



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: Setembro/2011 a Março/2012

Estudante: Rafael Lima Valença

Orientador: Amauri Pereira de Oliveira

Grupo de Micrometeorologia – IAG/USP

São Paulo, Abril de 2012

RESUMO

Utilizando um modelo de grandes turbilhões (modelo LES), busca-se investigar o papel da presença de vapor d'água na camada limite planetária (CLP) na região metropolitana de São Paulo (RMSP). Para tanto, serão realizados experimentos numéricos com condições iniciais e de contorno obtidas de observações da temperatura potencial e umidade específica em superfície e dos perfis verticais médios dessas variáveis na RMSP. Os experimentos devem ser desenhados para que a umidade aja diretamente, gerando produção de energia cinética turbulenta (ECT) por convecção, e indiretamente, redistribuindo a radiação líquida disponível em fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível. Simulações com a versão atual do modelo e com os dados disponíveis de forçantes mostram que o modelo é capaz de reproduzir o que se observa em dias de céu claro na RMSP. Nestes experimentos, foi analisada a evolução da altura da CLP, dos perfis médios, dos fluxos de momento, de calor sensível e de calor latente e dos demais parâmetros relevantes para o escoamento. As próximas etapas do projeto envolvem incorporação no código do modelo da correção de temperatura potencial, de forma a verificar o papel da umidade na geração de ECT, e na implementação de um algoritmo de balanço de energia na superfície.

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 alterar no código do modelo o termo de geração térmica de ECT pela correção da temperatura 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 dos perfis médios na RMSP.

2. RESUMO DAS ATIVIDADES DESENVOLVIDAS NO PERÍODO ANTERIOR

No período de março de 2011 a agosto de 2011, o aluno concluiu 25 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 à título de familiarização do modelo. Uma primeira simulação de 24 horas com modelo LES foi realizada, onde propriedades importantes da CLP foram analisadas.

3. RESUMO DAS ATIVIDADES DESENVOLVIDAS NO PERÍODO

No período de setembro de 2011 a fevereiro de 2012, o aluno concluiu mais 10 créditos em disciplinas no IAG. Novas simulações foram realizadas, onde constatou-se a necessidade de se obter condições iniciais e de contorno mais realistas para os experimentos. Médias interpoladas de temperatura potencial, umidade e vento foram, então, obtidas para o mês de junho através de radiossondagens obtidas na estação meteorológica do campo de Marte. Com estes resultados, uma nova simulação de 24 horas foi realizada com modelo LES.

O aluno participou do evento “*VII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia*”, realizado no período de 16/11/2011 a 18/11/2011, na cidade de Santa Maria – RS, com apresentação do trabalho intitulado “*Numerical investigation of the PBL moisture content in the city of São Paulo using LES*”.

Os meses de janeiro e fevereiro de 2012 foram voltados para a confecção da monografia do exame de qualificação, que o estudante defenderá no dia 4/4/12.

4. DESCRIÇÃO DAS ATIVIDADES DESENVOLVIDAS NO PERÍODO

Até o momento, o aluno completou 45 dos 46 créditos necessários para deposição da dissertação de mestrado. A Tabela 1 apresenta as disciplinas já cursadas pelo estudante e as que estão em andamento.

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	Cursando

4.1 Experimentos numéricos e obtenção dos perfis médios

Os primeiros experimentos com modelo LES deste projeto foram realizados com o intuito de verificar os resultados já observados por Bárbaro (2010) e Codato (2008). O mês escolhido para ser representado no experimento foi o mês de junho, que é um mês típico do inverno da cidade de São Paulo. Nestes experimentos, constatou-se a necessidade de se obter condições iniciais mais realistas para os perfis de temperatura potencial e umidade específica. Para tanto, perfis médios foram obtidos pela interpolação das radiossondagens disponibilizadas pelo MASTER¹, no período de 2004 a 2010, tomadas na estação meteorológica do aeroporto Campo de Marte, na zona norte da cidade de São Paulo. Os perfis médios podem ser vistos na Figura 1.

Um experimento numérico com modelo LES de um ciclo diurno completo para o mês de junho foi então realizado. O objetivo desse experimento foi observar as propriedades

¹ Laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas Regionais – IAG-USP.

gerais do escoamento turbulento em uma CLP submetida às forçantes observadas na RMS, principalmente no que diz respeito à umidade específica e ao fluxo de calor latente. Para isso, foram analisados os campos tridimensionais de velocidade do vento, u , v e w , temperatura potencial do ar θ e umidade específica q , bem como os momentos estatísticos, as componentes da ECT e outros parâmetros relevantes do escoamento.

Os perfis verticais das variáveis meteorológicas são inicializados às 6:30 HL de forma a se aproximarem dos perfis médios às 9:00 HL (Figura 1). O perfil inicial de temperatura potencial possui uma camada de mistura de 180 m à 293,5 K, uma camada de entranhamento onde a temperatura aumenta 4,0 K em 20 níveis verticais e um gradiente vertical de 6,0 K km⁻¹ na atmosfera livre.

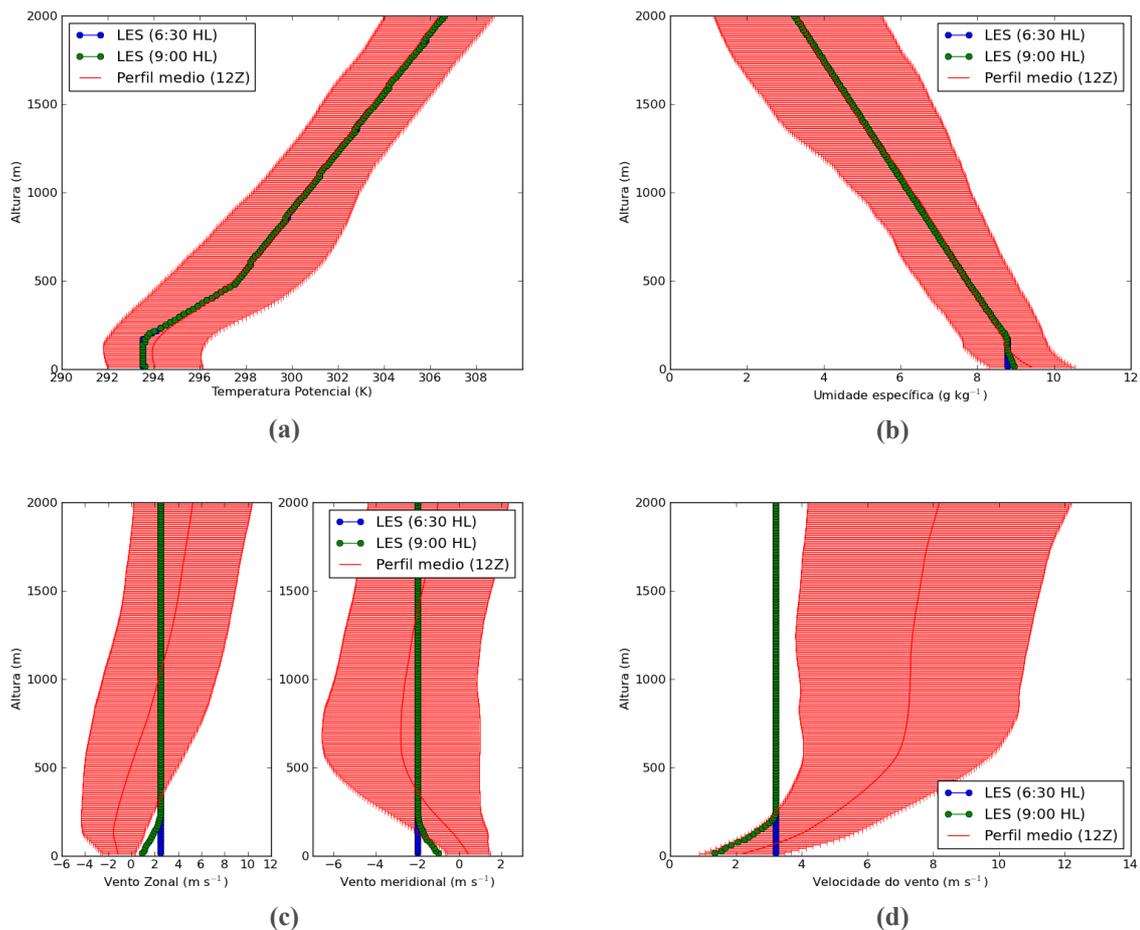


Figura 1: Perfis verticais de (a) temperatura potencial, (b) umidade específica, (c) componentes zonal e meridional do vento e (d) velocidade do vento. As linhas sólidas representam as médias interpoladas das radiossondagens (com suas respectivas barras de indeterminação). Os pontos representam o perfil 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.

A umidade específica na camada de mistura é de $8,8 \text{ g kg}^{-1}$, diminuindo de $1,0 \text{ g kg}^{-1}$ em 20 níveis na camada de entranhamento e apresenta, na atmosfera livre, um gradiente vertical de $-3,0 \text{ g kg}^{-1} \text{ km}^{-1}$.

O vento geostrófico é mantido constante e homogêneo em todo o domínio, com componentes $(u_g, v_g) = (2,5; -2,0) \text{ m/s}$. O perfil de vento é inicializado com estes valores em todo o domínio. Os valores das componentes u_g e v_g foram escolhidos de forma a fornecer o momento disponível observado nas direções x e y (Figura 1c). Contudo, esta força representa valores baixos de vento, como mostra a Figura 1d e deve ser repensada em experimentos futuros.

O experimento utilizou dados de umidade e temperatura potencial em superfície como condições de contorno inferior (linhas sólidas da Figura 2). Os fluxos em superfície são determinados pelo modelo LES através de relações de similaridade de Monin-Obukhov.

Os valores de temperatura potencial e de umidade específica na superfície foram tomados na plataforma micrometeorológica do IAG-USP, na zona oeste da cidade de São Paulo. 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 observadas na plataforma do laboratório de micrometeorologia e obtidas pelas médias das radiossondagens podem ser vistas na Figura 2.

A temperatura potencial observada na plataforma do IAG-USP tem um ciclo diurno bem definido, oscilando entre uma mínima de $293,1 \text{ K}$ às 6:30 HL e uma máxima de $301,2 \text{ K}$ às 14:30 HL. No experimento, valores em torno de $1,5 \text{ K}$ mais baixos foram utilizados para reproduzir o que foi observado no perfil médio das 9:00 HL, como indicado na Figura 2.

A evolução da umidade específica apresenta dois mínimos que ocorrem simultaneamente ao mínimo e ao máximo da temperatura do ar em superfície, às 6:30 HL ($8,8 \text{ g kg}^{-1}$) e às 14:30 HL ($8,9 \text{ g kg}^{-1}$), respectivamente. O primeiro pico, 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 umidade específica em superfície, e, posteriormente, com o entranhamento de ar seco devido ao aumento da camada, secando as porções mais baixas da CLP. O pico das 19:30 HL ($9,5 \text{ g kg}^{-1}$) está relacionado com a entrada da brisa marítima no início da tarde (Oliveira *et al.*, 2003).

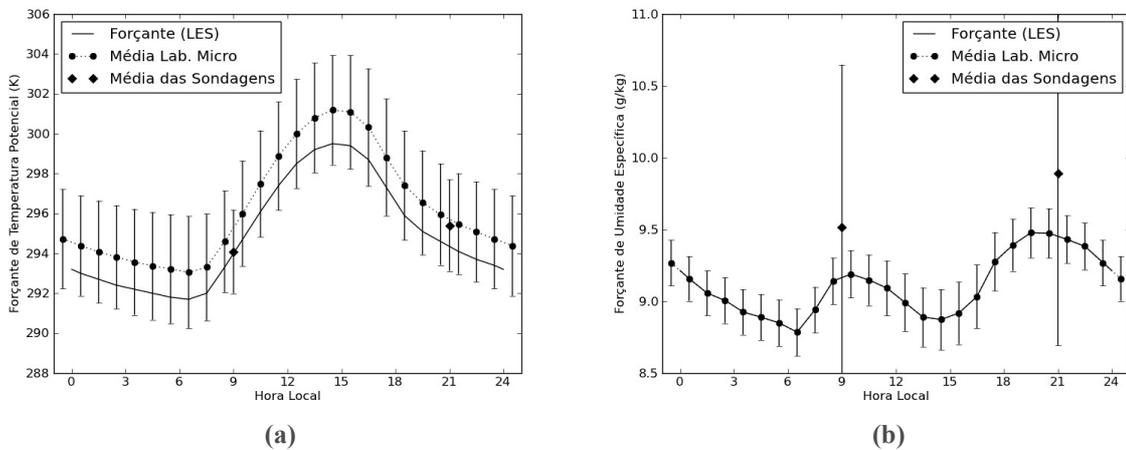


Figura 2: Evoluções horárias para o mês de junho de (a) temperatura potencial e (b) umidade específica, ambas tomadas na plataforma micrometeorológica do IAG-USP (pontos) e pela média das radiossondagens (losangos). As linhas sólidas representam as forçantes utilizadas no experimento numérico.

O domínio de simulação consiste em uma caixa com 128^3 pontos de grade, com dimensões de $5,0^2 \times 2,0$ km³ e superfície horizontalmente plana e homogênea. A superfície é caracterizada por um comprimento de rugosidade aerodinâmica constante e igual a 0,1 m. O parâmetro de Coriolis $f = -5,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ corresponde à latitude de $23^{\circ}32' \text{ S}$, onde está o centro da cidade de São Paulo (Figura 3).

Foi utilizada a técnica de *restart* no experimento, que consiste em rodar o modelo LES a cada hora de simulação, utilizando como condição inicial os campos gerados no último passo de tempo da hora anterior. Este procedimento evita instabilidades numéricas e permite que as forçantes em superfície sejam atualizadas a cada hora de simulação (Bárbaro, 2010). As estatísticas dos campos tridimensionais foram geradas a cada 100 passos de tempo.



Figura 3: Mancha urbana da RMSP. A área a ser simulada pelo modelo LES está indicada por um quadrado vermelho.

4.2 O modelo LES

A dificuldade em se determinar a evolução da estrutura dinâmica e termodinâmica da camada limite planetária (CLP) está no fato de os escoamentos turbulentos serem caracterizados por campos de velocidade, temperatura e demais escalares com flutuações estocásticas e aleatórias. Em muitas situações, dados observacionais de CLPs são difíceis de se obter, como, por exemplo, em oceanos e em cidades grandes. Nestes casos, a modelagem numérica acaba sendo a opção mais viável (Moeng, 1984), e será, portanto, a ferramenta explorada neste trabalho.

Devido à presença de oscilações em um amplo espectro de frequência nas medidas dos campos turbulentos, à não-linearidade das Equações de Navier-Stokes e à inexistência de solução analítica para essas equações, o tratamento estatístico dos campos é muitas vezes o mais adequado para descrever a turbulência (Wyngaard, 2010).

Do ponto de vista de modelagem numérica, existem, então, duas possibilidades: (i) simular diretamente os campos turbulentos, evitando assim o problema de fechamento, ou (ii) resolver as equações resultantes do tratamento estatístico (médias de Reynolds), parametrizando os termos novos resultantes. Os modelos do tipo (i), conhecidos como modelos DNS (*direct numerical simulation*), representam melhor o escoamento modelado, porém apresentam um custo computacional muito elevado e acabam ficando restritos à regimes de baixo número de Reynolds. Os modelos (ii), do tipo RANS (*Reynolds-averaged Navier-Stokes*), são mais utilizados por serem mais simples. Contudo, estudos observacionais e numéricos encontraram deficiências nesses modelos, mesmo que seja utilizado um esquema de fechamento de nível 3 (Moeng, 1984; Codato, 2008).

Os modelos de grandes turbilhões, conhecidos como modelos LES (*Large-eddy simulation*), aliam a acurácia dos modelos DNS com a simplicidade dos modelos RANS. Nestes modelos, um filtro $G(\mathbf{x})$ é utilizado para filtrar dos campos totais, representados por uma variável f , a contribuição dos turbilhões mais energéticos e de maior escala \bar{f} , dada por

$$\bar{f}(\mathbf{x}) = \int_D G(\mathbf{x} - \mathbf{x}') f(\mathbf{x}') d\mathbf{x}', \quad (1)$$

onde a integração é sobre todo o domínio D . O campo \bar{f} é, então, modelado diretamente. O resíduo $f' = f - \bar{f}$, que caracteriza as propriedades dos turbilhões menores, é determinado via parametrização. Como os turbilhões menores são menos energéticos, menos dependentes do escoamento e mais isotrópicos, os modelos LES não são tão sensíveis ao esquema de

parametrização como os modelos do tipo RANS (Moeng, 1984).

A primeira aplicação de um modelo tipo LES foi feita nos anos 70 por Deardorff. Com o resultado destes modelos, Deardorff pôde analisar o formato dos turbilhões e a relevância dos parâmetros de escala numa CLP convectiva (Deardorff, 1972). Baseado no modelo de Deardorff, Moeng desenvolveu um código que utiliza técnicas computacionais mais modernas para resolver transformadas rápidas de Fourier (Moeng, 1984). Neste modelo, as derivadas horizontais são resolvidas por uma representação pseudoespectral, enquanto as derivadas verticais são resolvidas por um esquema de diferenças finitas de segunda ordem centrado no espaço. As derivadas temporais são discretizadas através do esquema de segunda ordem de Adams-Bashforth (Mesinger & Arakawa, 1982). O filtro $G(\mathbf{x})$ é uma função gaussiana na horizontal e o esquema de diferenças finitas utilizado na vertical age como um filtro do tipo degrau, isto é, $G = 1/d$ dentro de uma região d , e $G = 0$ fora.

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, portanto, as condições laterais de fronteira são consideradas cíclicas. Os fluxos em superfície são estimados pela teoria da similaridade de Monin-Obukhov e é imposto que a velocidade vertical média $\overline{w_0}=0$. A condição de fronteira superior é radiativa, com os gradientes verticais dos fluxos turbulentos nulos e sem vento médio. Esse tipo de fronteira não reflete as ondas de gravidade de volta para o domínio numérico (Bárbaro, 2010).

O grupo de micrometeorologia do IAG-USP vem trabalhando com o modelo LES desde 2000, quando uma versão serial do modelo de Moeng e Sullivan foi implementado no CRAY SV1 do Laboratório de Computação Científica Avançada (LCCA) da USP. A partir de 2004, uma versão paralelizada do modelo foi obtida, primeiro instalada no cluster HP-Compaq S45 do LCCA-USP e, em 2005, no cluster Intel Linux de oito nós do LCCA-USP, permitindo um ganho significativo na velocidade de simulação (Codato, 2008). Em todas as simulações realizadas entre 2000 e 2008, os fluxos turbulentos foram utilizados como condição de fronteira inferior. Este tipo de forçante, contudo, pode apresentar problemas quando a estratificação da CLP é estável (Basu *et al.*, 2008).

Em 2009, foi cedida pelo professor Umberto Rizza uma versão do modelo LES capaz de forçar a CLP pela temperatura em superfície. Esta nova versão foi instalada na servidora R900 Intel 2-quad (8 nós) com 12 gb de memória e 1,2 Tb de HD, adquirida pelo projeto CNPq de número 476807/2007-7. Um módulo de análise estatística dos campos

tridimensionais foi implantado por Bárbaro (2010), permitindo gerar os campos médios e os momentos estatísticos, bem como as componentes do balanço de ECT, em tempo real.

O modelo LES será utilizado neste trabalho para estudar a evolução da umidade na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). A região a ser estudada é a área de $5 \times 5 \text{ km}^2$ da Figura 3. Apesar de representar apenas 3% do território do estado de São Paulo, a RMSP abriga 19,7 milhões de habitantes – o que corresponde a cerca de 10% da população brasileira. Entre 1962 e 2002, a mancha urbana passou de 874 m^2 a 2.209 m^2 . A RMSP é o maior polo de riqueza nacional, detendo cerca de 18,9% do PIB brasileiro – um montante em torno de R\$ 572 bilhões. Portanto, um entendimento do microclima na RMSP faz-se fundamental tanto para o desenvolvimento econômico da região, quanto para garantir a qualidade do ar nesta que é uma das 4 metrópoles mais populosas do mundo (Forstall *et al.*, 2009; www.emplasa.sp.gov.br).

4.3 Papel da umidade

A presença do vapor d'água afeta a dinâmica da CLP através de diversos mecanismos; por exemplo, redistribuindo a energia do solo em calor sensível e latente, alterando a taxa de evapotranspiração através do gradiente de umidade específica, interagindo com a radiação de onda longa e alterando a densidade do ar (Avisar & Schmidt, 1997; Bárbaro *et al.*, 2010). Uma forma de quantificar o efeito direto do vapor d'água é determinar como a alteração na densidade do ar modifica a intensidade da turbulência. A equação prognóstica da energia cinética turbulenta e (ECT) possui os seguintes termos:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = PM + PT + T - \varepsilon, \quad (2)$$

onde PM é o termo de produção mecânica, pelo qual ECT é gerada pelo cisalhamento do vento, PT é o termo de produção ou destruição térmica, que é o produto de um termo de empuxo pelo fluxo de calor sensível, T é um termo de transporte e $\varepsilon > 0$ é a taxa de dissipação molecular de ECT. Assim, para que o efeito direto da umidade na geração ou destruição de ECT seja levado em consideração, é preciso que

$$PT = \frac{g}{\theta_{v0}} \overline{\theta_v' w'}, \quad (3)$$

onde g é a aceleração da gravidade, θ_{v0} é a temperatura potencial virtual em superfície e $\overline{\theta_v' w'}$ é a correlação entre as flutuações do campo de temperatura virtual e de velocidade

vertical. A relação entre θ_v e θ é dada por

$$\theta_v \approx \theta [1 + 0,61r], \quad (4)$$

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 efeito de redistribuição da energia disponível na superfície entre fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível seria um papel indireto da umidade. A disponibilidade de umidade é, ainda, responsável pela formação de nuvens, que influenciam o balanço de energia na CLP. O mecanismo de formação de nuvens, contudo, não será estudado neste projeto.

4.4 Resultados preliminares

A evolução diurna da altura da CLP no experimento pode ser vista na Figura 4. A altura da CLP no experimento foi obtida como o nível onde ocorre o máximo gradiente vertical de temperatura potencial (Bárbaro, 2010). Devido à forte estratificação térmica nas duas primeiras horas de simulação (das 6:30 às 8:30 HL), a análise da altura da camada pelo gradiente não nos diz nada sobre a altura da camada de inversão nestas duas primeiras horas. A partir das 9:00 HL, contudo, é possível observar o aumento da CLP até um máximo de 785 m, atingido após as 15:00 HL, devido ao aquecimento da camada. Em torno das 23:00 HL, a estratificação térmica da camada superficial começa a se tornar mais intensa do que a da camada de inversão e a camada limite estável (CLE) atinge uma altura mínima de 47,5 m no final do período estável.

Resultados em Bárbaro (2010) indicavam que, no período de junho a julho, a altura da CLP na RMSF determinada por LIDAR no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) da USP apresentava máximos da ordem de 1000 a 2300 metros e mínimos da ordem de 50 a 300 metros. O experimento atual mostra uma CLP menos desenvolvida, ainda que compatível com estes resultados. Isso pode ser consequência da escolha de vento geostrófico utilizado (Figura 1d) e dos valores de temperatura potencial em superfície, gerando estratificações mais estáveis do que o caso médio (Figura 2a).

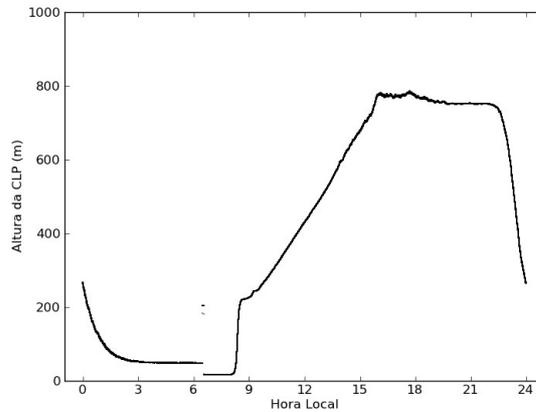


Figura 4: Evolução diurna da altura da CLP no experimento.

Comparações dos perfis médios interpolados às 0:00 GMT com o gerado pelo modelo LES às 21:00 HL são apresentadas na Figura 5. A Figura 5a mostra que o modelo LES desenvolveu bem uma camada de mistura que permaneceu como camada residual durante a noite. Apesar de esse perfil não ser observado no perfil médio, isso é o que ocorre em dias sem nebulosidade. Por exemplo, esse perfil foi observado no dia 16 de junho de 2010, como pode ser visto na Figura 6a. Como pode ser verificado na Figura 6b, esse dia, correspondente ao dia 167 do calendário juliano, pertence a um período de pouca nebulosidade e, portanto, com condições favoráveis para o desenvolvimento da CLP, que alcançou uma altura de pelo menos 1200 m.

Os perfis médios mostram ainda uma camada superficial mais úmida do que o modelado e com ventos de sudeste em superfície. Essas características estão relacionadas com a entrada da brisa marítima e com a passagem de sistemas frontais. O perfil de umidade do dia 16/06/10 da Figura 6 mostra uma atmosfera mais seca do que o caso médio.

Os fluxos em superfície, determinados pelo modelo LES utilizando expressões de similaridade de Monin-Obukhov, podem ser vistos na Figura 7. O fluxo de calor sensível (Figura 7a) é determinado com notável acurácia, sendo negativo durante a noite, quando esse fluxo está confinado entre 0,0 e 10,0 W/m², e positivo durante o dia, com um pico observado de aproximadamente 120,0 W/m² ao meio-dia. O fluxo turbulento de calor sensível determinado pelo LES está em torno de 20% menor do que o observado.

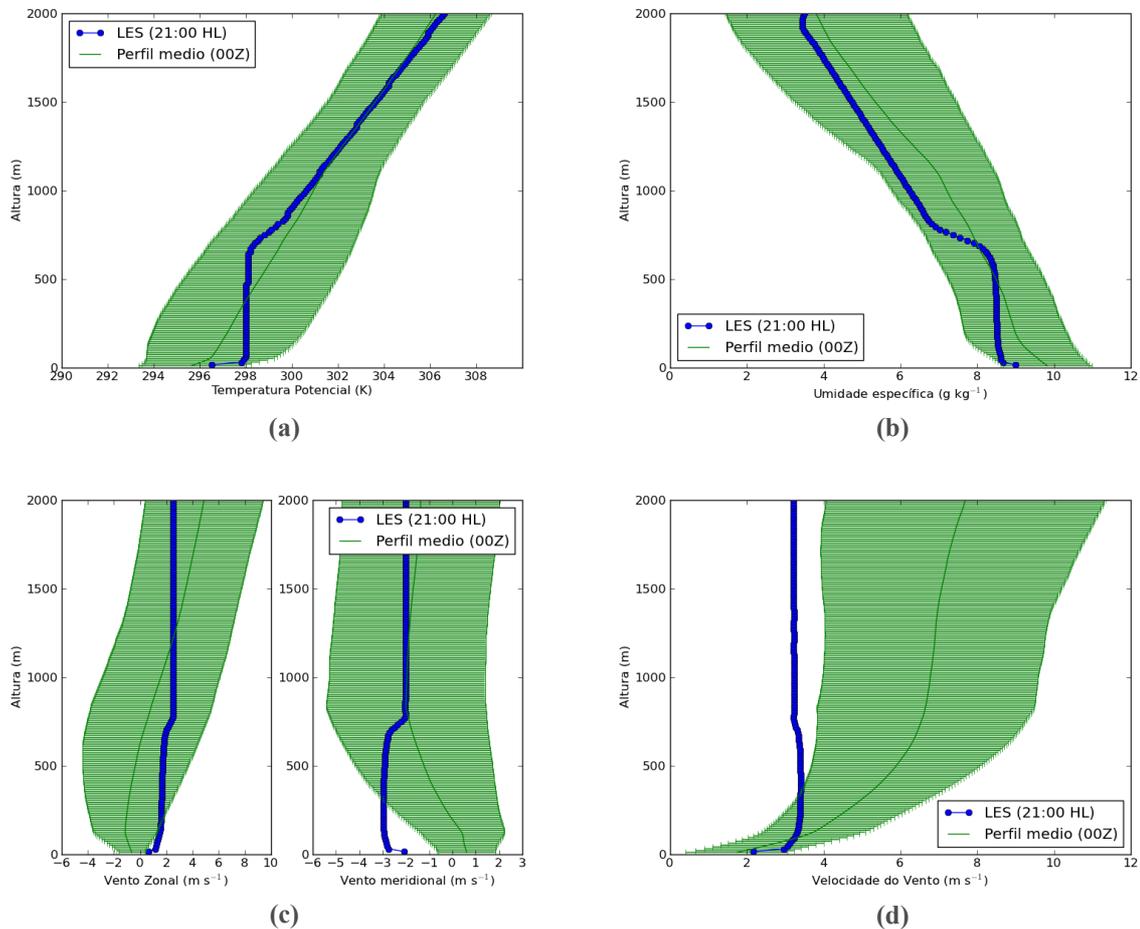


Figura 5: Perfis verticais de (a) temperatura potencial, (b) umidade específica, (c) componentes zonal e meridional do vento e (d) velocidade do vento. As linhas sólidas representam as médias interpoladas das radiossondagens (com suas respectivas barras de indeterminação). Os pontos representam o perfil calculado pelo LES para as 21:00 HL.

No caso do fluxo de calor latente, as discrepâncias já são da ordem de 50%. Na evolução determinada pelo LES, é possível identificar o aumento do fluxo das 6:00 às 9:00 HL, quando há intensa evaporação na superfície, seguido de um fluxo muito mais intenso até às 15:00 HL associado ao aumento da CLP. Das 14:00 às 18:00 HL há um forte aporte de umidade em superfície pela condição de contorno (Figura 2b), gerando um pico às 17:00 HL no fluxo de calor latente. Este fluxo tende, então, a zero no período estável. Fluxos verticais mais intensos de calor latente já seriam esperados pela análise da Figura 5b.

Os valores baixos para o fluxo de calor latente no experimento, principalmente durante a noite, fazem com que a razão de Bowen (definida como a razão entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente na superfície) assumam valores absolutos muito elevados, especialmente a partir da meia-noite, quando o fluxo de calor sensível também apresenta valores mais baixos (Figura 8).

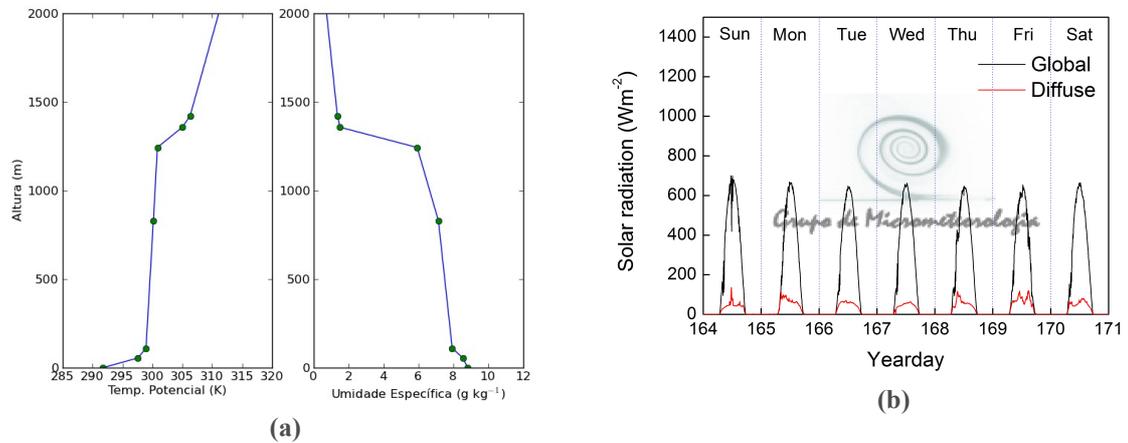


Figura 6: (a) Perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica do dia 16 de junho de 2010 às 21:00 HL (dia 167 do calendário juliano) e (b) Medidas de radiação solar global e difusa para a semana em questão.

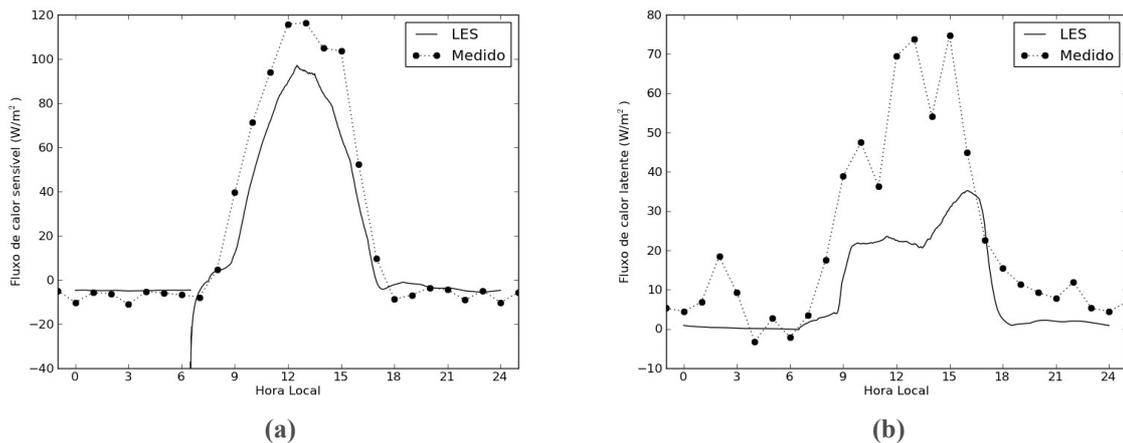


Figura 7: Comparação das evoluções diurnas (a) do fluxo cinemático de calor sensível e (b) do fluxo cinemático de calor latente no experimento (linha sólida) e medidos na plataforma do laboratório de micrometeorologia do IAG-USP (médias horárias para junho de 2010).

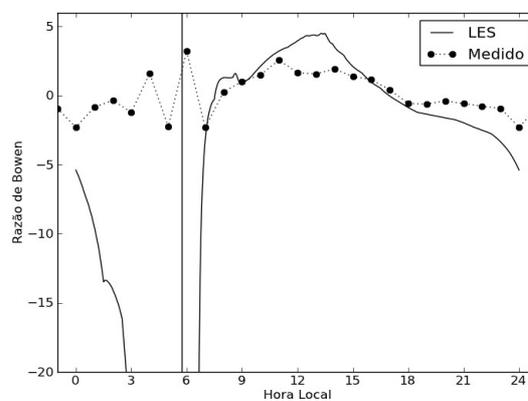


Figura 8: Evolução diurna da razão de Bowendada pelo LES (linha sólida) e pelas medidas na plataforma do laboratório de micrometeorologia do IAG-USP (pontos).

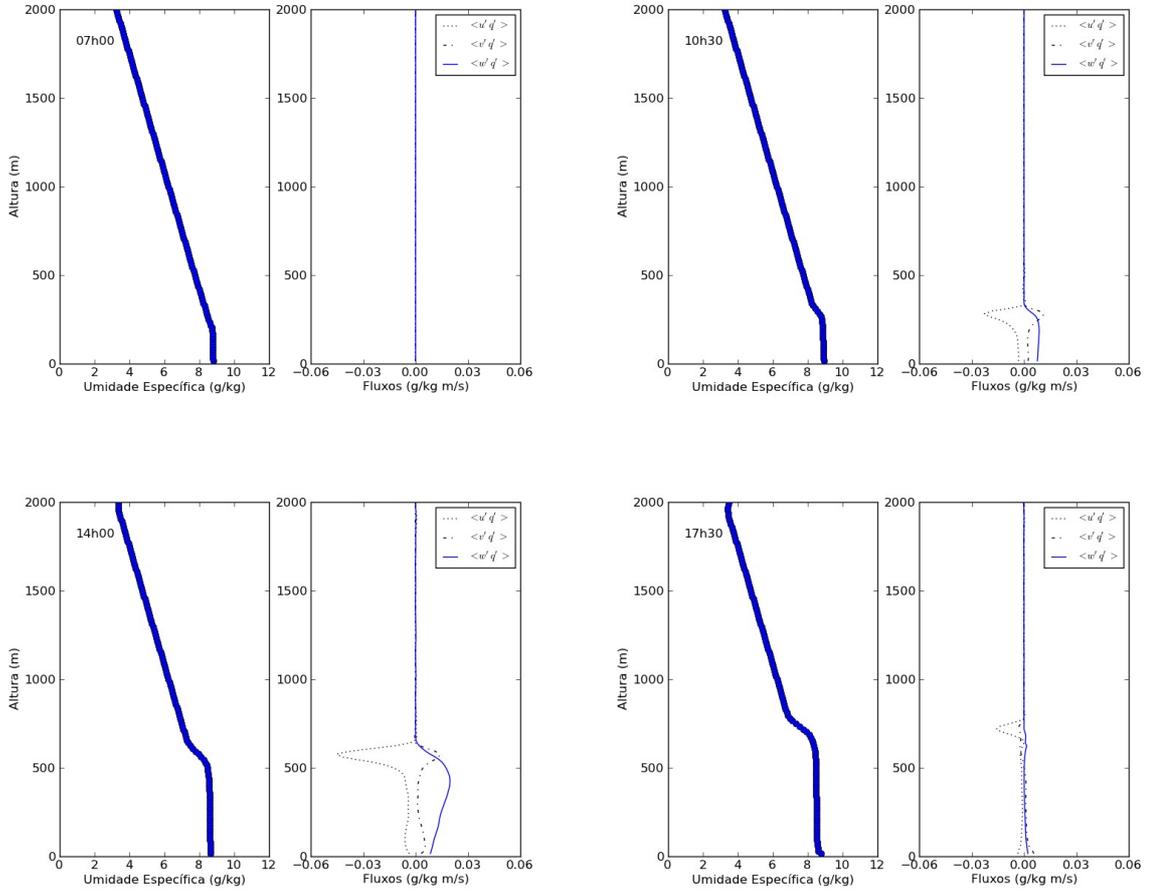


Figura 9: Evolução temporal dos perfis verticais de umidade específica e das componentes do fluxo cinemático de calor latente.

Pela evolução temporal dos perfis verticais das componentes do fluxo do calor latente (Figura 9), vemos que, apesar da homogeneidade da superfície, há intensos fluxos horizontais, ainda que na maior parte da camada de mistura os fluxos verticais sejam dominantes.

Os fluxos horizontais da Figura 9 estão sendo criados por cisalhamento do vento médio:

$$\frac{\partial \overline{u_i' q'}}{\partial t} \simeq - \overline{w' q'} \frac{\partial U_i}{\partial z}, \quad (5)$$

onde $i = 1, 2$ está designando as direções x e y , respectivamente, e U_i são as componentes do vento médio. Os perfis médios de U e V gerados pelo modelo são tais que $\partial U / \partial z > 0$ e $\partial V / \partial z < 0$ durante o dia, e os gradientes são mais intensos na camada de entranhamento, estando de acordo com os perfis observados na Figura 9.

5. CONCLUSÕES E ETAPAS FUTURAS

Experimentos com modelo LES foram realizados para reproduzir as principais características da camada limite planetária em junho na cidade de São Paulo, que é um mês representativo do inverno da RMSP. Nestes experimentos, constatou-se a necessidade de se obter perfis médio de temperatura potencial, umidade específica e da velocidade do vento para serem usados como condições iniciais mais realísticas. Perfis médios foram obtidos pela interpolação de radiossondagens realizadas no aeroporto Campo de Marte.

Usando os perfis médios como condições iniciais e, como forçantes, medidas de temperatura e umidade em superfície, realizadas na plataforma do laboratório de micrometeorologia do IAG-USP, foi feita uma simulação de 24 horas com modelo LES. Neste experimento, formou-se uma camada de mistura bem desenvolvida atingindo uma altura máxima de 785 m às 15:00 HL e uma altura mínima de 47,5 m no final do período estável. Estas alturas são menores do que as encontradas em Bárbaro (2010), onde a CLP chegava a 1000-1200 m. É preciso investigar o papel da forçante do vento e de temperatura potencial, uma vez que as forçantes utilizadas devem estar gerando pouca ECT.

Comparações dos perfis resultantes do experimento com perfis observados mostram que o modelo é capaz de reproduzir o que se observa em dias de céu aberto na RMSP. As discrepâncias em relação aos perfis médios podem ser explicadas pela entrada da brisa marítima e pela passagem de sistemas frontais, que não são simulados explicitamente no modelo, apesar de estarem presentes nos dados usados como forçante e perfis iniciais.

O fluxo de calor sensível determinado no experimento foi em torno de 20% menor do que o observado na plataforma micrometeorológica do IAG. O fluxo de calor latente apresenta discrepâncias da ordem de 50% durante o dia e tendem a ser maiores durante a noite.

As atividades futuras deste projeto envolvem modificar o código do modelo, de forma a introduzir o efeito da umidade na geração de energia cinética turbulenta e incluir um algoritmo de balanço de energia, de forma que a umidade seja responsável pela redistribuição de energia em fluxo de calor latente e sensível. Com a alteração do código, será preciso reproduzir resultados da literatura à título de revalidação do modelo, assim como foi feito em Bárbaro (2010).

Uma abordagem interessante, seguindo o que foi feito em Bárbaro (2010), seria obter condições iniciais e de contorno apenas para dias de céu claro, dirimindo com isso a contribuição dos sistemas que inibem o crescimento da CLP.

Além disso, medidas de fluxo de calor sensível, latente e de momento foram feitas entre 2009 e 2012 na plataforma do laboratório de micrometeorologia do IAG-USP. Esses dados serão comparados com os experimentos numéricos realizados com o modelo LES.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Avissar, 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.

Basu, S.; Holstag, A. M.; van de Wiel, J. H.; Moene, A. F.; Steenveld, G. J. (2008) **An inconvenient “truth” about using sensible heat flux as a surface boundary condition in models under stably stratified regimes.** *Acta Geophysica*, pages DOI: 10.2478/s11600-007-0038-y.

Buckingham (1914). **On Physically Similar Systems; Illustrations of the Use of Dimensional Equations.** *Physical Review*. 4 (4): 345–376.

Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., and Bradley, E. F. (1970). **Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer.** *Journal of The Atmospheric Sciences*. 28: 181–189.

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.

Kalnay, E.; Cai, M. (2003). **Impact of urbanization and land-use change of climate.** *Nature*, 423:529–531.

Mesinger, F.; Arakawa, A. (1892). **Numerical methods used in atmospheric models.** *Garp Publications Series.*

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.

Oliveira, A. P.; Bornstein, R.; Soares, J. (2003). **Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo.** *Water, Air and Soil Pollution - FOCUS*, 3:3–15.

Forstall, R. L.; Greene, R.P; Pick, J. B. (2009). **Which are the largest? Why lists of major urban areas vary so greatly?** *Dutch Geographical Society.* DOI: 10.1111/j.1467-9663.2009.00537.x

Stull, R. B. (1988). **An introduction to boundary layer meteorology**, volume 79. Springer Press.

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.

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

LINK WEB

EMPLASA: <http://www.emplasa.sp.gov.br/emplasa/gsp/gsp.asp> (Acessado em 4 de março de 2012).

7. CRONOGRAMA DE EXECUÇÃO

Atividades Realizadas	Período
Cursos e pesquisa bibliográfica. Familiarização com o modelo LES.	Março de 2011 a Março de 2012
Apresentação no VII Workshop de Micrometeorologia	Novembro de 2011
Atividades Futuras	
Exame de Qualificação	Abril de 2012
Realização das simulações da evolução temporal da CLP. Análise dos resultados.	Maio de 2012 a Fevereiro de 2013