica da evolução diurna do monóxido de carbono na camada limite planetária sobre a RMSP com o modelo LES.** Dissertação de Mestrado, IAG-USP.
- Deardorff, J. W. (1972). **Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers.** *J. Atmos. Sci.*, 29:91–115.
- Ferreira, M. J.; Oliveira, A. P.; Soares, J.; Codato, G.; Bárbaro, E. W.; Escobedo, J. F.. (2011)

Radiation balance at the surface in the City of São Paulo, Brazil. Diurnal and seasonal variations. *Theor. Appl. Climatol.* DOI 10.1007/s00704-011-0480-2.

Grimmond, C. S. B.; Oke, T. R. (1999) **Aerodynamic Properties of Urban Areas Derived from Analysis of Surface Form.** *Journal of Applied Meteorology*. 38:1262–1292.

Oliveira, A. P. (2003) **Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó.** *Tese de Livre Docência*. Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo. SP. Brasil. 220 pp.

Oliveira, A.; Bornstein, R. D.; Soares, J. (2003). **Annual and Diurnal Wind Patterns In The City of São Paulo.** *Water, Air and Soil Pollution – FOCUS*, 3: 3–15.

Moeng, C. H.; Sullivan, P. (1994). **A comparison of shear- and buoyancy-driven planetary boundary layer flows.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51–7:999–1022.

Nakayama, H., Takemi, T., and Nagai, H. (2011). **LES Analysis of the Aerodynamic Surface Properties for Turbulent Flows over Building Arrays with Various Geometries.** *J. Appl. Meteor. Climatol.* 50: 1692–1712.

Saiki, E. M.; Moeng, C. H.; Sullivan, P. P. (2000) **Large-Eddy Simulation of the stably stratified planetary boundary layer.** *Boundary-Layer Meteorology*, 95:1–30.

Sullivan, P.; McWilliams, J. C.; Moeng, C. H. (1994) **A subgrid-scale model for large-eddy simulation of planetary boundary-layer flows.** *Boundary-Layer Meteorology*, 71:247–276.

Valença, R. L.; Oliveira, A. P. (2011) **Numerical investigation of the PBL moisture content in the city of São Paulo using LES.** *Revista Ciência e Natura, Ed. Suplementar*. 231–234.

Wieringa, J. (1992) **Updating the Davenport roughness classification.** *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 41–44:357–368.

Wyngaard, J. C. (2004) **Toward Numerical Modeling in the “Terra Incognita”.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61:1816–1826.

Wyngaard, J. (2010) **Turbulence in the Atmosphere.** *Cambridge University Press*.

7. CRONOGRAMA DE EXECUÇÃO

Atividades Realizadas	Período
Cursos e pesquisa bibliográfica. Familiarização com o modelo LES.	Março de 2011 a Agosto de 2012
Apresentação no <i>VII Workshop de Micrometeorologia</i>	Novembro de 2011
Aprovação no Exame de Qualificação	Abril de 2012
Participação na <i>III Escola de Alto Desempenho de São Paulo</i>	Julho de 2012
Atividades Futuras	
Implantação do algoritmo de interação superfície-biosfera-atmosfera no modelo LES.	Setembro de 2012 a Fevereiro de 2013
Experimentos envolvendo o efeito direto da umidade na geração/destruição de ECT.	
Confecção e Defesa da Dissertação.	