

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA**

**AVALIAÇÃO DO MÉTODO DO BALANÇO
DA CAMADA LIMITE PARA A ESTIMATIVA
DE FLUXOS TURBULENTOS NOTURNOS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Tatiana De Conti

Santa Maria, RS, Brasil

2006

**AVALIAÇÃO DO MÉTODO DO BALANÇO DA
CAMADA LIMITE PARA A ESTIMATIVA DE FLUXOS
TURBULENTOS NOTURNOS**

por

Tatiana De Conti

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do
Programa de Pós-Graduação em Física, Áreas
Clássicas da Fenomenologia e suas Aplicações, da
Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS),
em preenchimento final dos requisitos para obtenção
do grau de **Mestre em Física**.

Orientador: Prof. Osvaldo Luiz Leal de Moraes, Dr.

Santa Maria, RS, Brasil

2006

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Física**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**AVALIAÇÃO DO MÉTODO DO BALANÇO DA
CAMADA LIMITE PARA A ESTIMATIVA DE
FLUXOS TURBULENTOS NOTURNOS**

elaborada por
Tatiana De Conti

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Física.

COMISSÃO EXAMINADORA

**Prof. Osvaldo Luiz Leal de Moraes, Dr.
(Presidente/Orientador)**

Prof. Gervásio Annes Degrazia, Dr. (UFSM)

Prof. Celso Arami Marques da Silva, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 27 de outubro de 2006.

© 2006

Todos os direitos autorais reservados a Tatiana De Conti. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita com autorização por escrito da autora.

Endereço: Rua Pedro Américo nº 117,
Santa Maria, RS, 97105-900
End. Eletr: tatianadeconti@yahoo.com.br

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Física – Centro de Ciências Naturais e Exatas
Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil

AVALIAÇÃO DO MÉTODO DO BALANÇO DA CAMADA LIMITE PARA A ESTIMATIVA DE FLUXOS TURBULENTOS NOTURNOS

AUTORA:
TATIANA DE CONTI

ORIENTADOR:
OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES, DR.
SANTA MARIA, 27 DE OUTUBRO DE 2006

Este trabalho trata de verificar o desempenho do método de balanço da camada limite como alternativa para a medição dos fluxos turbulentos superficiais em condições que permitem a validação das medidas com dados tomados a partir de uma torre equipada com sensores, os quais foram processados com o método de correlação de vórtices. É feita uma pesquisa do conhecimento gerado até o presente, que revela as limitações da sistemática de medição por correlação de vórtices e as promessas do método de balanço em relação à medição dos fluxos turbulentos. É descrita neste trabalho a fundamentação teórica necessária, a respeito do balanço energético na atmosfera e do papel da turbulência nos fenômenos de transporte e de troca de energia. Tais conceitos são interpretados fisicamente e descritos na forma de equações governantes e hipóteses utilizadas para a análise do comportamento de tais fenômenos. A correlação de vórtices é descrita como um método que mede diretamente os fluxos de calor sensível e de calor latente em função dos dados recolhidos pelos sensores. O método de balanço da camada limite, por sua vez é descrito a partir da formulação geral de acumulação de escalares, sobre a qual são tomadas as hipóteses de eliminação da advecção horizontal e de quaisquer fontes ou sumidouros na atmosfera. O contexto das medições é descrito a seguir, a partir da apresentação do projeto, dos locais, das campanhas e do dia e dos horários em que as medições foram realizadas. A instrumentação utilizada para a aquisição dos dados é também descrita, assim como a sistemática de processamento dos dados brutos. Os resultados obtidos revelam diferenças significativas na estimativa do fluxo de calor sensível, que aumentam com o avanço da noite e diferenças menores no fluxo de calor latente, que permanecem praticamente constantes no tempo.

Palavras-chave: método de balanço; fluxos turbulentos; camada limite estável.

ABSTRACT

Master Degree Dissertation
Post-Graduation Program in Physics – Center of Natural and Exact Sciences
Federal University of Santa Maria, RS, Brazil

EVALUATION OF THE BOUNDARY LAYER BUDGET METHOD FOR NOCTURNAL TURBULENT FLUX ESTIMATES

AUTHOR:
TATIANA DE CONTI

SUPERVISOR:
OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES, DR.

SANTA MARIA, 27 OCTOBER 2006

This work is about to verify the performance of the boundary layer budgeting method as alternative for measuring the surface turbulent fluxes in conditions that allow the validation of the measurements with data taken from a tower equipped with sensors, which were processed through the eddy correlation method. A research is made on the knowledge generated to the present, which reveals the limitations of the eddy correlation method and the promises of the boundary layer budgeting in relation to measuring the surface turbulent fluxes. This work describes its theoretical underpinnings, regarding the energy budget in the atmosphere and the role of turbulence in the transport phenomena and in energy exchanges. These concepts are interpreted physically and described in the form of ruling equations and hypotheses used for the analysis of the behavior of such phenomena. The eddy correlation is described as a method that directly measures the sensible heat and latent heat fluxes in function of the data picked up by the sensors. The boundary layer budgeting method, by its turn, is described from the general formulation of scalar accumulation, on which are taken the hypotheses of elimination of the horizontal advection and of any sources or drains in the atmosphere. The context of the measuring work is described in the following, from the presentation of the project, its places, and its campaigns and to the day and times in which the measurements took place. The instruments used for data acquisition are also described, as well as the processing systematics of the raw data. The obtained results reveal significant differences in the sensible heat flux estimates, which increase with the progress of the night and smaller differences in the latent heat flux, which remain constant in the time.

Keywords: budget method; turbulent fluxes; stable boundary layer

DEDICATÓRIA

A Deus, em primeiro lugar, pelo dom da vida e por ter me ajudado a superar todas as barreiras deste desafio.

Aos meus pais, Alberto e Lurdes, que sempre contribuíram com palavras de consolo nas horas difíceis. Mesmo distantes, sempre se manifestaram próximos em espírito por suas orações e seu incentivo nessa longa caminhada. Minha eterna gratidão pelo amor e carinho que sempre tiveram por mim.

Aos meus irmãos, porque sempre se manifestaram presentes e disponíveis para ajudar quando necessitei.

Ao meu noivo, Vinicius, por seu exemplo de trabalho, seu incentivo diário, e sua ajuda perseverante, que me abriram os olhos para uma força interior que nem eu sabia que tinha. Eu te amo!

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Osvaldo Luiz Leal de Moraes, pela orientação e pela colaboração prestada nos momentos decisivos, visando o alcance dos objetivos deste trabalho.

Ao Prof. Gervásio Annes Degrazia, pelo suporte de conhecimento prestado durante as atividades realizadas no Programa de Pós-Graduação em Física.

Ao Prof. Otávio Costa Acevedo, pela gentil cessão de material bibliográfico fundamental para o desenvolvimento deste tema de pesquisa.

À CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – por colaborar com o programa de Demanda Social para a realização do presente trabalho.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. A camada limite atmosférica	1
1.2. Formações da camada limite	2
1.3. Problemática	3
1.4. Objetivos da pesquisa	5
1.5. Estrutura da dissertação	5
2. REVISÃO DA LITERATURA.....	7
2.1. Caracterização da camada limite atmosférica	7
2.1.1. Introdução	7
2.1.2. Camada Limite Convectiva	9
2.1.3. Camada Limite Estável	10
2.2. Observações sobre a camada limite estável.....	10
2.2.1. Características particulares	10
2.2.2. Classificações e fenômenos	11
2.3. Observação e medições em condições estáveis.....	12
2.3.1. Perdas de medição em abordagens tradicionais	12
2.3.2. Utilização da abordagem de método de balanço	13
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
3.1. Balanço de energia na atmosfera	14
3.2. Considerações gerais sobre Turbulência.....	16
3.3. Os fluxos turbulentos na atmosfera.....	18
3.3.1. A atmosfera como sistema conservativo	18
3.3.2. Componentes de campo em regime de turbulência.....	19
3.4. Formulações dos fluxos turbulentos	20
3.4.1. Fluxos turbulentos cinemáticos.....	20
3.4.2. Modelagem do escoamento na camada limite atmosférica	21
3.4.3. Interpretação física.....	24

SUMÁRIO

3.5. Métodos de estimativa dos fluxos turbulentos	25
3.5.1. Covariância de vórtices.....	25
3.5.2. Balanço da Camada Limite.....	26
3.5.3. Determinação dos Fluxos turbulentos reais	29
3.5.4. Considerações finais.....	29
4. METODOLOGIA	31
4.1. Projeto Candiota	31
4.1.1. Introdução	31
4.1.2. Localização	31
4.1.3. Medições realizadas	33
4.2. Instrumentos utilizados	34
4.2.1. Torre micrometeorológica.....	34
4.2.2. Balão cativo.....	36
4.3. Delineamento da pesquisa	36
4.3.1. Características locais	36
4.3.2. Situação cronológica dos experimentos.....	37
4.3.3. Horários das medições	37
4.4. Processamento dos dados	38
4.4.1. Correlação de vórtices	38
4.4.2. Balanço da camada limite.....	40
4.4.3. Considerações Finais	44
5. RESULTADOS	45
5.1. Fluxos de calor Sensível (H)	45
5.1.1. Perfis de Temperatura Potencial	45
5.1.2. Avaliação das medições nos intervalos.....	46
5.1.3. Comparação das medições	48
5.2. Fluxos de calor Latente (LE)	50
5.2.1. Perfis da Razão de Mistura.....	50
5.2.2. Avaliação das medições nos intervalos.....	51
5.2.3. Comparação das medições	53

SUMÁRIO

CONCLUSÕES	55
BIBLIOGRAFIA.....	58

1.1. A camada limite atmosférica

A atmosfera terrestre é o órgão do planeta cuja composição, e configuração permitem a existência de vida. É composta, em média, de 78% de nitrogênio, 21% de oxigênio, 0,03% de gás carbônico e 0,01% de outras substâncias em suspensão.

É interesse central da micrometeorologia, como área de conhecimento, saber as características da atmosfera e os respectivos fenômenos que influenciam sobre as variações climáticas na superfície terrestre.

O foco de trabalho dos micrometeorologistas encontra-se na troposfera, que é a camada da atmosfera que entra em contato com a superfície terrestre. Stull (1988) é um dos autores que propõe a divisão dessa camada em subcamadas para o seu tratamento, conforme mostrado na Figura 1.1.

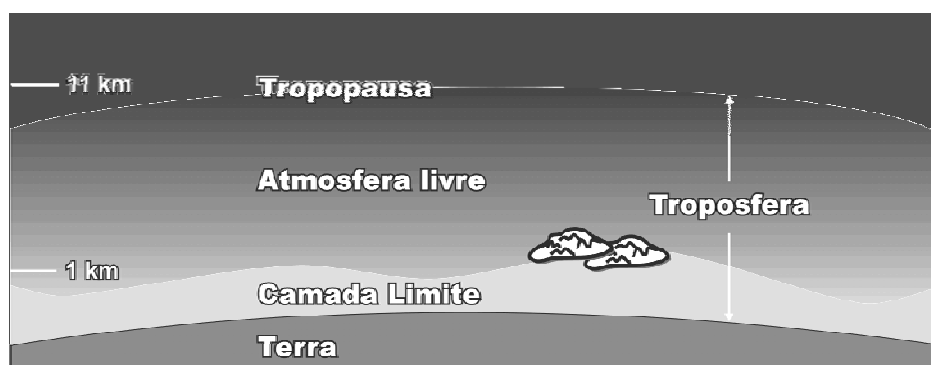


Figura 1.1 – Representação da troposfera (STULL, 1988).

De acordo com o mesmo autor, a camada limite atmosférica inclui a porção da troposfera que é diretamente influenciada pela superfície terrestre, respondendo à ação dos forçantes mecânicos e térmicos. Nela ocorrem trocas diretas de energia com a superfície, nas formas de momentum, calor e umidade.

São estas trocas que determinam as variações nas suas propriedades ao longo do dia e em dependência dos outros fatores acima citados. Tais variações induzem à formação da maioria dos fenômenos atmosféricos que têm influência direta sobre a vida cotidiana das pessoas.

1.2. Formações da camada limite

A grande variação temporal e espacial diária que caracteriza a camada limite atmosférica deve-se principalmente às variações das propriedades da superfície no espaço e no tempo, em relação à cobertura vegetal, ao período do ano, à emissão de poluentes, entre outros fatores.

De acordo com Stull (1988), a camada limite atmosférica apresenta duas formações básicas em sua fronteira com a superfície terrestre, com características diferenciadas ao longo do dia:

- Camada limite convectiva:

É a formação da atmosfera que se manifesta no período diurno, com um forte movimento turbulento. Esse movimento se dá devido ao fato de que os forçantes térmicos e mecânicos contribuem positivamente para a geração da mistura vertical turbulenta. Esta transferência de energia e de massa se dá através de movimentos convectivos, gerados a partir do forte aquecimento do solo.

- Camada limite estável

Essa formação ocorre de forma predominante no período noturno. Neste período, a exposição da superfície à radiação solar é praticamente nula, isto é, a superfície se resfria devido à perda de calor recebida durante o dia. Por conta disso, a turbulência é alimentada pelo cisalhamento do vento e destruída pelo empuxo.

Devido a este fato, a camada limite estável se caracteriza por possuir intensidade de turbulência, e escalas de altura menores do que os valores encontrados durante o dia na formação de camada limite convectiva.

Especificamente em relação á camada limite estável, suas características a tornam um objeto cuja análise é bastante complexa, de tal maneira que atrai o interesse de vários pesquisadores na sua discussão.

As pequenas amplitudes dos movimentos turbulentos que ocorrem nessa formação, associadas com a ocorrência de ondas gravitacionais tornam a descrição e a parametrização da camada limite estável um dos problemas mais discutidos no campo da micrometeorologia.

1.3. Problemática

O conhecimento das manifestações de fluxos turbulentos na camada limite noturna é importante para esclarecer as variações das propriedades físicas da atmosfera no domínio da camada limite, o que contribui para melhorar o conhecimento da influência desses fatores sobre o exercício de várias atividades produtivas, como a agricultura e a pecuária.

Acompanhar o comportamento dos fluxos turbulentos significa conhecer a dinâmica das trocas de matéria e de energia entre a atmosfera e a superfície terrestre. Para isto, o método de covariância de vórtices tem sido largamente utilizado, e com sucesso, em condições diurnas.

Entretanto, conforme reconhecido por Mahrt (1999) e por vários autores citados em Acevedo et al. (2004), apresenta deficiências de amostragem em várias condições, principalmente onde a turbulência é de baixa intensidade e/ou se dá em regime intermitente, mais freqüentes no período noturno.

Estas caracterizam o comportamento da camada limite atmosférica em regime estável, que predomina nesse mesmo período.

Segundo Fitzjarrald (2004), vários autores têm procurado resolver esse problema através da adoção de índices de correção, tentativa muitas vezes frustrada em razão do comportamento dos ventos à noite.

Nesse período, a existência de formações vegetais à volta da área de medição – utilizadas como ‘quebra-ventos’ – é decisiva na inferência de baixíssimas velocidades dos mesmos.

Tal fato tem como consequência a anulação dos fluxos turbulentos verticais. Na opinião de Mahrt (1999), isso influencia na ineficácia da utilização do método de covariância de vórtices e de sua instrumentação para revelar o comportamento dos parâmetros atmosféricos à noite.

A utilização de um balão cativo, com subida e descida controladas, permite que essas propriedades sejam inferidas ao longo da altura da camada limite superficial.

A realização de medições em seqüência permite que tais propriedades sejam conhecidas também em termos de um intervalo de tempo conhecido (ACEVEDO et al. 2004).

Os sensores contidos na instrumentação utilizada permitem coletar parâmetros adicionais, que possibilitam conhecer de forma mais completa as estratificações das propriedades atmosféricas.

O processamento dos dados com o método de balanço da camada limite permite, dessa forma, estimar o intervalo h que descreve a altura da camada limite estável, ao mesmo tempo em que possibilita calcular os fluxos turbulentos nesse intervalo para o período entre duas medições (id.).

Apontadas todas essas características, o problema de pesquisa para este trabalho é enunciado conforme segue: **“Verificar a representatividade e a validade do método do balanço da camada limite para a análise dos fluxos turbulentos noturnos”**.

1.4. Objetivos da pesquisa

O objetivo principal deste trabalho é verificar o potencial de contribuição do método do balanço de energia da camada limite para melhorar a representatividade das medições dos fluxos turbulentos noturnos.

Para o alcance desse objetivo principal, é necessário cumprir os seguintes objetivos parciais:

- Selecionar e processar os dados das sondagens de torre meteorológica e de balão cativo, obtidos das campanhas do projeto Candiota, pertinentes ao mesmo período de medição;
- Comparar os conjuntos de resultados obtidos a partir de duas formas de processamento dos fluxos turbulentos superficiais: (a) o método de correlação de vórtices; e, (b) o método do balanço da camada limite;

1.5. Estrutura da dissertação

O presente trabalho será estruturado em acordo com a seguinte ordem de tópicos:

No presente capítulo, é feita uma introdução ao tema da dissertação e à sua problemática. Os objetivos do trabalho em questão são declarados e é exposta a estrutura lógica do conteúdo da dissertação.

No segundo capítulo, é feita uma revisão da literatura, abordando o conhecimento existente a respeito das medições de fluxos turbulentos na camada limite estável e expondo as conclusões mais significativas obtidas pelos trabalhos anteriores.

No terceiro capítulo é demonstrada a fundamentação teórica, que trata do conhecimento utilizado como embasamento para a execução do trabalho e a obtenção dos respectivos resultados.

No quarto capítulo, é exposta a metodologia utilizada para a execução do trabalho, bem como é feita a caracterização do local e das condições climáticas vigentes durante as tomadas de dados.

No quinto capítulo é feita a apresentação e a comparação dos resultados obtidos a partir do processamento dos dados coletados utilizando-se os métodos tratados no item 1.3, em acordo com as disposições contidas no terceiro e no quarto capítulo.

No sexto capítulo são apresentadas as conclusões inferidas a partir dos resultados obtidos, avaliando-as em relação aos objetivos propostos em consideração à problemática exposta no item 1.3.

2.1. Caracterização da camada limite atmosférica

2.1.1. Introdução

A influência da superfície sobre a atmosfera é limitada aos primeiros 10 quilômetros a partir do solo, em uma camada chamada troposfera.

Os primeiros quilômetros da troposfera são afetados diretamente pelo seu contato com a superfície do planeta. Esta camada inicial é denominada por Camada Limite Atmosférica, ou Camada Limite Planetária (OKE, 1987; STULL, 1988).

Conforme dito no primeiro capítulo, é nela que se concentra o interesse dos micrometeorologistas. Isso se dá porque ali ocorrem os fenômenos físicos que provocam as alterações climáticas que influem sobre a vida dos seres deste planeta.

Uma representação geral das formações de interesse é apresentada na Figura 2.1.

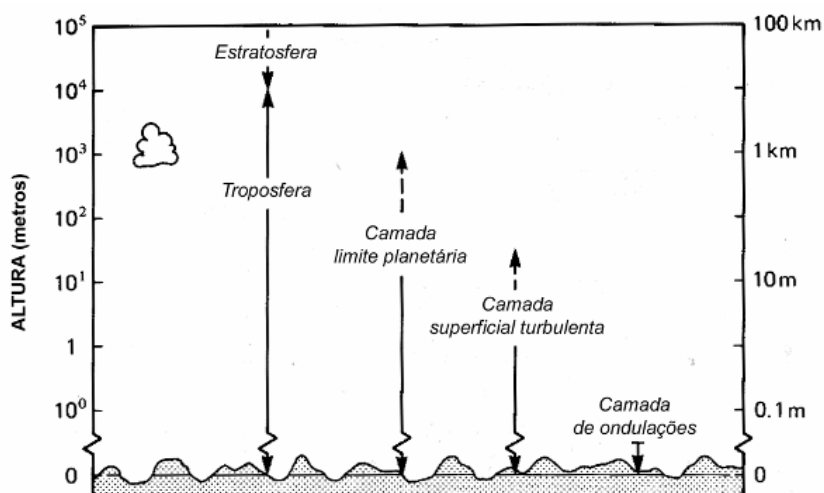


Figura 2.1 – Estrutura de camadas da troposfera (OKE, 1987).

A camada limite atmosférica é particularmente caracterizada por uma mistura turbulenta bem desenvolvida, que é gerada por arrasto de fricção a partir do movimento da atmosfera sobre as irregularidades da superfície terrestre, e pela formação de “bolhas ascendentes” de ar a partir da superfície aquecida.

Esta camada recebe grande parte desse fluxo de calor e também recebe vapor d’água da superfície através dessas correntes turbulentas (OKE, 1987).

A altura (a profundidade da influência da superfície) não é constante no tempo. Durante o dia, quando a superfície terrestre é aquecida pelo sol, existe uma transferência ascendente de calor para a atmosfera mais fria.

Essa mistura térmica vigorosa, na forma de correntes convectivas, faz com que a camada limite se estenda aproximadamente até alturas aproximadamente equivalentes à faixa de 1 a 2 quilômetros.

À noite, quando a superfície se resfria mais rapidamente, ocorre uma transferência descendente de calor, o que suprime a mistura e faz com que a camada limite encolha até menos de 100m.

Segundo Stull (1988), é possível dizer que a camada limite atmosférica se compõe de vários tipos de formações ao longo do dia, caracterizadas pelo comportamento dos fenômenos de transferência de calor e de massa ocorridos em cada uma delas.

Tais formações são classificadas na Figura 2.2.

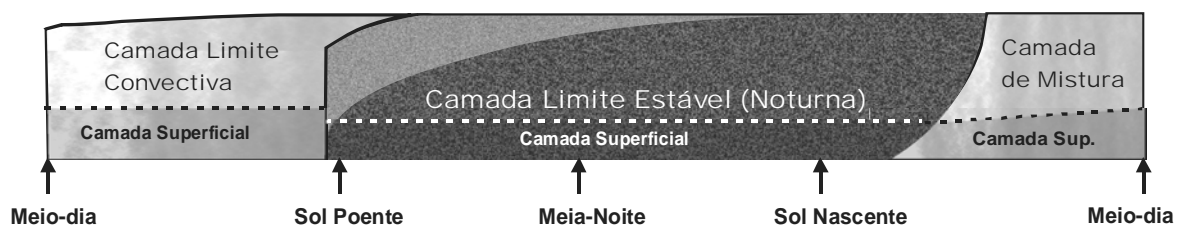


Figura 2.2 – Formações da camada limite atmosférica ao longo do dia (STULL, 1988).

2.1.2. Camada Limite Convectiva

A camada Limite convectiva, também chamada por camada de mistura, é a formação de camada limite atmosférica que predomina no período diurno, quando há exposição da superfície terrestre à radiação solar.

De acordo com Stull (1988), esta camada é caracterizada pela troca de calor e de massa na superfície do terreno, de onde recebe calor a partir do aquecimento da superfície, e também no topo, onde o resfriamento é provocado pelo contato com o ar mais frio em alturas superiores e ocorrem então correntes descendentes.

As correntes derivadas do aquecimento pelo solo são chamadas de 'termas'. Um exemplo dessas termas pode ser visualizado observando a prática do pára-pente. O atleta salta de um morro elevado do solo e se mantém sobrevoando o terreno mais baixo aproveitando os fluxos ascendentes dessas correntes.

O mesmo acontece na prática do vôo por asa-delta, onde os pilotos se aproveitam da mesma característica para sobrevoar terrenos por períodos relativamente longos.

As correntes derivadas do resfriamento no topo da camada de nuvem são denominadas 'descendentes'. Estas contribuem para a geração de turbulência, pois exercem um efeito de cisalhamento das correntes de ar atmosféricas. A turbulência resultante colabora para a homogeneização dos campos de energia, momentum, calor e de contaminantes.

A camada limite convectiva começa a se estender a partir do nascer do sol, enquanto a mistura turbulenta aumenta em intensidade e se estende às regiões mais altas da atmosfera. Na observação de chaminés que emitem poluentes, é visível o efeito de "looping" das correntes ascendentes de ar quente sobre a trajetória dos gases expelidos. (id.)

2.1.3. Camada Limite Estável

Segundo Acevedo e Fitzjarrald (2001), ocorre no início da noite uma transição entre formações da camada limite atmosférica, que é caracterizada pela perda de energia dos fluxos turbulentos superficiais a partir da diminuição da radiação solar incidente. A mistura turbulenta se confina então em uma camada de pouca espessura em condição estável.

Diminui também o tamanho dos vórtices, o que reforça o papel das irregularidades do terreno na obstrução da circulação das correntes de ar horizontais e no reforço das condições de estabilidade na camada superficial. Tal transição é excitada também pelo resfriamento radiativo, que induz à absorção de energia das correntes e força à progressão do regime de estabilização da camada superficial.

A camada limite estável se caracteriza a partir dos resultados das excitações manifestas em tal transição, onde cessa a incidência de radiação solar e a superfície terrestre sofre um processo de resfriamento radiativo que imprime uma dinâmica de diminuição da mistura turbulenta na camada limite superficial até um regime estável.

Esse regime de estabilidade é interrompido somente pela incidência de ventos esporádicos, cujo cisalhamento excita a formação de correntes fracamente turbulentas.

2.2. Observações sobre a camada limite estável.

2.2.1. Características particulares

Apesar de já se compreender o processo de formação da camada limite estável (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001) e as diferentes características dessa formação (MAHRT et al., 1998; MAHRT, 1999), a compreensão da camada limite estável é bastante limitada em função de não haver um equilíbrio estacionário.

Essa característica se manifesta na ocorrência de fluxos e correntes intermitentes durante o período em que se dá a estabilidade (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2003; ACEVEDO et al., 2006).

Tal situação determina a formação de pequenos turbilhões de ação local, bastante sujeitos ao efeito das irregularidades do terreno. Segundo Mahrt (1999), a camada de ondulações (Figura 2.1), ou camada de irregularidade, é aquela aonde a influência de formações no relevo local (formações vegetais, etc.) conduz a variações horizontais do escoamento médio no tempo na escala dos seus elementos.

Acevedo e Fitzjarrald (2003) demonstram a influência das formações locais do terreno na configuração do regime de estabilidade da camada limite atmosférica em período noturno.

2.2.2. Classificações e fenômenos

A meteorologia de camada limite já há algum tempo faz distinção entre casos de camada limite estável com turbulência contínua e casos com estabilidade mais forte e turbulência intermitente (BUSINGER *apud* MAHRT, 1999).

O caso intermitente, muito estável acontece com céus noturnos claros e ventos fracos ou com advecção de ar morno em cima de uma superfície muito mais fresca. (MAHRT, 1999)

Este caso é caracterizado por episódios breves de turbulência em períodos intervenientes de flutuações relativamente fracas ou mesmo desprezíveis. Para tais condições, o fluxo de calor diminui com o crescimento da estabilidade devido à inibição de flutuações de velocidade vertical pelas condições atmosféricas.

Em contraste com o caso muito estável, a turbulência é contínua quando os ventos são mais fortes e/ou o resfriamento radiativo é mais fraco (MAHRT, 1999), o que constitui o caso fracamente estável. Este se caracteriza pela diminuição do fluxo de calor descendente em função das reduzidas flutuações de temperatura.

A importância do caso muito estável, segundo Mahrt (1999), é devida ao fato de que a ausência de mistura turbulenta significativa permite formação de altas concentrações de contaminantes. Danos incomuns de congelamento são prováveis nesse caso, onde o fluxo de calor descendente é fraco e conduz a elevado resfriamento radiativo.

2.3. Observação e medições em condições estáveis

2.3.1. Perdas de medição em abordagens tradicionais

De acordo com Mahrt (1999), uma parcela significativa de fluxo pode ser levada através de vórtices de pequena escala com baixa amplitude em condições muito estáveis.

Howell e Sun *apud* Mahrt (1999) indicam que a utilização de anemômetros sônicos na camada limite noturna pode omitir uma fração significativa do fluxo de pequena escala.

As perdas na medição dos fluxos podem ser associadas aos seguintes problemas de observação (id.):

- Calcular a média sobre o comprimento de onda do anemômetro sônico pode eliminar parte do transporte pelos vórtices de menor escala;
- É necessária uma longa duração de captação para obter um tamanho de amostra adequado da turbulência intermitente fraca. Porém, um registro longo captura mais fenômenos não-estacionários, o que influi na ambigüidade do cálculo de fluxos na camada limite muito estável.
- Até mesmo declives suaves podem conduzir à drenagem de ar fria que causa a ocorrência de estruturas verticais mais complicadas.
- Aparentemente, não é possível medir a divergência de fluxo radiativo com os instrumentos tradicionalmente utilizados.

2.3.2. Utilização da abordagem de método de balanço

Por outro lado, Fitzjarrald (2004) argumenta da dificuldade em avaliar a eficácia do método de balanço de energia, o qual possui para comparação apenas a medida dos fluxos no local de medição, em um único ponto.

É comum, nesse caso, buscar-se ambientes de relevo e vegetação homogênea sobre cujas superfícies é possível obter melhor concordância entre os métodos de medição.

O autor coloca a respeito do esforço em descrever adequadamente os termos das equações de conservação em vários experimentos anteriores. Vários parâmetros difíceis de medir, como a advecção horizontal, têm sido apresentados mediante estimativas a partir de métodos numéricos.

As condições presentes na formação de camada limite estável, onde se manifestam circulações de drenagem, jatos noturnos e misturas turbulentas intermitentes, exigem uma seleção cuidadosa dos períodos sobre os quais os balanços são calculados.

Repetidamente é mencionada a influência da existência de nuvens nos resultados obtidos das tentativas feitas de estimar os fluxos com o método de balanço, além dos efeitos das correntes de circulação.

Os resultados comentados para as medições noturnas apontam à necessidade da seleção cuidadosa dos períodos de estimativa dos fluxos turbulentos a partir de séries de medições de longa duração. (FITZJARRALD, 2004).

3.1. Balanço de energia na atmosfera

De acordo com Acevedo (2003), os 29% da energia que chega do sol ao topo da atmosfera que são transferidos, em média, da atmosfera para a superfície terrestre causariam, considerando as propriedades físicas de ambas, um aquecimento da superfície de 250 °C por dia e um resfriamento da atmosfera de 1°C por dia.

O autor (op. cit.) esclarece que isso não acontece porque existem mecanismos através dos quais o aquecimento da superfície não fica a essa restrito, mas é transferido para a atmosfera e para o interior do planeta. A radiação líquida é então particionada em três componentes, conforme a Equação 3.1: parte é usada para aquecer as camadas inferiores do solo (G), parte é usada para aquecer a atmosfera (H) e parte é usada para evaporar a água presente na superfície (LE).

$$Q^* = H + LE + G \quad (3.1)$$

A transferência de calor para os níveis mais baixos do solo (G) a partir de sua superfície é um processo molecular, que ocorre por condução e fica restrito a pequenas profundidades, raramente ultrapassando poucos metros. Da mesma forma, ocorre que o aquecimento das camadas mais inferiores da atmosfera e a evaporação das moléculas de água também se dão por processos moleculares.

Acevedo (2003) observa que uma vez que essas camadas mais baixas da atmosfera estão aquecidas e umedecidas, processos de convecção transferem de maneira bastante efetiva a energia para níveis bem mais altos, atingindo até mesmo alguns quilômetros de altitude ao topo da camada limite planetária.

Os mecanismos que atuam na transferência de calor e de massa (umidade) da superfície para a atmosfera através do deslocamento de parcelas de ar são então os chamados fluxos turbulentos: fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE).

Na opinião do autor (op. cit.), o termo fluxo pode ser usado de maneira mais genérica, e diz respeito ao mecanismo principal de interação entre a superfície e a atmosfera. É definida então como fluxo de momento a forma pela qual a superfície extrai energia cinética da atmosfera desacelerando o vento através da ação do atrito.

Fluxos de escalares, como poluentes ou qualquer propriedade originada na superfície, são a forma como estas quantidades entram na atmosfera.

A Figura 3.1 mostra a evolução típica das componentes do balanço de energia em uma superfície de solo nu e úmido num dia de céu sem nuvens. Todas as componentes são positivas durante o dia, tendo seus picos próximos aos máximos da radiação líquida.

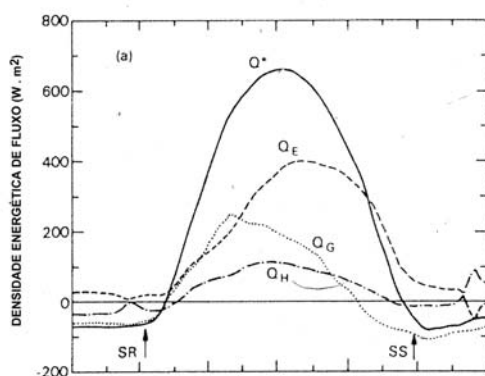


Figura 3.1 – Evolução diária das componentes do balanço de energia na localidade de Agassiz, British Columbia, Canadá (OKE, 1987).

Observando o gráfico, o fluxo de calor latente tem magnitude maior que o fluxo de calor sensível. As componentes G e H alteram seu sinal durante a noite, indicando no caso de G que o fluxo de calor no solo se dá das camadas mais profundas para a superfície e no caso de H que o fluxo de calor sensível se dá da atmosfera para a superfície.

O fluxo de calor latente LE inverte seu sinal depois que isso ocorre com H . Acevedo (2003) afirma que, fisicamente, um fluxo negativo de calor latente representa deposição de orvalho, e essa não ocorre nas primeiras horas da noite.

3.2. Considerações gerais sobre Turbulência

De acordo com Moraes e Acevedo (2005), o escoamento do ar nas camadas mais baixas da atmosfera tem tipicamente um caráter turbulento. Os autores afirmam que a turbulência é um processo físico através do qual, devido a instabilidades dinâmicas do escoamento, as perturbações infinitesimais das partículas de fluido são amplificadas exponencialmente.

Essa condição de instabilidade ocorre quando os termos de viscosidade, responsáveis pela dissipação térmica da energia, são muito menores que os termos não lineares da equação de Navier-Stokes.

Os autores esclarecem o papel da superfície do planeta na desestabilização dos escoamentos na atmosfera em dois motivos principais: causa uma grande variação da velocidade do vento com a altura (cisalhamento) e é aquecida pela radiação solar durante o dia.

Esses dois processos são responsáveis pela grande variação da velocidade do escoamento que caracteriza a turbulência atmosférica. A porção da atmosfera afetada pela presença da superfície terrestre, denominada na literatura por camada limite planetária ou camada limite atmosférica, é amplamente afetada pelo fenômeno da turbulência.

Nessas condições, a turbulência atmosférica não afeta apenas o campo de velocidade do vento. O transporte das quantidades pelo campo turbulento do vento determina que as variações quase aleatórias estejam presentes em qualquer variável do ar.

Assim, é possível observar o processo de flutuação turbulenta nas evoluções temporais de temperatura, umidade específica, entre outras quantidades. Em todos os casos, o campo turbulento está sobreposto a uma tendência de variação mais lenta propriedades médias das variáveis, que é determinada por outros forçantes físicos.

A importância da turbulência atmosférica reside no fato que esta representa um processo bastante efetivo de transporte. Isso é uma consequência da intensa variabilidade das componentes da velocidade turbulenta, que proporciona uma constante mistura entre camadas adjacentes de fluido que, assim, têm suas propriedades misturadas.

Este é um processo análogo àquele que causa difusão molecular de quantidades devido à agitação térmica das moléculas. Entretanto, como a intensidade das flutuações turbulentas é muito maior do que a que caracteriza a agitação molecular, o transporte turbulento também é muito mais efetivo do que o molecular (MORAES e ACEVEDO, 2005).

Como a camada superficial da atmosfera é dominada pela turbulência sob a incidência da radiação solar, o entendimento dos fenômenos de transporte que ocorrem nas proximidades da superfície está diretamente relacionado a uma adequada caracterização dos fluxos turbulentos.

A superfície do planeta cumpre os papéis de fonte de calor sensível e sumidouro de momento no sistema de trocas entre a terra e a atmosfera. Além disso, é nela que se originam quantidades como vapor d'água, dióxido de carbono, poluentes e outros escalares.

Na opinião de Moraes e Acevedo (2005), o entendimento das transferências dessas quantidades é fundamental para a caracterização do tempo e do clima da superfície.

Os autores colocam outros interesses que motivam o estudo dos fluxos turbulentos, como a realização de estudos de ecossistemas e de meio ambiente.

É exemplo digno de nota o estudo do ciclo do carbono do planeta, diretamente afetado pelas transferências de CO_2 entre os ecossistemas e a atmosfera. Outra motivação fundamental no entendimento dos autores é o entendimento dos processos que governam a turbulência atmosférica.

3.3. Os fluxos turbulentos na atmosfera

3.3.1. A atmosfera como sistema conservativo

A primeira hipótese necessária à modelagem matemática dos fluxos turbulentos na atmosfera é a consideração da mesma como um sistema conservativo (MORAES e ACEVEDO, 2005). Seja então Q uma quantidade qualquer que se conserva na atmosfera, conforme a Equação 3.2:

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = 0 \quad (3.2)$$

Sendo o comportamento global de Q descrito dessa forma, pode-se expandir a formulação diferencial descrita a partir da consideração das coordenadas espaciais, assim como descrito na Equação 3.3:

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{Q}}{\partial y} + w \frac{\partial \bar{Q}}{\partial z} = 0 \quad (3.3)$$

Nessa equação, u , v e w representam as componentes do campo de velocidade.

O primeiro termo representa a variação local de Q no tempo, e os demais representam o transporte, ou advecção, de Q em cada uma das direções das componentes do vento.

3.3.2. Componentes de campo em regime de turbulência

Utilizando a consideração da atmosfera como um campo conservativo como ponto de partida, é possível realizar a decomposição de um campo qualquer de velocidades, manifesto na camada limite atmosférica, em duas partes: uma parte média \bar{a} , e uma parte turbulenta a' , conforme demonstrado na Equação 3.4.

$$a = \bar{a} + a' \quad (3.4)$$

A razão principal desta decomposição é justamente o fato do campo turbulento (a') ser responsável por um transporte efetivo das quantidades, na forma dos fluxos turbulentos.

Segundo Acevedo (2003), estes são, assim, definidos como o transporte (advecção) da componente turbulenta da propriedade pelo campo turbulento do vento.

Moraes e Acevedo (2005) esclarecem que tal procedimento de decomposição é conhecido como método de Reynolds e tem por objetivo definir equações para a evolução média das variáveis, ao invés de seu valor exato.

Substituindo as decomposições $a = \bar{a} + a'$ para as grandezas da Equação 3.3, e aplicando as regras do método de Reynolds (Stull, 1988, p. 41), chega-se à seguinte expressão para a evolução média local de Q , demonstrada na Equação 3.5.

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial z} - \overline{u' \frac{\partial Q}{\partial x}} - \overline{v' \frac{\partial Q}{\partial y}} - \overline{w' \frac{\partial Q}{\partial z}} \quad (3.5)$$

Os três primeiros termos no lado direito representam o transporte da parte média de Q pelo vento médio, e são não-nulos numa dada direção se houver ao mesmo tempo vento e gradiente de Q naquela direção.

Similarmente, os três últimos termos no lado direito também são transportes advectivos, mas, nesse caso, da componente turbulenta de Q pelo campo turbulento do vento.

3.4. Formulações dos fluxos turbulentos

3.4.1. Fluxos turbulentos cinemáticos

As grandezas $\overline{u'Q'}$, $\overline{v'Q'}$ e $\overline{w'Q'}$, expostas na Equação 3.7, são definidas como os fluxos turbulentos de Q nas direções x , y e z , respectivamente.

Fisicamente, entretanto, os fluxos turbulentos nada mais são que advecções de Q pela componente turbulenta da velocidade.

Estes também caracterizam o processo físico de transporte de quantidades devido à mistura entre camadas adjacentes de ar, imposta pela variabilidade do escoamento turbulento conforme descrito no item 3.2.

O fluxo de uma propriedade é definido como a quantidade dessa propriedade que atravessa uma determinada superfície por unidade de área da superfície, por unidade de tempo. Assim, aquilo que foi caracterizado como fluxo turbulento no item anterior não satisfaz essa definição.

Entretanto, em meteorologia, se define como um fluxo cinemático o produto de uma propriedade pela magnitude da velocidade do vento que transporta a propriedade.

Define-se as três componentes turbulentas do vento como: u' , a componente da direção do vento horizontal médio; v' , a componente horizontal normal; e w' , a componente vertical.

Dessa forma, as seguintes correlações de componentes turbulentas são exemplos de fluxos turbulentos cinemáticos:

- $\overline{w'\theta'}$ (fluxo vertical turbulento de calor sensível – θ representa temperatura potencial);
- $\overline{u'\theta'}$ (fluxo de calor sensível da direção do vento médio horizontal), e;
- $\overline{w'q'}$ (fluxo vertical turbulento de calor latente – q representa umidade específica);

Os fluxos turbulentos cinemáticos podem ser então estimados a partir das seguintes formulações, demonstradas na Equação 3.9.

$$\overline{w'\theta'} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N w'\theta'_{(i)}; \quad \overline{w'q'} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N w'q'_{(i)}; \quad (3.6)$$

Nessas formulações, w' é a componente vertical turbulenta da velocidade instantânea do vento, θ' é a componente turbulenta da temperatura potencial instantânea e q' é a componente turbulenta da umidade específica instantânea.

Os fluxos turbulentos de H e LE podem ser expressos na forma cinemática como $H \equiv (\overline{w'\theta'})_0$ e $LE \equiv (\overline{w'q'})_0$ onde o índice zero subscrito mostra que eles são obtidos junto à superfície.

Para que eles sejam convertidos na forma de fluxo, em $W m^{-2}$, basta multiplicar H pelo calor específico a pressão constante ($C_p = 1005 J kg^{-1} K^{-1}$) e LE pelo calor latente de evaporação da água ($L_v = 2,5 \times 10^6 J kg^{-1}$).

3.4.2. Modelagem do escoamento na camada limite atmosférica

De acordo com Moraes e Acevedo (2005) o escoamento na camada limite planetária é, em boa aproximação, não-divergente, em acordo com a disposição exposta na Equação 3.7.

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (3.7)$$

Fazendo a multiplicação dessa equação por Q' , aplicando a média de Reynolds e somando o resultado na Equação 3.5, é possível obter a Equação 3.8.

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{u'Q'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'Q'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} \quad (3.8)$$

Desconsiderando as componentes y e z do transporte pelo vento médio, bem como as componentes x e y do transporte turbulento, é possível simplificar as equações de conservação para os campos médios de Q em um campo horizontalmente homogêneo de acordo com a representação da Equação 3.9.

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = -\bar{U} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} + S \quad (3.9)$$

Baseadas nessa representação, as equações de conservação dos campos médios de temperatura e de umidade na camada limite planetária podem ser escritas conforme as representações expostas na Equação 3.10 e na Equação 3.11, respectivamente.

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\bar{U} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} + S \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\bar{U} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} + S \quad (3.11)$$

Nessas formulações, os termos $-\bar{U} \cdot \partial \bar{C} / \partial x$ (C é o escalar, equivalente a θ para a equação de calor sensível, e q para a equação de calor latente), representam a advecção horizontal pelo vento médio.

As divergências dos fluxos turbulentos horizontais são desprezadas devido ao fato que em superfícies suficientemente planas e homogêneas estas não apresentam grandes variações horizontais.

Isso ocorre de tal forma que se pode concluir que $\overline{\partial u' \theta' / \partial x} \approx \overline{\partial v' \theta' / \partial y} = 0$. Os termos S das Equações 3.10 e 3.11 representam fontes e/ou sumidouros de temperatura e umidade, respectivamente.

Em condições de pouco vento e na ausência de fontes externas, estas equações podem ser ainda mais simplificadas, em acordo com as formulações expostas na Equação 3.12.

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w' \theta'}}{\partial z} \quad e \quad \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w' q'}}{\partial z} \quad (3.12)$$

Moraes e Acevedo (2005) tratam da importância dos fluxos verticais turbulentos: em condições ideais são eles os únicos responsáveis pela evolução do estado médio da camada limite planetária. Além disso, as equações expostas mostram que o que afeta diretamente os campos médios não é o fluxo, mas sim as suas divergências (variações no espaço).

Este conceito pode ser facilmente entendido ao se considerar uma camada horizontal da atmosfera. Se o fluxo que entra na fronteira inferior dessa camada é igual ao que sai na sua parte superior, o estado médio da camada permanece inalterado.

Entretanto, se o que entra é diferente do que sai, aquela propriedade sofrerá uma variação no interior da camada. Portanto, são as divergências dos fluxos que mudam a atmosfera (MORAES e ACEVEDO, op. cit.).

3.4.3. Interpretação física

Se a turbulência atmosférica tivesse uma natureza absolutamente randômica, perturbações w' transportariam perturbações tanto positivas quanto negativas de θ' e de q' . Nesse caso, os valores $\overline{w'\theta'}$ e $\overline{w'q'}$ tenderiam a zero após a operação de média.

Entretanto, isso não ocorre, mostrando que a turbulência não é um processo totalmente aleatório, e é por esse motivo existem que os transportes turbulentos. A Figura 3.2 mostra como estes ocorrem em função do perfil vertical médio da propriedade transportada, usando a temperatura como exemplo.

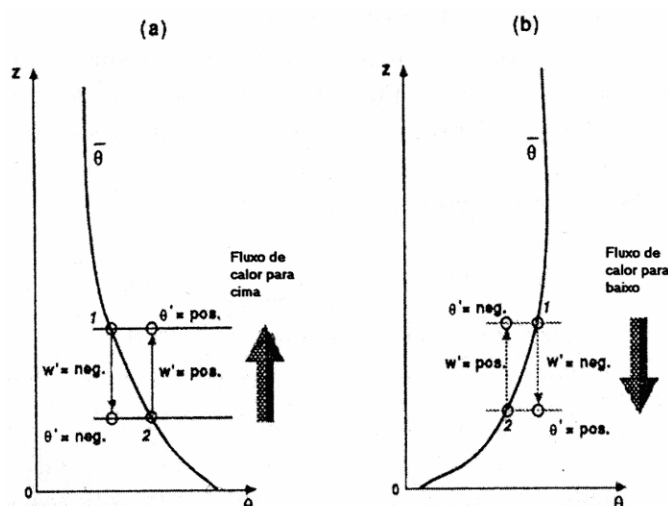


Figura 3.2 – Idealização do processo de mistura turbulenta (STULL *apud* ACEVEDO, 2003):
 (a) Fluxo vertical turbulento de calor sensível positivo numa camada estaticamente instável;
 (b) Fluxo vertical turbulento de calor sensível negativo em uma camada estaticamente estável.

No caso da temperatura decrescer com a altura, a maioria das parcelas de ar que se deslocam para baixo (w' negativo) trarão ar mais frio (θ' negativo) de níveis superiores e aquelas que se deslocam para cima (w' positivo) levarão ar mais quente (θ' positivo).

Neste caso, na média, o fluxo turbulento será positivo. Do contrário, se o perfil vertical de temperatura crescer com a altura, o inverso ocorrerá, causando um fluxo turbulento negativo.

É com base nesse conceito que se afirma das possibilidades de medir como também de parametrizar os fluxos turbulentos.

3.5. Métodos de estimativa dos fluxos turbulentos

3.5.1. Covariância de vórtices

O método de covariância de vórtices tem como ponto de partida a definição aproximada que trata como camada limite superficial uma espessura equivalente à décima parte da espessura total da camada limite atmosférica, conforme exposição do gráfico mostrado na Figura 3.3.

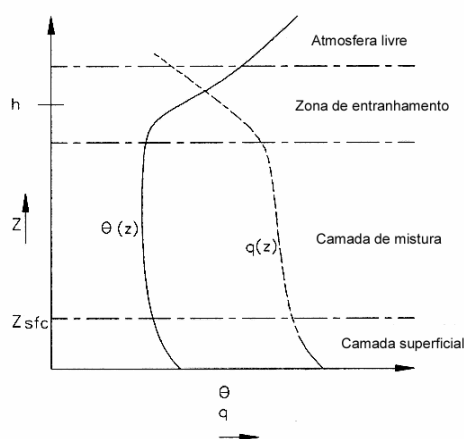


Figura 3.3 – Consideração da camada limite atmosférica pelo método de correlação de vórtices (CAMPBELL SCIENTIFIC, 1998).

Os fluxos de vapor d'água e de temperatura nesta camada são praticamente constantes, quando os seguintes critérios são satisfeitos:

- A superfície terrestre é aproximadamente plana e homogênea; e,
- A relação $z_{sfc}/h \ll 1 \ll z/z_{0m}$ é verdadeira.

Sobre a relação exposta no último critério, z_{sfc} é a altura da camada limite superficial, h é a altura da camada limite atmosférica e z_{0m} é o comprimento de onda do fluxo de momento.

Quando essas condições são satisfeitas, os fluxos de vapor de água (LE) e de calor (H) na camada superficial (ver formulação da Equação 3.1) podem ser escritos, respectivamente, de acordo com os formatos expostos na Equação 3.13 (CAMPBELL SCIENTIFIC, 1998).

$$LE = L_v \cdot \overline{w' \rho'_v}; \quad H = \rho_a C_p \cdot \overline{w' \theta'} \quad (3.13)$$

Na equação de LE , L_v é o calor latente de vaporização, w' é a componente instantânea turbulenta que se soma ao vento médio, e ρ'_v é o desvio instantâneo da densidade do vapor d'água a partir da média.

Para a equação de H , ρ_a é a densidade do ar, C_p é o calor específico do ar à pressão constante e θ' é o desvio instantâneo da temperatura potencial do ar a partir da média.

As quantidades $\overline{w' \rho'_v}$ e $\overline{w' \theta'}$ consistem em as covariâncias entre a velocidade vertical do vento e a densidade do vapor, e entre a mesma velocidade e a temperatura potencial. Assim sendo, o sistema de covariância de vórtices mede diretamente os fluxos cinemáticos de calor sensível e de calor latente.

A radiação líquida e o fluxo de calor do solo também podem ser medidos através de outros instrumentos que podem ser acoplados ao sistema, então o fechamento do balanço de energia na superfície pode ser verificado mediante a formulação proposta na Equação 3.1.

3.5.2. Balanço da Camada Limite

O método do balanço da camada limite serve à estimativa dos fluxos turbulentos a partir da acumulação de componentes em uma porção qualquer da camada limite atmosférica.

A formulação que define essa acumulação é exposta na Equação 3.14 (Acevedo et al., 2004), para um escalar Q .

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = -\bar{U} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} + S \quad (3.14)$$

(1) (2) (3) (4)

Os termos da equação apresentada definem os seguintes parâmetros atmosféricos:

- O primeiro termo (1) representa a variação da quantidade de um escalar Q ao longo de um dado intervalo de tempo;
- O segundo termo (2) trata do transporte horizontal (advecção) do escalar pela componente média do vento;
- O terceiro termo (3) consiste na divergência vertical do fluxo turbulento do mesmo escalar; e,
- O quarto termo (4) inclui quaisquer fontes ou sumidouros de Q .

Na mesma equação, x é a direção do vetor horizontal do vento médio, e os fluxos turbulentos nas direções horizontais são desprezados.

Se os efeitos advectivos (transporte do vento médio) também são desprezados e não há fontes ou sumidouros dentro da camada limite, a evolução temporal da concentração média é dada pela formulação da Equação 3.15.

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} \quad (3.15)$$

Para o desenvolvimento dessa igualdade, é utilizado o artifício da multiplicação de ambos os membros da Equação 3.14 por h , ao mesmo tempo em que estes são integrados em z , utilizando-se o intervalo de zero até h , conforme representado na Equação 3.16.

$$h \int_0^h \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} dz = -h \int_0^h \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} dz \quad (3.16)$$

Faz-se a mudança de h do segundo membro para o primeiro, na seqüência, o que resulta na forma apresentada na Equação 3.17.

$$\frac{h}{h} \int_0^h \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} dz = - \int \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} dz \quad (3.17)$$

A seguir, a Equação 3.18 mostra a hipótese do valor médio de uma propriedade, definida em x , que varia em todo o domínio de h .

$$\frac{1}{h} \int_0^h f(x) dx = \bar{f} \quad (3.18)$$

A partir desta hipótese, pode-se considerar que a evolução do valor médio do escalar Q no tempo equivale ao valor médio da integral do segundo membro da Equação 3.17. A Equação 3.19 representa a igualdade da Equação 3.15 utilizando essa hipótese.

$$h \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = - \overline{w'Q'} \Big|_0^h \quad (3.19)$$

A partir do desenvolvimento da integral definida do segundo membro, pode-se obter a forma da equação da acumulação do escalar Q conforme a representação da Equação 3.20.

$$h \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = - \overline{w'Q'}_{(h)} + \overline{w'Q'}_{(0)} \quad (3.20)$$

Se o fluxo turbulento no topo da camada de acumulação é considerado nulo, então $\overline{w'Q'}_{(h)} = 0$, sendo que a variável h do primeiro membro da Equação 3.20 é considerada como uma altura de acumulação que não é igual ao limite superior de integração h porque $\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t}$ não é necessariamente constante ao longo da altura.

A referida altura h é, desta forma, uma altura equivalente àquela que seria encontrada se $\overline{\partial Q / \partial t}$ fosse constante em todo o intervalo. De acordo com a formulação exposta desde a Equação 3.15, $\overline{w'Q'_{(0)}}$ é então o fluxo cinemático da propriedade Q ao longo da altura de acumulação.

3.5.3. Determinação dos Fluxos turbulentos reais

A determinação dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e de calor latente (LE) a partir dos fluxos cinemáticos obtidos de ambos os métodos deve ser feita utilizando, respectivamente, as formulações da Equação 3.21 e da Equação 3.22.

$$H = \overline{w'\theta'} \cdot \rho \cdot C_p \quad (3.21)$$

$$LE = \overline{w'q'} \cdot \rho \cdot C_p \quad (3.22)$$

Em tais formulações, ρ é a densidade do ar atmosférico ($1,2 \text{ kg m}^{-3}$) e C_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

3.5.4. Considerações finais

Este trabalho trata de comparar o desempenho de dois métodos de estimativa dos fluxos turbulentos, em acordo com as respectivas hipóteses.

Pode-se inferir que tais métodos apresentam uma diferença fundamental quanto à sua implementação nas medições, relacionada à abordagem específica de cada um deles.

O método de covariância de vórtices realiza o processamento imediato dos fluxos cinemáticos turbulentos na atmosfera, o que oferece a sua determinação direta nos dados armazenados.

Enquanto isso, o método de balanço da camada limite retira dados brutos armazenados a partir de sondagens com balão cativo, que tratam de características gerais da atmosfera.

Tal tratamento nas medições requer a execução de tarefas adicionais de processamento para a obtenção dos fluxos cinemáticos, descritas ao longo do item 3.5.2.

4.1. Projeto Candiota

4.1.1. Introdução

Os dados utilizados neste trabalho são originários de coletas realizadas em um conjunto de campanhas micrometeorológicas, executadas no extremo sul do Brasil, batizado com o nome de 'Projeto Candiota'.

Os autores afirmam que projeto teve sua configuração determinada visando avaliar a evolução espacial e temporal da camada limite planetária através de medições detalhadas das condições atmosféricas nas vizinhanças da usina.

O principal objetivo da execução dos trabalhos foi conhecer os processos físicos e químicos da atmosfera a partir da realização dos experimentos, particularmente no que tange à formação da chuva ácida a partir da oxidação do ácido sulfúrico (SO_2) emitido pelas chaminés da usina.

Como principal resultado esperado da realização do projeto, os autores afirmaram poder estimar de forma quantitativa o impacto ambiental exercido a partir das atividades de funcionamento da usina, que resultam na emissão de poluentes sobre a atmosfera (MORAES et al., 1996).

4.1.2. Localização

Conforme descrevem Moraes et al. (1996), tais campanhas foram realizadas em três locais diferentes, situados nos arredores da Usina Termelétrica Presidente Médici, no município de Candiota, estado do Rio Grande do Sul.

As coordenadas terrestres do local da usina são 31°28' de latitude Sul e 53°40' de longitude oeste, cuja altitude é de 250 metros a partir do nível do mar.

Os locais específicos das campanhas são descritos a seguir e mostrados na Figura 4.1:

- Aeroporto de Candiota (local nº 1), localizado a 6 km ao norte da usina;
- Local nº 2, localizado a 30 km ao sul da usina; e,
- Local nº 3, localizado a 100 km ao leste da usina (não aparece no mapa).

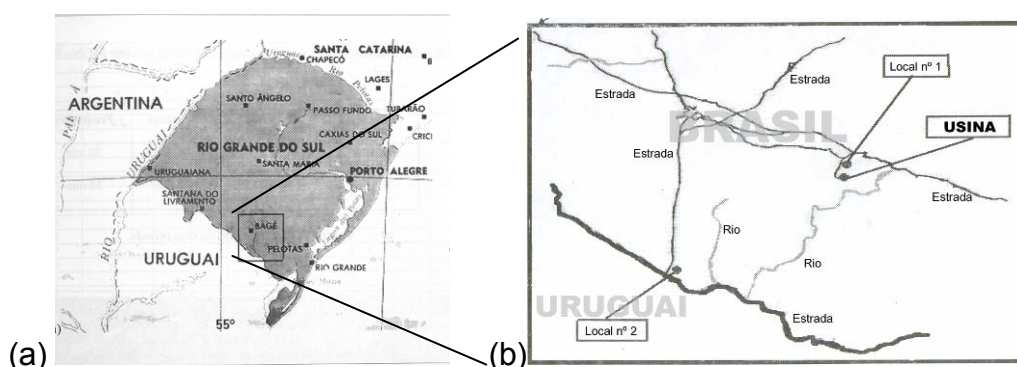


Figura 4.1 – Locais de coleta de dados das campanhas micrometeorológicas do Projeto Candiota (MORAES et al., 1996): (a) Localização geográfica. (b) Locais específicos de coleta.

A topografia da região de Candiota é aproximadamente plana e em sua maior parte a cobertura de vegetação é composta por grama rasteira. A área experimental é plana num raio de 10 quilômetros, existindo um leve declive de 0,2% em direção a sudeste (MORAES et al., 1996; MORAES, 2000).

Karam et al. (1996) fazem um exame mais detalhado da topografia da região, através da modelagem em ambiente computacional. O resultado é mostrado na Figura 4.2.

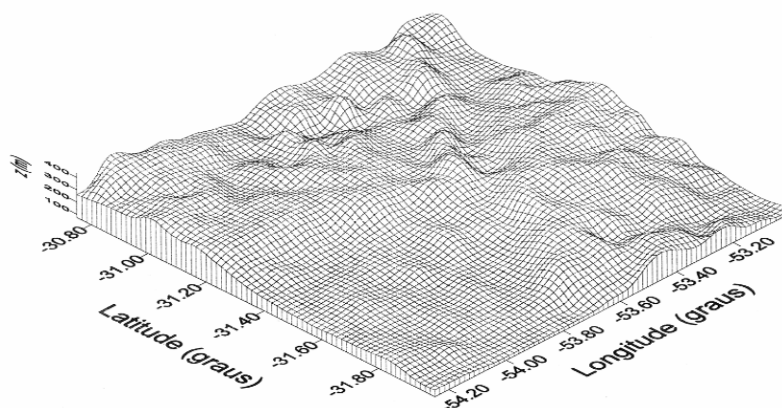


Figura 4.2 - Topografia da região de Candiotá (KARAM et al., 1996).

4.1.3. Medições realizadas

O Quadro 4.1 exibe a seqüência das campanhas e as respectivas datas das sondagens realizadas.

1ª Campanha Janeiro/94		2ª Campanha Julho/94		3ª Campanha Fevereiro/95		4ª Campanha Maio/95		5ª Campanha Novembro/95	
DJ	D/M	DJ	D/M	DJ	D/M	DJ	D/M	DJ	D/M
018	18/01	199	18/07	038	07/02	142	22/05	310	06/11
019	19/01	200	19/07	039	08/02	143	23/05	311	07/11
020	20/01	201	20/07	040	09/02	144	24/05	312	08/11
021	21/01	202	21/07	041	10/02	145	25/05	314	10/11
022	22/01	203	22/07	042	11/02	146	26/05	315	11/11
023	23/01	204	23/07	043	12/02	147	27/05	316	12/11
024	24/01	205	24/07	044	13/02	148	28/05	317	13/11
		206	25/07	045	14/02	149	29/05	318	14/11
		207	26/07	046	15/02	150	30/05	319	15/11
		208	27/07	047	16/02	151	31/05	320	16/11
		209	28/07		17/02	152	01/06		
		210	29/07						

Quadro 4.1 - Campanhas e respectivos dias de realização das sondagens no Projeto Candiotá (MORAES et al., 1996).

Cinco campanhas de sondagens compõem o projeto. Cada uma das campanhas se compõe de um conjunto de medições de parâmetros atmosféricos.

O objetivo de se planejar as campanhas em várias seqüências realizadas em épocas distintas era obter a caracterização da camada limite planetária ao longo de uma temporada, considerando as variações entre as estações do ano.

Como pode ser observado no Quadro 4.1, duas campanhas foram realizadas no verão (Jan/94 e Fev/95), uma no inverno (Jul/94) e outras duas campanhas em meia-estação (Mai/95 e Nov/95).

4.2. Instrumentos utilizados

Para realizar as medições durante as campanhas micrometeorológicas, foram utilizados dois conjuntos principais de instrumentos: uma torre instrumentada, e duas radiossondas, convencional e acoplada a um balão cativo.

Em caráter complementar, dois outros instrumentos foram utilizados: um fluxímetro de solo, para medir o fluxo de calor na subsuperfície do solo; e um net-radiômetro, com o propósito de obter a radiação solar líquida na região do experimento (MORAES et al., 1996).

4.2.1. Torre micrometeorológica

O primeiro conjunto é composto a partir de uma torre micrometeorológica de 12 metros, situada no Local nº 1, mostrada na Figura 4.3.

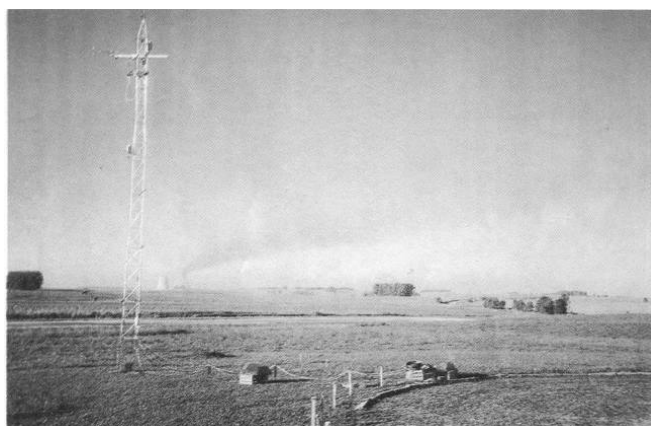


Figura 4.3 – Local de instalação da torre micrometeorológica (MORAES et al., 1996).

O sistema de aquisição de dados utilizado para o projeto é um instrumento *datalogger* 21XL (Campbell Scientific Inc.), que tem por função a coleta de dados a partir de vários instrumentos embarcados na torre, e é mostrado na Figura 4.4.

Os principais instrumentos embarcados na torre micrometeorológica, e as respectivas medidas, são os seguintes:

- Anemômetro sônico: flutuação da velocidade vertical;
- Anemômetro Gill: flutuação da velocidade horizontal;
- Higrômetro: umidade relativa;
- (4) Higrômetro de Krypton, flutuação da densidade de vapor;

(4) Termômetro, temperatura do ar; e, (5) Termômetro de fio, flutuações de temperatura. Dois dos principais instrumentos são mostrados na Figura 4.5.

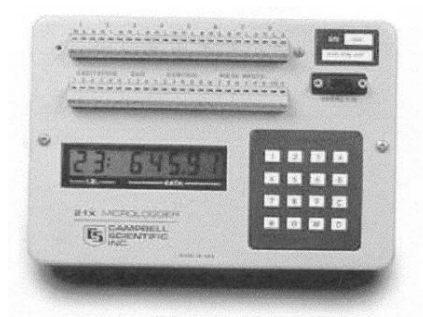


Figura 4.4 – Sistema de aquisição de dados 21XL (CAMPBELL SCIENTIFIC Inc.).

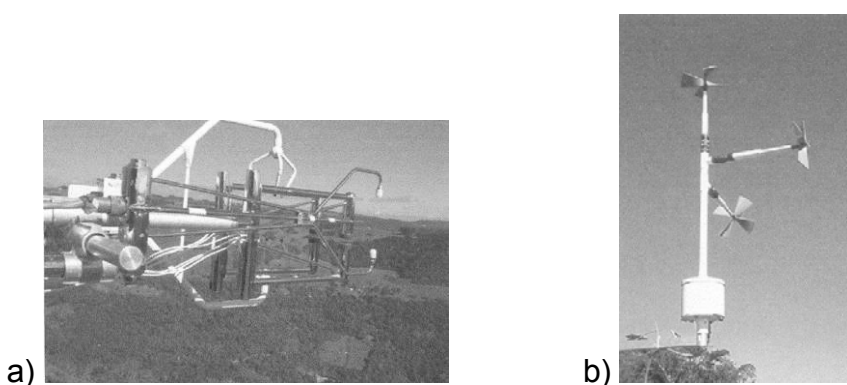


Figura 4.5 – Instrumentos de medição embarcados na torre micrometeorológica.
a) Anemômetro sônico (1); b) Anemômetro Gill (2)

Moraes et al. (1996) descrevem de forma mais detalhada a configuração dos instrumentos utilizados, quanto a parâmetros como altura de medição, taxa de amostragem, precisão de medida e tempo de resposta.

4.2.2. Balão cativo

O segundo conjunto de instrumentos é composto de um sistema ADAS¹ de aquisição de sinais por radio frequência e uma sonda de aquisição de dados (AIR Inc.²) embarcada em um balão cativo cujo volume é de 4m³. O balão cativo é semelhante ao mostrado na Figura 4.6.



Figura 4.6 – Balão cativo.

4.3. Delineamento da pesquisa

4.3.1. Características locais

O local escolhido para avaliação dos dados se trata do aeroporto de Candiota, descrito como local nº1 na Figura 4.1, que se situa a 6 km ao norte do local exato da usina.

¹ ADAS: Sistema de Aquisição de Dados Atmosféricos, traduzido do inglês *Atmospheric Data Acquisition System*.

² AIR Inc.: Empresa fabricante do equipamento, localizada em Boulder, estado do Colorado, Estados Unidos.

As características do local avaliado, em relevo, topografia e vegetação, não diferem de forma notável em relação aos outros locais utilizados para as sondagens do projeto.

4.3.2. Situação cronológica dos experimentos

Os dados específicos a este trabalho são resultantes da 2ª campanha de medições, realizada no mês de julho de 1994. Tais dados são específicos ao dia Juliano nº 204 (23 de julho de 1994), cuja estação climática no local de referência é o inverno.

A situação cronológica do dia selecionado é mostrada no Quadro 4.1, onde se pode observar a marcação em fundo escuro. Tal dia foi escolhido por ter sido o único em que as condições atmosféricas se adequavam às hipóteses dos métodos utilizados para estimar os fluxos turbulentos neste trabalho.

4.3.3. Horários das medições

Os horários medidos correspondem aos intervalos de tempo em que ocorre o desenvolvimento progressivo da estabilidade na camada limite atmosférica. Tais horários são apresentados no Quadro 4.2.

	Horário Inicial	Horário Final
Intervalo 1	19:38	20:21
Intervalo 2	20:21	21:04
Intervalo 3	21:04	21:48

Quadro 4.2 – Horários e intervalos de medição dos experimentos atmosféricos.

Como a atmosfera local apresentou as condições necessárias nesse dia, foi possível acompanhar o desenvolvimento da estabilidade através das medições realizadas.

A instrumentação utilizada corresponde aos equipamentos descritos no item 4.2. A torre micrometeorológica foi utilizada para recolher os dados relacionados ao método de covariância de vórtices. Enquanto isso, o balão cativo com sistema de aquisição de dados teve função na obtenção dos perfis atmosféricos para a verificação dos fluxos mediante o método de balanço.

4.4. Processamento dos dados

4.4.1. Correlação de vórtices

Os dados brutos obtidos a partir do sistema de aquisição de sinais descrito na Figura 4.4 foram traduzidos na forma de uma planilha eletrônica do programa Microcal Origin[®] 6.0, onde cada coluna trata de um dado específico coletado ao longo do tempo.

Dentre esses dados, são de interesse particular para este trabalho as covariâncias das componentes turbulentas da temperatura potencial e da umidade específica com a componente turbulenta da velocidade vertical do vento – $\overline{w'\theta'}$ e $\overline{w'q'}$, respectivamente.

- Fluxo de calor sensível

Para a obtenção do fluxo de calor sensível, utilizou-se um processo de tratamento dos dados que envolveu as seguintes etapas:

Inicialmente, a quinta coluna da planilha teve seus dados corrigidos de acordo com a Equação 4.1..

$$[col\ 5] \cdot 0,004 = [\theta'] \quad (4.1)$$

Tal correção serviu para determinar de forma direta a componente turbulenta da temperatura potencial no tempo (θ).

A sexta coluna da planilha, por sua vez, foi corrigida de acordo com a Equação 4.2 para a obtenção dos valores imediatos da velocidade vertical.

$$[col\ 6] \cdot 0,001 = [w_{imediate}] \quad (4.2)$$

Os dados resultantes sofreram análise estatística no software para a obtenção do valor médio, \bar{w} . A componente turbulenta da velocidade vertical foi encontrada a partir da relação mostrada na Equação 4.3.

$$[w_{imediate}] - [\bar{w}] = [w'] \quad (4.3)$$

De posse de ambas as componentes turbulentas para os intervalos de dados, é possível então obter os fluxos cinemáticos de calor sensível, a partir da Equação 4.4.

$$[w'] \cdot [\theta'] = [w'\theta'] \quad (4.4)$$

O fluxo cinemático de todo o intervalo é resultante da aplicação de processamento estatístico para encontrar o valor médio, $\overline{w'\theta'}$. O fluxo integral de calor sensível H é obtido, por fim, a partir da Equação 4.5.

$$\rho_{ar} \cdot C_p \cdot \overline{w'\theta'} = H \quad (4.5)$$

- Fluxo de calor latente

A determinação do fluxo de calor latente, os dados da sondagem foram processados através das seguintes etapas:

Inicialmente, a partir dos valores individuais da umidade específica, são obtidos os respectivos valores de $w'q'$ para cada instante de tempo através da Equação 4.6.

$$[w'q'] = Va + Vb \cdot \log([q]) \quad (4.5)$$

Na mesma equação, foram utilizados os valores $Va = 46,57$ e $Vb = -5,51$ para o cálculo do valor individual do fluxo cinemático de calor latente.

Em uma segunda etapa, tais valores passaram por processamento estatístico para a obtenção do fluxo cinemático médio, $\overline{w'q'}$, para cada um dos intervalos de tempo descritos no Quadro 4.2.

Para a obtenção dos fluxos turbulentos reais, H e LE , os respectivos valores de $\overline{w'\theta'}$ e $\overline{w'q'}$ servem de entrada para o seu cálculo, em acordo com as Equações 3.21 e 3.22.

4.4.2. Balanço da camada limite

As sondagens de balão cativo, que servem de entrada para o cálculo dos fluxos por este método, resultam no armazenamento de um conjunto de dados que trata de várias propriedades atmosféricas.

Tais dados haviam sido armazenados pelo sistema de aquisição de dados durante as medições com balão cativo – descrito no Item 4.2.2 – que foram realizadas nos horários citados no Quadro 4.2 para o dia 23 de julho (ver Quadro 4.1). Para a realização deste trabalho, foram aproveitadas as informações referentes à altura de medição, à temperatura potencial, à pressão atmosférica e à umidade relativa.

Os dados brutos armazenados foram traduzidos para o formato de planilha eletrônica no software Microcal Origin[®] 6.0. Na seqüência, serão descritos os processamentos realizados para a obtenção dos fluxos turbulentos cinemáticos.

- Fluxo de calor sensível

De modo a encontrar o fluxo cinemático de calor sensível, os dados referentes às alturas de medição e às respectivas temperaturas potenciais para ambos os horários em cada intervalo foram processados.

Inicialmente, a diferencial da temperatura potencial pode ser definida em termos da subtração do valor do tempo final (t_2) pelo valor do tempo inicial (t_1) em cada altura onde a temperatura é medida, o que é representado pela Equação 4.6.

$$\partial\theta_{(h)} = \theta_{(h,t_2)} - \theta_{(h,t_1)} \quad (4.6)$$

Os perfis de temperatura potencial consistem de uma série de medições dessa grandeza que foram feitas ao longo da altura em cada instante de tempo do intervalo, que compõem valores discretos de uma função $\theta = f(z)$.

A integração da diferencial de temperatura potencial é feita no intervalo entre 0 e h , sendo equivalente ao somatório das diferenças entre os valores discretos $\theta_{(h_i)}$ em cada um dos instantes do intervalo (t_2, t_1), conforme representado na Equação 4.7.

$$\int_0^h \partial\theta dz = \sum_{i=1}^n [\theta_{(h_i,t_2)} - \theta_{(h_i,t_1)}] \quad (4.7)$$

Na seqüência, é aplicado ao resultado dessa integral o teorema exibido na Equação 3.18, de modo a obter o valor médio, $\overline{\partial\theta}$. Conhecido esse valor, é aplicada a Equação 3.20 para obter o fluxo cinemático de calor sensível, transformada de acordo com a formulação da Equação 4.8.

$$h \frac{\partial\overline{\theta}}{\partial t} = -\overline{w'\theta'_{(h)}} + \overline{w'\theta'_{(0)}} \quad (4.8)$$

Nessa equação, é estabelecido que o fluxo de calor sensível no topo da altura de acumulação é nulo. Isso significa que $\overline{w'\theta'_{(h)}} = 0$, justificando a igualdade exibida na Equação 4.9..

$$h \frac{\partial\overline{\theta}}{\partial t} = \overline{w'\theta'_{(0)}} \quad (4.9)$$

Como o valor de $\overline{w'\theta'_{(0)}}$ é tomado para todo o intervalo de acumulação, este pode ser considerado como o fluxo cinemático de calor sensível resultante. O fluxo real de calor sensível (H) é então obtido através da igualdade expressa na Equação 3.21.

- Fluxo de calor latente

Para obter o fluxo cinemático de calor latente, é necessário primeiramente conhecer o comportamento da umidade específica ao longo da altura de medição.

Como a instrumentação contida no balão não fez a medição direta dessa propriedade, foi necessário processar os dados brutos das medições em função das alturas de medição, das umidades relativas e das pressões atmosféricas, utilizando um algoritmo em linguagem Fortran 77.

O algoritmo resolve a umidade específica em um dado ponto a partir do processo descrito na seqüência (VAREJÃO-SILVA, 2001). Primeiramente, a umidade relativa do ar é denotada em função da relação exibida na Equação 4.10.

$$u = 100 \frac{e}{e_s} \quad (4.10)$$

Onde o parâmetro e equivale à pressão parcial do vapor contido no ar atmosférico e o valor e_s equivale à pressão de saturação do vapor à temperatura ambiente. Entretanto, o último valor é ainda dependente de T , que equivale à temperatura termodinâmica do ambiente em °C, convertida da temperatura potencial a partir da igualdade mostrada na Equação 4.12.

$$T_{(hm)} = \theta_{(hm)} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{0,286} \quad (4.12)$$

Onde p e p_0 são, respectivamente, a pressão atmosférica medida de uma altura hm acima do solo e a pressão atmosférica ao nível do mar.

Conhecido o valor de T em cada altura, é possível obter a pressão de saturação do vapor a partir da Equação de Tetens (WEISS, 1977 *apud* VAREJÃO-SILVA, 2001). Nessa relação, mostrada pela Equação 4.11, a temperatura T é expressa em graus Celsius.

$$e_{s(hm)} = 6,178 \cdot \exp \left[\frac{17,2693882 \cdot T_{(hm)}}{T_{(hm)} + 237,3} \right] \quad (4.11)$$

Tendo disponível o valor de e_s , a umidade específica é determinada a partir da igualdade mostrada na Equação 4.13 (VAREJÃO-SILVA, 2001).

$$q = 0,622 \frac{e_{s(hm)}}{p - e_{s(hm)}} \quad (4.13)$$

Conhecida a umidade específica para cada altura de medição, foi possível realizar o cálculo do fluxo cinemático de calor latente seguindo processo semelhante ao utilizado para calcular o fluxo de calor sensível.

Primeiramente, é obtido o diferencial de umidade específica, a partir da subtração do valor do instante final pelo valor do instante inicial, de maneira análoga ao diferencial de temperatura.

A integração da diferencial de umidade específica no tempo é feita no intervalo entre 0 e h , sendo equivalente ao somatório das diferenças entre os valores discretos $q_{(h_i)}$ em cada um dos instantes do intervalo (t_2 , t_1), conforme representado na Equação 4.14.

$$\int_0^h \partial q \, dz = \sum_{i=1}^n [q_{(h_i, t_2)} - q_{(h_i, t_1)}] \quad (4.14)$$

Na seqüência, é aplicado ao resultado dessa integral o teorema exibido na Equação 3.18, de modo a obter o valor médio, $\bar{\partial q}$.

Conhecido esse valor, é aplicada a Equação 3.20 para obter o fluxo cinemático de calor latente, transformada de acordo com a Equação 4.15.

$$h \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\overline{w'q'_{(h)}} + \overline{w'q'_{(0)}} \quad (4.15)$$

Para essa equação vale a mesma hipótese utilizada para o fechamento do fluxo cinemático de calor sensível, o que significa que também o fluxo cinemático de calor latente é nulo no topo da camada de acumulação, ou seja, $\overline{w'q'_{(h)}} = 0$ e o fluxo de calor latente (LE) pode ser obtido a partir da Equação 4.16.

$$h \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = \overline{w'q'} \quad (4.9)$$

4.4.3. Considerações Finais

Este capítulo mostra a metodologia utilizada para a análise e o processamento dos dados brutos obtidos a partir de sondagens realizadas por torre micrometeorológica e balão cativo em tempo e lugares conhecidos.

Tal metodologia teve por objetivo comparar a validade de ambos os métodos em condições semelhantes de medição, satisfatórias para ambos em relação a circunstâncias nas quais a eficácia da estimativa dos fluxos turbulentos é mais fácil de ser provada.

Os resultados obtidos a partir das medições e dos processamentos feitos são apresentados no capítulo seguinte.

Os resultados obtidos para este trabalho envolvem os perfis atmosféricos obtidos a partir das sondagens realizadas com balão cativo e os fluxos turbulentos estimados a partir do processamento dos dados brutos através da utilização dos métodos citados no Item 3.5.

A teoria mencionada embasa as metodologias de processamento dos dados brutos descritas no Item 4.4, cujos resultados podem ser traduzidos e interpretados visualmente a partir dos resultados exibidos neste capítulo.

5.1. Fluxos de calor Sensível (H)

Os fluxos de calor sensível são obtidos, para o método de balanço da camada limite, a partir da formulação proposta no Item 3.5.2. Tal formulação requer como informação de entrada os dados armazenados de temperatura potencial ao longo da altura medida na atmosfera.

São utilizados como critério de validação os fluxos turbulentos obtidos através do método de covariância de vórtices, para o qual as condições meteorológicas durante as sondagens eram consideradas adequadas para a obtenção de estimativas consideradas precisas.

5.1.1. Perfis de Temperatura Potencial

Com o objetivo de satisfazer as condições necessárias para avaliar a temperatura atmosférica, os dados obtidos a partir das sondagens realizadas com balão cativo são transformados em gráficos que representam a variação da temperatura ao longo da altura.

A Figura 5.1 exibe os perfis de temperatura obtidos para os horários das medições realizadas no período de tomada dos dados referente a este trabalho. Os horários são descritos no Quadro 4.2.

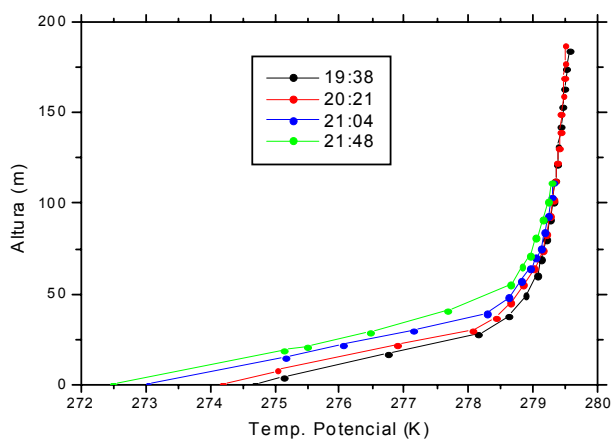


Figura 5.1 – Perfis de temperatura potencial das medições realizadas.

A observação mais detida destes perfis permite inferir que o resfriamento é mais intenso na superfície, diminuindo conforme aumenta a elevação na atmosfera.

Os perfis de temperatura previamente exibidos podem ser comparados dois a dois em relação a cada intervalo de medição, o que permite observar o comportamento da atmosfera de forma mais detalhada.

5.1.2. Avaliação das medições nos intervalos

As medições atmosféricas para o método de balanço da camada limite, realizadas através de sondagens com balão cativo, consistem de intervalos discretos de tempo nos quais é feita a coleta dos dados e entre os quais devem ser avaliados os fluxos turbulentos.

Conforme exibido no Quadro 4.2, foram feitas medições em três intervalos discretos significativos, cada um discriminado por um horário, que descrevem três intervalos nos quais deve ser feita a estimativa dos fluxos turbulentos.

A Figura 5.2 mostra o perfil obtido para o intervalo entre 19:38 e 20:21. Para esse intervalo, o ponto de convergência entre os perfis se situa a uma altura de 80 metros, tomando em consideração um intervalo de 43 minutos.

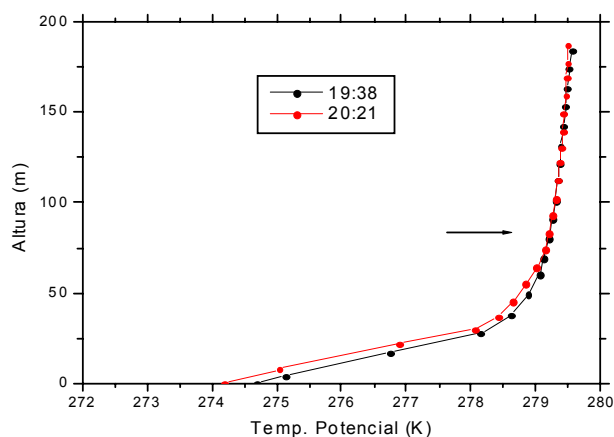


Figura 5.2 – Perfis para o cálculo do fluxo no Intervalo 1. A seta indica a altura de convergência.

No intervalo entre 20:21 e 21:04, este ponto se situa à altura de 98 metros, considerando que o tempo decorrido entre as medições é igual ao do primeiro intervalo. O comportamento dos perfis nesse intervalo pode ser visualizado no gráfico da Figura 5.3.

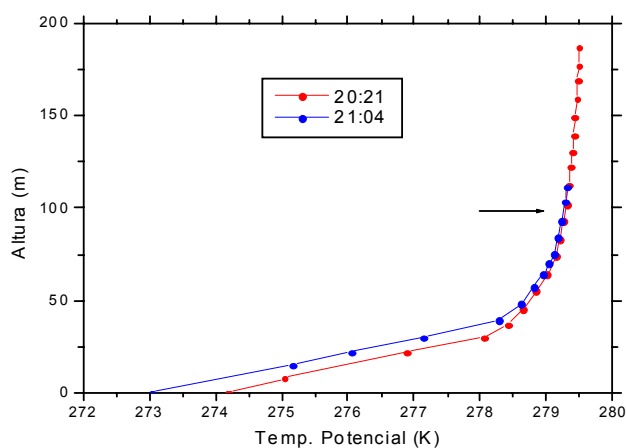


Figura 5.3 – Perfis para o cálculo do fluxo no Intervalo 2. A seta indica a altura de convergência.

A Figura 5.4 exibe os perfis obtidos para o intervalo entre 21:04 e 21:48. A altura de convergência no Intervalo 3 é de 111 metros, conforme é mostrado no gráfico.

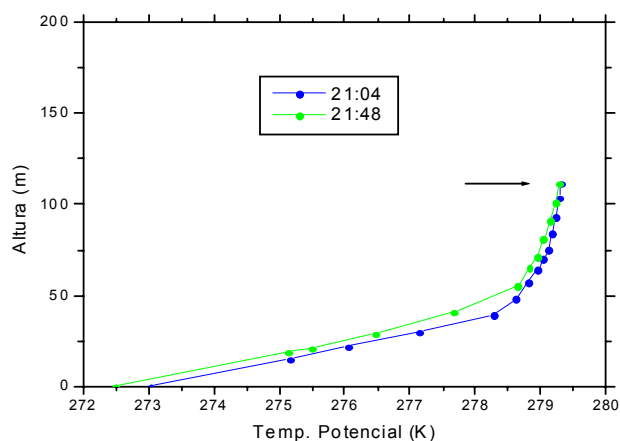


Figura 5.4 – Perfis para o cálculo do fluxo no Intervalo 3.
A seta indica a altura de convergência.

A análise dos perfis em conjunto e para cada intervalo permite inferir que a altura de convergência dos fluxos aumenta com a progressão das horas e que a temperatura do ponto de convergência comporta-se de forma praticamente constante para os intervalos em questão.

5.1.3. Comparação das medições

A Tabela 5.1 demonstra os resultados obtidos para os fluxos de calor sensível para as sondagens realizadas.

Intervalo	Δt (seg)	h (m)	Balão (W / m^2)	Torre (W / m^2)
19:38-20:21	2580	80	12,75	13,02
20:21-21:04	2580	98	10,43	12,75
21:04-21:48	2640	111	8,01	10,65

Tabela 5.1 – Fluxos de calor sensível obtidos nos intervalos medidos.

Os dados obtidos através das sondagens de balão cativo e processados pelo método de balanço da camada limite são comparados com dados de torre micrometeorológica processados através do método de covariância de vórtices

Pode-se observar de forma mais clara, para as sondagens de balão cativo, a elevação da altura de convergência dos perfis de temperatura atmosférica em função dos horários das medições, o que demonstra o efeito da transmissão de calor na porção da atmosfera mais próxima da superfície.

Tal fato concorda com as observações encontradas em trabalhos da literatura (ACEVEDO e FITZJARRALD, 2001; ACEVEDO et al., 2004), segundo as quais a camada limite noturna cresce ao longo da noite,

Apesar disso, os fluxos de calor sensível diminuem ao longo do tempo em relação às alturas consideradas para os intervalos. A ocorrência de tal fato, enquanto a camada de acumulação aumenta, permite inferir que a intensidade do resfriamento diminui, ocorrendo então um aumento da estabilidade das condições atmosféricas.

Em outra comparação, os fluxos obtidos através dos perfis atmosféricos possuem intensidade menor em relação aos obtidos das medidas da torre. Tal fato parece ocorrer por conta da falta de consideração, na abordagem de balanço da camada limite, das medidas relacionadas ao fluxo de calor derivado do resfriamento radiativo a partir da absorção de calor pela superfície do solo, conclusão semelhante à de Silva (2005) e outros autores por este citados.

A diferença entre os fluxos é mostrada em razão dos intervalos de tempo das sondagens no gráfico da Figura 5.5. É possível observar, também, que a diferença entre as medições aumenta no decorrer da noite.

Levando em conta a consideração de Sun et al. (2003), de que a divergência do fluxo radiativo aumenta com a estabilidade, é possível concluir, em razão da observação anterior, que a contribuição do resfriamento radiativo para os totais do fluxo de calor sensível aumenta de forma progressiva no mesmo período.

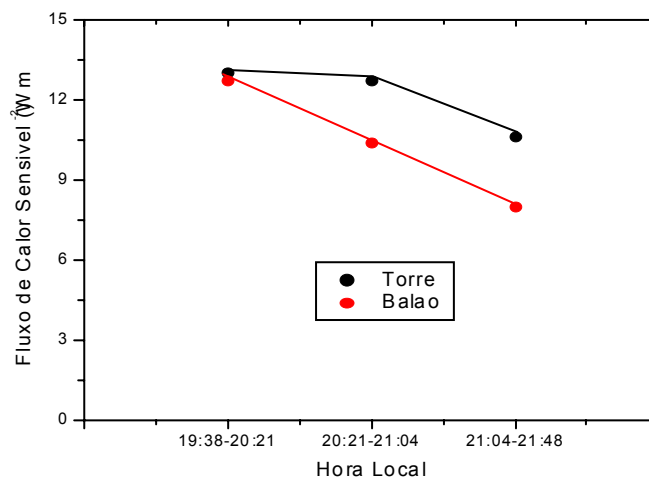


Figura 5.5 – Comparação dos valores dos fluxos de calor sensível, obtidos nos horários medidos, com torre micrometeorológica e balão cativo.

Considerando que as condições de medição dos fluxos são apropriadas para a utilização do método de covariância de vórtices, as diferenças encontradas revelam que a consideração da advecção vertical da temperatura, somente, no método de balanço da camada limite induz a erros na estimativa dos fluxos turbulentos.

5.2. Fluxos de calor Latente (LE)

Os fluxos de calor latente para o método de balanço da camada limite são obtidos de forma análoga à utilizada para a estimativa dos fluxos de calor sensível, descrita no item anterior, e também são validados considerando as estimativas obtidas através do método de covariância de vórtices.

5.2.1. Perfis da Razão de Mistura

Da mesma forma em relação à consideração da temperatura, também são obtidos perfis atmosféricos para a avaliação da variação da umidade específica ao longo da altura de medição. Entretanto, tal propriedade não foi obtida diretamente a partir dos dados armazenados pela instrumentação do balão, mas sim calculada a partir de método específico descrito nas páginas 42 e 43.

A Figura 5.6 mostra as medições realizadas nos períodos válidos. Na avaliação do período descrito como intervalo 2 (entre 20:21 e 21:04), não foi encontrada convergência que tornasse tais dados significativos para a utilização na análise dos fluxos de calor latente.

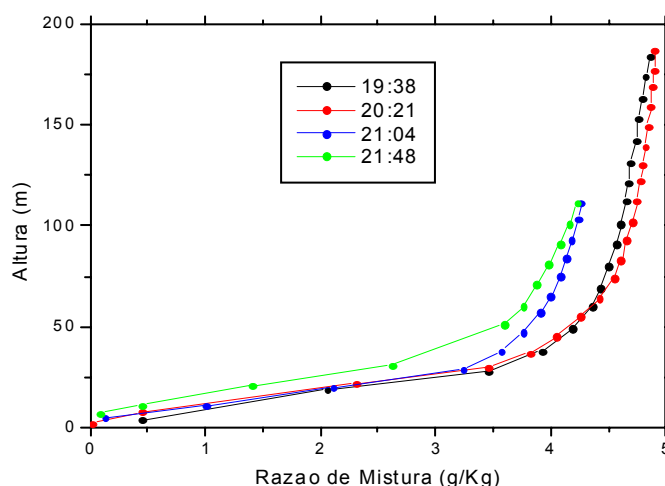


Figura 5.6 – Perfis de razão de mistura das medições realizadas.

É possível perceber, a partir da observação do gráfico, que a umidade específica tende a diminuir com o progresso da noite.

Da mesma forma que na avaliação dos fluxos de calor sensível, é possível acompanhar os perfis de umidade específica a cada dois instantes de tempo, o que permite observar de forma mais detida o progresso do transporte de vapor d'água na camada superficial da atmosfera.

5.2.2. Avaliação das medições nos intervalos

O intervalo entre 19:38 e 20:21 é representado na Figura 5.7. Para essa avaliação, o ponto de convergência dos perfis se situa a 65 metros de altura a partir da superfície.

Ocorre na região superior à seta uma leve inversão em relação aos valores dos perfis, em que o fluxo de calor latente se processa de forma contrária, ou seja, a região superior parece “ganhar” umidade específica em contraponto à inferior.

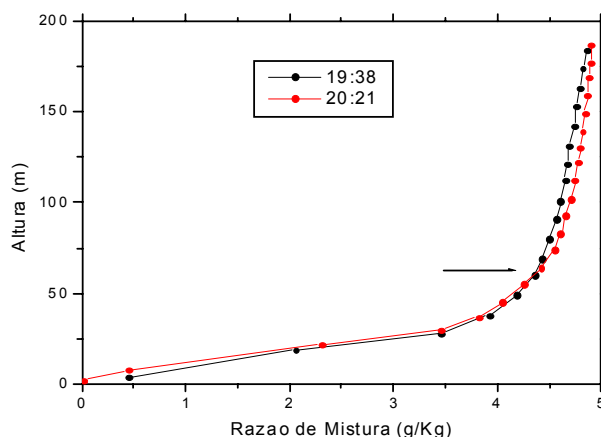


Figura 5.7 – Perfis para o calculo do fluxo no Intervalo 1.
A seta indica a altura de convergência.

A Figura 5.8 exhibe os perfis atmosféricos de umidade específica obtidos para o intervalo que começa às 21:04 e termina às 21:48 do dia selecionado para as medições. É possível verificar o acréscimo na altura do ponto de convergência dos perfis, que se situa agora a uma altura de 111 metros a partir do solo.

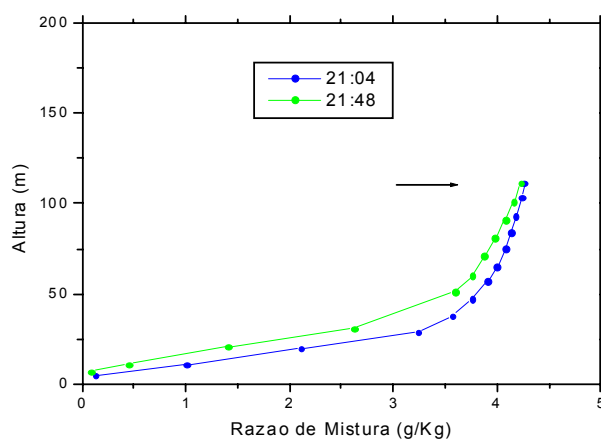


Figura 5.8 – Perfis para o calculo do fluxo no Intervalo 3.
A seta indica a altura de convergência.

Tal resultado permite inferir que a camada superficial em regime estável se expande progressivamente em altura ao longo da noite. Isso concorda, da mesma forma que no caso dos fluxos de calor sensível, com os resultados encontrados em vários trabalhos anteriores.

Apesar de o decréscimo de umidade parecer mais significativo no segundo intervalo, o fluxo de calor latente é mais significativo no primeiro, onde os valores são comparativamente maiores.

5.2.3. Comparação das medições

A Tabela 5.2 demonstra os resultados obtidos para os fluxos de calor latente para as sondagens consideradas válidas neste estudo.

Intervalo	Δt (seg)	h (m)	Balão (W / m^2)	Torre (W / m^2)
19:38-20:21	2580	65	6,87	7,52
21:04-21:48	2640	111	3,65	4,76

Tabela 5.2 – Fluxos de calor latente obtidos nos intervalos medidos.

As informações encontradas a partir da observação dos gráficos dos perfis atmosféricos de umidade específica são agora exibidas de forma bastante objetiva. A Figura 5.9 mostra a tendência dos valores dos fluxos turbulentos de calor latente, quanto ao método de estimativa.

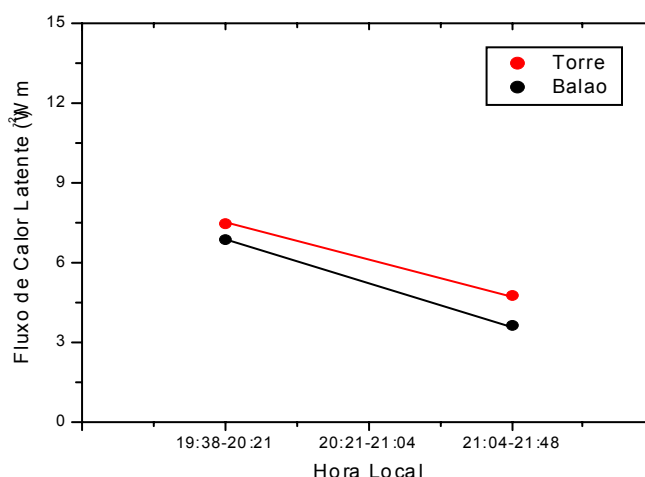


Figura 5.9 – Comparação dos valores dos fluxos de calor latente obtidos nos horários medidos, com torre micrometeorológica e balão cativo.

É possível observar que o método de balanço da camada limite também subestima, embora menos significativamente, os fluxos turbulentos de calor latente.

A proporção com que varia a diferença entre os fluxos obtidos da torre e do balão também é menor, em comparação com os resultados obtidos das medições dos fluxos de calor sensível.

É possível que a influência do resfriamento radiativo e da advecção horizontal seja menor no caso do fluxo de calor latente. Acevedo e Fitzjarrald (2001) revelam que ocorre um salto nos valores de umidade específica na transição do entardecer para o início da noite. Nas medições realizadas, é provável que o grande salto já tenha ocorrido, e a concentração de vapor d'água na camada limite superficial esteja apenas se estabilizando no domínio.

Entretanto, a causa provável das diferenças entre os fluxos medidos com torre micrometeorológica e balão cativo seja a localização estacionária do sensor da torre. Esse sensor fica a uma baixa distância da superfície onde os fluxos são mais significativos, fazendo medições em todo o intervalo de tempo.

O sensor do balão, por sua vez, sobe e desce cobrindo todo o domínio da camada nos instantes inicial e final e final do intervalo, mas não realiza a amostragem de tempos intermediários.

Este trabalho teve como objetivo principal avaliar o desempenho da utilização do método de balanço da camada limite a partir de medições com balão cativo na estimativa de fluxos turbulentos superficiais em regime estável.

Dados os resultados encontrados e feito o diagnóstico das possíveis causas, pode-se inferir que tal objetivo foi atingido, na medida em que fica possibilitada a sugestão de diretrizes para o aperfeiçoamento das medições para o processamento com o método do balanço da camada limite.

Em primeiro lugar, as hipóteses utilizadas para avaliar os fluxos turbulentos através do método de balanço da camada limite não reconstituem de forma adequada os fenômenos que realmente acontecem durante as medições.

A desconsideração do resfriamento radiativo nas sondagens de balão cativo influi significativamente no grau de diferenciação dos fluxos resultantes em relação aos fluxos obtidos via método de correlação de vórtices a partir dos dados da torre micrometeorológica.

Outra consideração importante trata da dinâmica de amostragem dos dados pelo balão para utilização no método de balanço da camada limite. São feitas duas sondagens para o intervalo no qual se deseja medir os fluxos: no instante inicial e no instante final do intervalo.

Em contraste, a torre micrometeorológica realiza a amostragem dos dados ao longo de todo o intervalo através de seus sensores de resposta rápida, o que assegura um acompanhamento permanente das propriedades físicas da atmosfera.

Em terceiro lugar, a posição estacionária dos sensores da torre, cerca de 15 metros do solo, assegura que sejam melhor captadas as trocas de energia que se dão próximo à superfície do solo. Com instrumentação adequada, é possível mesmo registrar as trocas na interface entre o solo e a atmosfera.

Em contraste, o balão mantém-se elevado a alturas mais distantes do solo em boa parte do tempo durante a amostragem dos dados atmosféricos. Colabora também para isso a dinâmica de amostragem do balão cativo, cujas coletas de dados são realizadas em intervalos significativamente longos.

A realização de amostragens mais intensivas da atmosfera ao longo de uma altura equivalente à da camada limite superficial pode trazer melhores resultados.

Sun et al. (2003) utilizaram uma torre micrometeorológica com 8 níveis de medição para o fluxo de calor sensível entre 2 e 48 metros e 2 níveis de medição para o fluxo radiativo (2 metros e 60 metros). Tais recursos permitiram realizar uma amostragem intensiva da atmosfera e tratar posteriormente os dados de forma que pudessem utilizá-los de forma relevante.

Ao mesmo tempo, os sensores utilizados permitiram capturar o fluxo radiativo de forma significativa, já que pelo menos um deles estava em nível suficientemente próximo para 'perceber' a influência da interface da atmosfera com a superfície do solo e mostrar sua influência no fenômeno em questão.

A configuração do equipamento utilizado no experimento dos referidos autores permitiu um alcance considerável tendo-se em vista os episódios de estabilidade mais significativa da atmosfera noturna. Apesar disso, para realizar experimentos considerando estágios de transição é importante que haja a cobertura de uma altura maior pela instrumentação utilizada.

Nesse caso, a utilização do balão cativo é fundamental em condições onde o conjunto de equipamentos necessário para instalar um sistema fixo de amostragem freqüente dos dados atmosféricos em grandes alturas teria um custo proibitivo.

Tendo isso em vista, uma solução intermediária para acrescentar significância às medições dos fluxos turbulentos na camada limite superficial em condições estáveis seria aumentar a frequência das sondagens com balão cativo, de modo a melhorar o desempenho da amostragem dos dados atmosféricos.

Tal solução incluiria a utilização de sensores de radiação embarcados na instrumentação do balão cativo, o que aliado à maior frequência das sondagens permitiria melhorar a significância dos fluxos turbulentos estimados, através da inclusão da consideração dos fluxos de radiação na equação de balanço.

Utilizar dois ou mais equipamentos desse tipo em locais diferentes traria ainda a possibilidade de utilizar a equação de balanço considerando a advecção horizontal, o que traria grandes chances de concluir o fechamento do balanço de energia na camada superficial da atmosfera.

Em suma, as condições fundamentais para encaminhar o sucesso da adoção do método do balanço da camada limite são:

- Amostragem freqüente do(s) local (is) de medição;
- Amostragem em locais significativamente próximos da superfície do solo;
- Medição da radiação ao longo do domínio da camada limite superficial
- Medição em duas ou mais coordenadas espaciais diferentes.

É necessário então aperfeiçoar a sistemática de amostragem dos dados atmosféricos com base nessas diretrizes para melhorar a representatividade das estimativas dos fluxos turbulentos, principalmente em condições noturnas, esforço que pode ser empreendido por vários trabalhos futuros.

BIBLIOGRAFIA

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. The Early Evening Surface-Layer Transition: Temporal and Spatial Variability. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 58, nº 17, p. 2650-2667, 2001.

ACEVEDO, O. C. Interação Superfície-Atmosfera. **Revista Ciência & Natura**, Santa Maria/RS, I Escola de Inverno de Física, p. 89-106, 2003.

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the Core of the Night: Effects of Intermittent Mixing on a Horizontally Heterogeneous Surface. **Boundary Layer Meteorology**, v. 106, p. 1-33, 2003.

ACEVEDO, O. C. ; MORAES, O. L. L. ; DA SILVA, R. ; FITZJARRALD, D. R. ; SAKAI, R. K. ; STAEBLER, R. M. ; CZIKOWSKY, M. J. Inferring nocturnal surface fluxes from vertical profiles of scalars in an Amazon pasture. **Global Change Biology**, v. 10, p. 886-894, 2004.

ACEVEDO, O. C. ; MORAES, O. L. L. ; DEGRAZIA, G. A. ; MEDEIROS, L. E. Intermittency and the Exchange of Scalars in the Nocturnal Surface Layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 119, p. 41-55, 2006.

CARVALHO, J. C. ; ACEVEDO, O. C. ; FERRO, M. ; MORCELLI, L. *Análise dos Dados de Balão Piloto obtidos nos experimentos de Candiota*. In: MORAES, O. L. L., et al. (Editores) **Air Pollution and Acid Rain: The Candiota Program**. São Paulo: Editora FAPESP, 1996

CAMPBELL SCIENTIFIC, INC. **Eddy Covariance System – Instruction manual – Rev. 7/98**. Logan, Utah: 1998.

FITZJARRALD, D. R. Boundary Layer Budgeting. In: KABAT, P. ; CLAUSSEN, M. ; DIRMEYER, P. A. ; GASH, J. H. C. ; DE GUENINI, L. B. ; MEYBECK, M. ; PIELKE, R. A. ; VOROSMAARTY, C. ; HUTJES, R. W. A. ; LUTCKEMEYER, S. **Vegetation, water, Humans and climate. A new perspective on the interactive system**. Berlin: Springer-Verlag, 2004.

KARAM, H. ; OLIVEIRA, A. P. ; SOARES, J. ; CARVALHO, J. C. ; MORAES, O. L. L. ; DEGRAZIA, G. A. ; BORNSTEIN, R. D. *Simulação numérica da CLP em Candiota através de um modelo de mesoescala*. In: MORAES, O. L. L., et al. (Editores) **Air Pollution and Acid Rain: The Candiota Program**. São Paulo: Editora FAPESP, 1996.

MAHRT, L., et al. Nocturnal Boundary Layer Regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, p. 255–278, 1998.

MAHRT, L. Stratified Atmospheric Boundary Layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 90, p. 375–396, 1999.

MORAES, O. L. L. ; OLIVEIRA, A. P. ; CAETANO NETO, E. S. ; DEGRAZIA, G. A. (Editores) **Air Pollution and Acid Rain: The Candiota Program**. São Paulo: Editora FAPESP, 1996.

MORAES, O. L. L.; ACEVEDO, O. C. *Fluxos turbulentos na atmosfera*. In: MOREIRA, D. M.; CARVALHO, J. C.; VILHENA, M. T., (Organizadores). **Tópicos em turbulência e modelagem da dispersão de poluentes na camada limite planetária**. Porto Alegre: Editora da UFRGS: 2005

MORAES, O. L. L. Turbulence Characteristics in the Surface of the South-American Pampa. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 96, p. 317-335. Amsterdam: Kluwer Academic Publishers, 2000.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates, 2nd Edition**. London: Routledge, 1987.

SUN, J. ; BURNS, S. P. ; DELANY, A. C. ; ONCLEY, S. P. ; HORST, T. W. ; LENSCHOW, D. H. Heat Balance in the Nocturnal Boundary Layer during CASES-99. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, nº 11, p. 1649-1666. American Meteorological Society, 2003.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary-Layer Meteorology**. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press, 1988.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2001.