



BALANÇO DE ENERGIA NA CAMADA LIMITE  
SUPERFICIAL SOBRE O PANTANAL SUL MATO-  
GROSSENSE - ESTAÇÃO SECA

Rafael Le Masson de Souza

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho  
Edson Pereira Marques Filho

Rio de Janeiro

Abril de 2011

BALANÇO DE ENERGIA NA CAMADA LIMITE  
SUPERFICIAL SOBRE O PANTANAL SUL MATO-  
GROSSENSE - ESTAÇÃO SECA

Rafael Le Masson de Souza

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

---

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph. D.

---

Prof. Edson Pereira Marques Filho, D. Sc.

---

Prof. Leonardo Deane de Abreu Sá, D. Sc.

---

Prof. Hugo Abi Karam, D. Sc.

---

Prof. José Paulo Soares de Azevedo, Ph. D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL  
ABRIL DE 2011

Souza, Rafael Le Masson de

Balanço de Energia na Camada Limite Superficial sobre o Pantanal Sul Mato-Grossense - Estação Seca / Rafael Le Masson de Souza. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2011.

X, 121 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Edson Pereira Marques Filho

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2011.

Referências Bibliográficas: p. 113-121.

1. Balanço de energia. 2. Micrometeorologia. 3. Teoria de similaridade. 4. Pantanal. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título

Ao povo pantaneiro

## AGRADECIMENTOS

Inicialmente, agradeço as instituições que viabilizaram este estudo, sobretudo ao Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia - COPPE através do Programa de Engenharia Civil (PEC) – Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente e secretaria acadêmica do PEC e ao Instituto de Geociências através do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) - Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem (LABMIM), pela oportunidade de aprendizado e desenvolvimento.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de mestrado que resultou em um grande estímulo.

Ao projeto MCT/FINEP/CNPq/CT-HIDRO - Bacias Representativas 04/2005, ao projeto CT-HIDRO 037/2006– CNPq (2006-2010) Curso de Extensão em Hidrometria e ao projeto FAPERJ Edital 014/2010 (2010-2012) – Centro de Referência em Modelagem Ambiental Aplicado à Gestão de Bacias Hidrográficas Rurais e Urbanas – Apoio às instituições de pesquisa sediadas no estado do Rio de Janeiro, pelo suporte de infraestrutura e financeiro que permitiu o adequado desenvolvimento desta pesquisa.

Dedico agradecimento especial ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e à Universidade Federal do Mato-Grosso do Sul (UFMS).

Agradeço especialmente aos membros da banca examinadora por aceitarem o convite e o compromisso de avaliar e criticar o trabalho, o que permitiu gerar a presente versão do trabalho.

Expresso aqui o meu sentimento de agradecimento a todas as pessoas envolvidas do projeto IPE: alunos, professores, técnicos e pesquisadores. Acrescento ainda o companheirismo dos colegas de laboratório, Rodrigo Matola e Francisco Mesquita, que foi fundamental para desenvolver um ambiente saudável e produtivo, já que eles também eram estudantes de pós-graduação, isso gerou discussões saudáveis com a finalidade de melhorar nossas metodologias e documentação dos nossos resultados, como por exemplo, a parte estética na apresentação visual dos gráficos.

O papel do orientador acadêmico é imprescindível na produção de um trabalho como o de mestrado. Tem que ser rígido o suficiente para sustentar a formalidade e complexidade da linha de pesquisa que o aluno se propõe a fazer, porém flexível o suficiente para entender as adversidades e metamorfoses, que acredito serem

processos naturais comuns a todos os estudantes, e assim instigar todo o seu potencial. Ao longo do curso tive a sorte e o grande prazer de trabalhar com duas pessoas fantásticas, cada um ao seu modo, que são meus orientadores Professores Otto Corrêa Rotunno Filho e Prof. Edson Pereira Marques Filho.

Conheci o Prof. Edson no final da graduação, quando entrou para o corpo docente do Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências da UFRJ, ocasião em que orientou minha monografia. A partir de então houve a proposta para que eu continuasse estudando e fizesse uma pesquisa de mestrado com o foco no Pantanal. Assim, disponibilizou-me os sinais ambientais coletados pelo INPE e pela UFMS para estimar o balanço de energia na camada limite. Foram incontáveis aulas de MATLAB, com todo o suporte e atenção. Além de um microcomputador em um laboratório com máquina de café e rede, me incentivou nos momentos de maiores dificuldades.

Conheci o Prof. Otto no processo de seleção do mestrado, mais especificamente na entrevista. Através de suas perguntas percebi logo seu perfil multidisciplinar e dinâmico. Estas características foram de grande valor ao longo do curso na COPPE. Disponibilizou-me recursos para apresentar resultados preliminares desta dissertação, no 2º GeoPantanal em 2009, Corumbá-MS. O prof. Otto foi um grande amigo.

Agradeço muito a minha família e amigos por compreenderem minha ausência nos momentos sociais, em virtude do trabalho. Especialmente agradeço à minha mãe cujo apoio foi fundamental em todo o período dedicado a minha vida acadêmica, seja na graduação e no mestrado. Tive todo o apoio logístico dela, que foi extremamente necessário para que eu pudesse me dedicar integralmente à dissertação.

Em alguns momentos precisamos de incentivo para continuar com nossos objetivos, agradeço a todas as pessoas envolvidas direta e indiretamente para o desenvolvimento deste trabalho.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.)

BALANÇO DE ENERGIA NA CAMADA LIMITE  
SUPERFICIAL SOBRE O PANTANAL SUL MATO-  
GROSSENSE - ESTAÇÃO SECA

Rafael Le Masson de Souza

Abril/2011

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Edson Marques Pereira Filho

Programa: Engenharia Civil

Estimativas de balanço de energia em superfície representam um desafio científico-tecnológico com aplicações na área de gestão de recursos hídricos e de estudos atmosféricos. Determinar os componentes do balanço de energia requer campanhas de campo com amostragens *in situ* a partir da instalação de torres micrometeorológicas. Esta dissertação concentrou-se em caracterizar o balanço de energia na superfície acima da camada limite a partir de dados da campanha IPE-2, obtidos no âmbito de campanhas experimentais intensivas (IPE) conduzidas no Pantanal sul mato-grossense pelo INPE e pela UFMS, que foram representativos das condições do clima da estação seca nessa região. O Pantanal constitui-se em ecossistema de reconhecida importância ambiental, situado a jusante da bacia do rio Cuiabá, carente de estudos sobre o tempo, clima e, sobretudo, os microclimas. Sinais turbulentos de alta frequência temporal e também sinais convencionais de baixa frequência para o Pantanal foram, então, cuidadosamente estudados para estimar o balanço de energia na estação seca. O fluxo de calor sensível foi calculado pelo método das correlações turbulentas, enquanto o fluxo de calor latente foi estimado a partir do método da razão de Bowen modificado. Os resultados indicam que o balanço de energia mostra um ciclo diurno bem definido, com predominância de calor latente sobre o calor sensível. Adicionalmente, evidencia-se que o termo de calor latente está associado à alta disponibilidade de umidade no ar, assim como uma elevada taxa de evapotranspiração potencial média mensal.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M. Sc.)

ENERGY BUDGET ON SUPERFICIAL BOUNDARY LAYER  
OVER MATO GROSSO DO SUL PANTANAL WETLAND –  
DRY SEASON

Rafael Le Masson de Souza

April/2011

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Edson Marques Pereira Filho

Department: Civil Engineering

Estimates of the surface energy budget are a scientific-technological challenge with applications in the management of water resources and in atmospheric studies. The estimation of the components of energy balance require field campaigns with *in situ* sampling collected through the installation of micrometeorological towers. This dissertation focused on characterizing the surface energy balance above the surface boundary layer from the campaign data IPE-2, obtained under intensive experimental field work (IPE) in Pantanal of Mato Grosso do Sul by INPE and UFMS, which were representative of the climate conditions of the dry season in this region. The Pantanal wetland is a recognized environmental ecosystem, which is situated downstream of the Cuiabá river basin, with few studies on weather, climate and particularly microclimates. Turbulent signals of high frequency and also standard low frequencies of Pantanal wetland were then carefully studied to estimate the surface energy budget during the dry season. The sensible heat flux was calculated using the eddy correlation method and the latent heat flux was estimated by the modified Bowen ratio method. The results indicate that the terms of the energy balance shows a well defined diurnal cycle, highlighting the latent heat as the major component with respect to the sensible heat. In addition, it was identified that the latent heat term corresponds to high moisture volume available in the air, as well as a high rate of average monthly potential evapotranspiration.

# SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1</b> .....	1
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	6
1.3 ESTRUTURA DO TEXTO.....	7
<b>CAPÍTULO 2</b> .....	9
2.1 ATMOSFERA TERRESTRE .....	10
2.2 TERMODINÂMICA NA ATMOSFERA .....	13
2.2.1 CONCEITUAÇÃO BÁSICA .....	13
2.2.2 PRIMEIRA LEI DA TERMODINÂMICA – AR SECO .....	16
2.2.3 SEGUNDA LEI DA TERMODINÂMICA.....	19
TERMODINÂMICA DO AR ÚMIDO: O VAPOR DE ÁGUA NA ATMOSFERA .....	20
UMIDADE ESPECÍFICA .....	21
UMIDADE RELATIVA .....	22
TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL .....	22
2.3 ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA .....	23
2.3.1 FORÇA DE EMPUXO .....	23
2.3.2 ESTABILIDADE LOCAL E NÃO-LOCAL.....	25
2.4 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA .....	30
2.4 TEORIA DE SIMILARIDADE .....	37
TEOREMA PI-BUCKINGHAM .....	38
TEORIA DE SIMILARIDADE DE MONIN-Obukhov .....	41
TEORIA DE SIMILARIDADE LOCAL .....	48
TEORIA DE SIMILARIDADE DE CONVECÇÃO LIVRE-LOCAL.....	49
TEORIA DE SIMILARIDADE DA CAMADA DE MISTURA.....	49
2.4 BALANÇO DE ENERGIA.....	51
RAZÃO DE BOWEN .....	54

RADIAÇÃO LÍQUIDA.....	55
FLUXO DE CALOR NO SOLO .....	59
<b>CAPÍTULO 3</b> .....	60
MÉDIA DE REYNOLDS.....	67
PICOS ESPÚRIOS NOS SINAIS ( <i>SPIKES</i> ) .....	72
FALTA DE RESOLUÇÃO NA SÉRIE TEMPORAL.....	74
ESTACIONARIEDADE .....	78
<b>CAPÍTULO 4</b> .....	80
4.1 PANTANAL .....	80
4.2 PROJETO INTERDISCIPLINAR DO PANTANAL .....	81
<b>CAPÍTULO 5</b> .....	87
5.1 CARACTERÍSTICAS EXPERIMENTAIS .....	88
5.2 VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS .....	89
TEMPERATURA.....	89
UMIDADE .....	91
VENTO.....	92
5.3 SONDAGEM ATMOSFÉRICA .....	92
5.4 BALANÇO DE ENERGIA PELO MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN.....	97
5.5 MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN MODIFICADO .....	100
FLUXO DE CALOR SENSÍVEL .....	100
FLUXO DE CALOR LATENTE .....	102
5.6 BALANÇO DE ENERGIA.....	103
<b>CAPÍTULO 6</b> .....	109
6.1 CONCLUSÕES.....	109
6.2 RECOMENDAÇÕES.....	112
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	113

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

### 1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Considerado patrimônio nacional<sup>1</sup> e reserva da biosfera<sup>2</sup>, o Pantanal é a maior planície inundável do planeta e abriga um ecossistema de inestimável valor. Localizado no centro da América do Sul, o Pantanal está incluído na planície contínua de inundação da bacia do Alto Paraguai, que ocupa 361.666 km<sup>2</sup>. Seu território tem aproximadamente 160.000 km<sup>2</sup> divididos entre Paraguai, Bolívia e Brasil (VILA da SILVA e ABDON, 1998; JUNK e CUNHA, 2005; ABDON e VILA da SILVA, 2006). O território brasileiro ocupa cerca de 40% dessa bacia. O Pantanal brasileiro está dividido entre 7 municípios do estado do Mato Grosso (35%) e 9 municípios do estado do Mato Grosso do Sul (65%) (VILA da SILVA e ABDON, 1998).

Com clima sub-úmido tropical, Aw na classificação de Köppen, a região apresenta características de continentalidade e contraste entre as estações seca e chuvosa. A temperatura média é de aproximadamente 25°C, com máxima de 34° e mínima de 15°C, valores aproximados em média anuais a partir das normais climatológicas (1961-1990). Temperaturas extremas mínimas, como 0°C, podem ser atingidas por influência de fenômenos atmosféricos como a friagem, que é a passagem, pelo continente, de uma frente fria, constituída de massa de ar polar que percorre as bacias da Prata e do Paraguai em direção à Amazônia (MAGALHÃES, 1992; MORAES *et al.*, 2000; ANA, 2006).

A sazonalidade do regime hidrológico no Pantanal é marcada por períodos de inundações e secas, que variam anualmente em decorrência da intensidade e duração das precipitações (GARCIA e CASTRO, 1986; RAO *et al.*, 1996), da pobre infiltração, e da baixa declividade do terreno (SILVA *et al.*, 2000; ASSINE e SOARES, 2004).

O verão, marcado pelo início das chuvas, começa em outubro e estende-se até março. Temperaturas elevadas são amenizadas pelas pancadas de chuva. A partir do mês de março, o nível das águas baixa até que fique restrita aos leitos dos rios e lagoas, em constante contato com o lençol freático. Já o inverno é caracterizado pela estação seca, com chuvas escassas no período de abril a setembro. O ciclo

---

<sup>1</sup> Constituição da República Federativa do Brasil de 1988 (Art. 225, § 4°).

<sup>2</sup> Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (UNESCO, 2000).

hidrológico pode ser dividido em quatro padrões distintos: enchente, cheia, vazante e seca (GARCIA, 1984; MAGALHÃES, 1992).

A precipitação anual média é de aproximadamente 1.900 mm nas regiões de cabeceira e diminui em direção às áreas de inundação próximas às regiões urbanas de Cuiabá e Várzea Grande para cerca de 1.400 mm, com 1.250 mm na planície do norte. A inundação da planície pantaneira não ocorre de maneira uniforme, porque a vegetação associada à baixa declividade da planície e à pobre drenagem do solo cria uma rugosidade hidráulica, além da não uniformidade da intensidade e duração da precipitação ao longo da extensa planície (GARCIA e CASTRO, 1986; MAGALHÃES, 1992; RAO *et al.*, 1996; ASSINE e SOARES, 2004; ANA, 2006; GIRARD *et al.*, 2010).

O Pantanal apresenta vegetação em mosaico, com regiões onde predominam vegetação baixa como gramíneas e outras com árvores de grande porte de mais de 20 metros de altura. Cinco regiões fitoecológicas podem ser identificadas: savana (cerrado), savana estépica (chaco), floresta estacional decidual, floresta estacional semidecidual e floresta amazônica (MAGALHÃES, 1992; SILVA *et al.*, 2000; MORAES *et al.*, 2000; ABDON e VILA da SILVA, 2006).

Ao longo dos últimos três séculos, essa região manteve suas características culturais e ambientais praticamente intactas, provavelmente graças a grande distância dos centros urbanos, ao difícil acesso a suas várias sub-regiões, a baixa densidade demográfica e ao tipo de atividade econômica desenvolvida. A riqueza única dessa região provém de seus recursos naturais (MORAES *et al.*, 2000; JUNK e CUNHA, 2005). O clima, o regime hidrológico, o folclore, a filosofia de vida e as práticas econômicas presentes no Pantanal refletem, através de seus ocupantes, o povo pantaneiro, uma cultura única desenvolvida ao longo do tempo pelo constante contato com a natureza e com as nações indígenas do Brasil, do Paraguai e da Bolívia (GARCIA e CASTRO, 1986; MAGALHÃES, 1992).

O ritmo imposto pelas condições sazonais do clima influencia diretamente as atividades econômicas dessa região. A principal delas é a pecuária de corte, seguida pelo turismo, pesca esportiva e mineração (MORAES *et al.*, 2000).

De certa forma, a criação de gado, explorada com pastagem nativa e em sistema extensivo, manteve o desenvolvimento sustentável e ajudou na preservação do bioma do Pantanal. Atualmente, o aumento populacional e a crescente demanda por alimentos têm provocado a expansão do desmatamento (MORAES *et al.*, 2000; JUNK e CUNHA, 2005). Dentre as conseqüências negativas dessa prática, destacam-se a poluição do lençol freático pelos resíduos de fertilizantes e defensivos agrícolas e

a aceleração do processo de sedimentação dos leques aluviais no Pantanal (ASSINE e SOARES, 2004; LIBOS, 2002; LIBOS, 2008; ASSINE e SILVA, 2009).

Na zona de transição, entre os biomas Cerrado e Amazônia, nas cabeceiras do rio Xingu no estado do Mato Grosso, por exemplo, a ocupação já chega à metade das áreas originalmente florestais, e os impactos decorrentes, ainda que não sejam adequadamente quantificados, são fontes de preocupação (TEIXEIRA e SOARES-FILHO, 2009). A construção de barragens para implantação de usinas hidrelétricas também preocupam (ZEILHOFER e MOURA, 2009).

A substituição de áreas florestadas, em função da expansão da agricultura local e crescimento industrial, causam mudanças rápidas e intensas na cobertura do solo e, conseqüentemente, conduzem a alterações nos processos radiativos e energéticos. Esses impactos afetam o regime de cheias e alagamentos, a freqüência e a distribuição das chuvas, as condições tempo e do clima, com graves conseqüências sobre os recursos naturais do Pantanal (OLSON *et al.*, 1998; ZEILHOFER e MOURA, 2009).

O balanço de energia, em uma superfície ideal, é definido como o equilíbrio entre a energia disponível e os fluxos de calor sensível e latente. A energia disponível é o resultado da radiação líquida, composta pelo balanço da radiação solar e terrestre, tanto em ondas curtas como em ondas longas, e pelo fluxo de calor do solo, que é resultado da interação da atmosfera com o meio sub-superficial (OKE, 1987; ARYA 2001).

Um dos maiores problemas da física atmosférica é a determinação do balanço de energia (ARYA, 2005). Esse problema só pode ser solucionado com medidas diretas dos fluxos turbulentos na camada limite superficial (CLS), onde a energia radiativa é convertida em calor (STULL, 1988; GARRAT, 1992; DRUILHET e DURAND, 1997; ARYA 2001). A simulação numérica do tempo requer essas condições de fronteira, como transferência de quantidade de energia, de movimento e de massa, em uma escala espacial compatível com o tamanho da grade ou malha. Além disso, podem ser consideradas, na simulação, substâncias químicas transferidas da biosfera para a atmosfera. Esses elementos desempenham papel importante no balanço de radiação (OKE, 1987; DRUILHET e DURAND, 1997).

Há ainda muitas dificuldades de se obter registros ambientais *in situ* no Brasil. Citam-se a grande extensão territorial, elevado custo de instalação e manutenção dos equipamentos e, principalmente, a questão logística de acesso aos sítios

experimentais, que inviabilizam a representação espacial e temporal do ciclo hidrometeorológico (TUCCI *et al.*, 1995; NICACIO, 2008).

No Brasil, complementarmente, o sensoriamento remoto recebe atenção crescente ao longo das últimas décadas. Em PAIVA (2005), por exemplo, explora-se o uso de imagens do sensor AVHRR e dados coletados em campo para estudo do balanço de energia em um campo de trigo (Londrina-Paraná) e em um campo de soja (Dourados - Mato Grosso do Sul).

Adicionalmente, NICACIO (2008) ressalta a necessidade de metodologias alternativas que possibilitem a obtenção de parâmetros importantes da superfície. Nesse trabalho, estimou-se, através de imagens geradas por sensoriamento remoto do tipo Landsat e Modis, o balanço de energia, os fluxos de calor, dentre outros parâmetros de superfície, para a bacia do rio São Francisco. As estimativas foram, então, comparadas com medidas *in situ* realizadas na estação de Petrolina/Juazeiro. As imagens geradas por esse sistema alimentam modelos hidrológicos, com informações relevantes acerca dos processos físicos em bacias hidrográficas. Possibilitam estimativas dos fluxos de calor sensível e latente, que podem oferecer subsídios em modelagem numérica espaço-temporal aplicada à gestão de recursos hídricos tanto em quantidade como em qualidade (LIBOS, 2008; NICACIO 2008).

Destaca-se aqui que, mesmo com o uso de métodos alternativos, a obtenção dos dados *in situ* e sua correspondente análise é fundamental. A interação do escoamento atmosférico com a superfície terrestre, além da energia radiativa solar, resulta no fenômeno conhecido como turbulência, que é crucial para a manutenção da biosfera, tempo e clima através da transferência de quantidade de movimento (*momentum*), energia e massa. Sem a turbulência, a transferência dos parâmetros físicos seria comprometida e ocorreria apenas em escala molecular. A micrometeorologia é a área da meteorologia responsável pelo estudo dos processos físicos decorrentes das interações da atmosfera com a superfície terrestre na região denominada camada limite atmosférica (CLA) (PANOFSKY e DUTTON, 1984; OKE, 1987; STULL, 1988; GARRAT, 1992; HARTMAN, 1994; ROERINK *et al.*, 2000; BASTIAANSEN *et al.*, 1998a, 1998b ; ARYA 2001).

Tanto a micrometeorologia quanto a hidrologia necessitam de medidas contínuas e consistentes dos fluxos<sup>3</sup> de calor sensível e latente na superfície (HALLIWELL e ROUSE, 1989). A magnitude desses fluxos indica como a energia

---

<sup>3</sup> Neste trabalho, fluxo é a abreviação de densidade de fluxo, que é o transporte de uma quantidade por unidade de tempo e por unidade de área.

disponível é utilizada nos processos naturais de mudança da fase da água e no aquecimento da atmosfera.

Uma aplicação prática, por exemplo, é na agricultura com irrigação consciente, no que se refere à necessidade hídrica de uma cultura. A quantidade de água requerida pelas plantas para um desenvolvimento adequado pode ser obtida através do conceito da evapotranspiração potencial (FERNANDES, 2006). A evapotranspiração é a soma da quantidade de água evaporada do solo, simultaneamente, com a quantidade de água transpirada pela folhagem.

Por outro lado, efetuar o balanço de energia requer constante aperfeiçoamento científico-tecnológico. Com a melhoria da tecnologia e do sistema de aquisição de dados, o anemômetro sônico é, hoje em dia, por exemplo, considerado instrumento padrão para as medidas do escoamento turbulento na CLA (BARTHLOTT e FIEDLER, 2003; HÖGSTRÖM e SMEDMAN, 2004; MAHRT, 2010), porém essas medidas ambientais ainda são bastante onerosas e, na maioria das vezes, somente grandes programas de pesquisa realizam experimentos com anemômetros sônicos instalados em torres micrometeorológicas.

Das diversas técnicas para as estimativas desses fluxos, o método da covariância dos vórtices turbulentos (*eddy-correlation*) é considerado presentemente o mais indicado, por ser deduzido a partir de medidas ambientais com alta frequência temporal provenientes de equipamentos como o anemômetro sônico (KAIMAL e FINNIGAN, 1994; VICKERS e MAHRT, 1996; DRUILHET e DURAND, 1997; ARYA, 2001).

Do ponto de vista hidrometeorológico, ainda pouco se sabe a respeito do Pantanal (GARCIA, 1984; VILA da SILVA, 1991; POR, 1995; BOLZAN, 1998; MARQUES FILHO, 2000; MORAES *et al.*, 2000; SILVA 2003; MARQUES FILHO *et al.*, 2008).

Sob o ponto de vista de uma abrangência interdisciplinar, com o intuito de descrever os processos físicos envolvidos no ecossistema do Pantanal brasileiro, sobretudo aqueles de interação superfície-atmosfera na camada limite atmosférica (CLA), o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com o apoio da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul (UFMS), e de outras instituições nacionais, realizaram um amplo programa experimental denominado Projeto Interdisciplinar do Pantanal (IPE - *Interdisciplinary Pantanal Experiment*).

Ao todo, foram quatro campanhas que contemplaram a sazonalidade da região (BOLZAN, 2000; SILVA, 2003; ZERI, 2003; DOMINGUES *et al.*, 2004; MARQUES

FILHO *et al.*, 2008). Uma torre de alumínio, equipada com sensores específicos em vários níveis, foi instalada na base experimental do Pantanal (BEP) da UFMS, localizada em Corumbá-MS. No topo da torre, a 24 metros do solo, um anemômetro sônico amostrou, em alta frequência temporal, os componentes do vento e a temperatura (DOMINGUES *et al.*, 2004).

A partir desse referencial acadêmico-científico, conjuntamente com a motivação histórica e descrição sucinta das diretrizes orientadoras da linha de pesquisa perseguida no presente trabalho, elabora-se, para clareza e melhor acompanhamento por parte do leitor, o próximo item contendo o objetivo geral do trabalho. Mais adiante, detalha-se, de forma sintética, o conteúdo de cada um dos capítulos que compõe o documento.

## 1.2 OBJETIVOS

Esta dissertação tem como objetivo geral a estimativa do balanço de energia na superfície (BES) do Pantanal Sul Mato-Grossense, sob o ponto de vista micrometeorológico, em situação representativa para a estação seca, através da energia disponível e dos fluxos de calor sensível e de calor latente, obtidos a partir dos sinais ambientais da terceira campanha IPE denominada IPE-2, realizada em setembro de 1999. O modelo de balanço de energia utilizado, adaptado para as condições do Pantanal, foi proposto por MARQUES FILHO *et al.* (2008).

Mais especificamente, podem-se discriminar os seguintes objetivos específicos:

- Análise da energia disponível – radiação líquida e fluxo de calor no solo

A energia disponível do BES é representada pelo balanço de radiação e pelo fluxo de calor no solo. O balanço de radiação considera os comprimentos de onda curta e longa, no sistema Terra-atmosfera, geralmente coletados por instrumentos chamados saldoradiômetros e piranômetros. O Sol é a fonte primária dos fluxos de radiação de onda curta, que podem ser divididas entre aquelas que são refletidas pela superfície planetária e aquelas que são provenientes a partir da interação com a atmosfera, já que, ao atravessar a atmosfera, a radiação interage com seus constituintes e, assim, sofre espalhamento, reflexão e absorção. Os fluxos radiantes de energia de onda longa são provenientes dos gases constituintes da atmosfera, das nuvens, das lâminas de água (oceanos, lagos, rios), da biosfera, e da superfície planetária. O fluxo de calor no solo representa o transporte de calor no solo pelo

processo de condução molecular e, para solos, pode ser expresso pela lei de Fourier. Em geral, durante o dia, o fluxo de calor no solo indica um transporte de energia da superfície para o interior do solo. Durante a noite, ocorre o inverso.

- Fluxo de calor sensível

Uma característica marcante da camada limite superficial (CLS) é o elevado gradiente vertical de temperatura, cuja intensidade diminui com a altura. O fluxo de calor sensível é resultante da diferença entre a temperatura da superfície e a temperatura da atmosfera adjacente. Na vizinhança imediata da interface superfície-atmosfera, na chamada subcamada molecular, a principal forma de transferência de calor é a condução molecular; acima dessa camada, as trocas de calor são proporcionadas pela turbulência originadas por convecção. Em geral, durante o período diurno, esse fluxo indica um transporte de calor da superfície para a atmosfera, e, à noite, seu sentido é invertido (atmosfera-superfície). O fluxo de calor sensível foi calculado a partir dos dados de alta frequência temporal (16 Hz), obtidos por anemômetro sônico, pelo método direto de correlações turbulentas (*eddy-correlation*), que inclui o tratamento e o controle de qualidade dos sinais pela metodologia proposta por VICKERS e MAHRT (1996) e por MAHRT (1997).

- Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente é resultante dos processos de evapotranspiração e de condensação da água que ocorrem na superfície terrestre continental. A evaporação ocorre sobre superfícies aquáticas, solos úmidos e sobre superfícies vegetadas, sempre que o ar acima estiver mais seco, ou seja, tenha menor umidade específica. Assim, durante o período diurno, o fluxo de calor latente da superfície para atmosfera é positivo. No entanto, durante o período noturno, com o resfriamento radiativo da superfície, a condensação pode ocorrer na forma de orvalho e, então, o fluxo indica um transporte de energia da atmosfera para a superfície. Na estimativa do fluxo de calor latente, foi utilizado o método da razão de Bowen modificado (MBRM), sugerido por LIU e FOKEN (2001), já que, no IPE-2, não foram amostradas flutuações de umidade com alta frequência temporal, essenciais para a estimativa pelo método direto.

### 1.3 ESTRUTURA DO TEXTO

O texto foi organizado em seis capítulos, a começar por este que aborda de forma sucinta a necessidade da obtenção de dados *in situ* na região do Pantanal para

contribuir na parametrização da modelagem numérica da previsão do tempo e clima, na gestão dos recursos hídricos e dar visibilidade a esse importante bioma. Aponta ainda a relativa escassez e limitação de informações existentes até o momento para tão importante região do Brasil.

Os elementos teóricos são apresentados no segundo capítulo, que começa com uma breve descrição da atmosfera terrestre com foco nos aspectos termodinâmicos, no qual se abordam as questões relevantes em relação à umidade na atmosfera, a temperatura potencial virtual e a estabilidade atmosférica. A importância da turbulência nos processos do ciclo diurno na camada limite superficial (CLS) é ressaltada, e, assim, a teoria de similaridade de Monin-Obukhov é introduzida através da análise dimensional, das grandezas relevantes do escoamento atmosférico, pelo teorema  $\pi$  de Vaschy-Buckingham. Na sua parte final, são discutidos os componentes do balanço de energia.

No terceiro capítulo, o documento expõe a metodologia para atender os objetivos desta dissertação. Em particular, são definidas as métricas empregadas para o controle de qualidade dos sinais turbulentos relativos à componente de fluxo de calor sensível no balanço de energia via método das correlações turbulentas. Na seqüência, trata-se do método da razão de Bowen modificado aplicado ao cálculo do fluxo de calor latente. Adicionalmente, abordam-se os termos que permitem o cálculo da energia disponível, ou seja, a radiação líquida e o fluxo de calor no solo.

No quarto capítulo, enfatiza-se a área de estudo da presente pesquisa. É oferecido um quadro detalhado do sítio experimental empregado neste trabalho, incluindo a localização geográfica, identificação da torre meteorológica, descrição e análise das condições do tempo e observações sobre as condicionantes de realização do experimento.

Face ao referencial metodológico construído para atender aos objetivos do trabalho na região de estudo, elaborou-se o Capítulo 5 de forma a apresentar os resultados da pesquisa. Nesse aspecto, procurou-se respeitar a ordem de apresentação dos tópicos elencados no Capítulo 3, o que permite melhor compreensão do tratamento realizado no que concerne aos dados experimentais empregados.

Finalmente, são construídas as conclusões e recomendações do trabalho, procurando-se oferecer uma discussão sobre as inovações e limitações produzidas nesta dissertação com o intuito de gerar a continuidade da linha de pesquisa aqui estudada.

# CAPÍTULO 2

## ELEMENTOS TEÓRICOS

A hidrometeorologia utiliza a mecânica dos fluidos aplicada à atmosfera. Os movimentos obedecem a segunda Lei de Newton, e trocas de calor satisfazem as leis da termodinâmica, além de existirem conservação das massas de ar e de umidade. (DRUILHET e DURAND, 1997; STULL, 2000).

Por outro lado, a atmosfera terrestre é observada como um fluido que gera movimentos complexos chamados de tempo. Inúmeras interações em diversas escalas temporais e espaciais ocorrem a todo tempo e lugar. Por exemplo, as diferenças de temperatura ao longo da superfície terrestre resultam em gradientes de pressão que alimentam os ventos, que, por sua vez, transporta massa (umidade). Essa umidade pode ser evaporada e condensada, o que exige intercâmbio de calor (energia) do sistema atmosférico, ressaltando, dessa forma, as diferenças de temperatura. Esse sistema funciona como um mecanismo regulador de retroalimentação para o tempo. Tais sinergias representam fenômenos não-lineares que contribuem para dificultar a resolução das equações governantes do tempo.

Grande parte das trocas de energia na atmosfera é derivada dos processos físicos que ocorrem entre as interfaces que abrangem a litosfera, a hidrosfera e a camada atmosférica superficial, incluindo-se as interações do escoamento laminar com o escoamento turbulento. A esta pequena porção vertical que integra essas interfaces, dá-se o nome de camada limite atmosférica (CLA).

A turbulência é uma característica marcante da CLA. Gerada mediante arrasto do escoamento atmosférico com a rugosidade da superfície terrestre (forçante mecânica) e mediante empuxo provocado por diferenças de temperatura da parcela de ar com a atmosfera (forçante térmica), a turbulência é imprescindível na distribuição eficiente dos parâmetros físicos como energia, umidade, *momentum* e na dispersão dos poluentes na CLA. O transporte das propriedades físicas e químicas, na CLA, proporcionado pela turbulência, é muito mais eficiente do que a difusividade molecular; assim, as condições de turbulência ajudam na dispersão de poluentes. A atmosfera, como um todo, beneficia-se da mistura turbulenta, e, com isso, oferece suporte para a manutenção da biosfera e do clima (PANOFSKY e DUTTON, 1984; OKE, 1987; STULL, 1991; GARRAT, 1992; ARYA, 2001).

Conseqüentemente, mesmo que ocupe uma fração de toda a atmosfera, a CLA atua diretamente sobre as atividades humanas, no sentido do conforto, segurança, através de sua influência no tempo, nos recursos hídricos, na qualidade do ar, aviação, agricultura, entre outras ações. Desse modo, os interesses sociais, que contemplam aspectos econômicos, políticos e culturais, são sensibilizados, cada vez mais, para os fenômenos nessa escala atmosférica (OKE, 1989; HARTMAN, 1994; BASTIAANSEN *et al.*, 1998; ROERINK *et al.*, 2000; ARYA, 2001).

O escopo desta dissertação consiste na estimativa do balanço de energia superficial através dos fluxos de calor sensível pelo método das correlações turbulentas (*eddy correlation*) e de calor latente pelo método da razão de Bowen modificado com os dados ambientais do Pantanal coletados no experimento IPE-2. A seguir, serão encontrados os subsídios necessários para a compreensão teórica do trabalho.

## **2.1 ATMOSFERA TERRESTRE**

A atmosfera terrestre é uma fina película gasosa que envolve e protege o planeta Terra. Os gases que compõem a atmosfera, de acordo com sua concentração e permanência, classificam-se em permanentes e com concentração variável. Pequenas partículas também constituem a atmosfera. São os chamados aerossóis, que podem existir em diversas concentrações e volumes.

Em relação aos gases permanentes, o nitrogênio e o oxigênio ocupam a maior parcela da atmosfera com 78% e 21%, por volume, respectivamente. O restante de aproximadamente 1% é constituído principalmente por argônio, com traços de neon, hélio, metano, dentre outros gases. A proporção dos gases permanentes é praticamente uniforme em toda a atmosfera.

Os principais gases com concentração variável são o vapor de água, dióxido de carbono, metano e ozônio. Esses gases, especialmente o vapor de água, influenciam fortemente a transferência radiativa e a termodinâmica da atmosfera. Apesar da pouca concentração em volume, o vapor de água na atmosfera desempenha um papel marcante, já que tem a capacidade de liberar calor latente, que é conseqüência do processo natural de mudança de fase.

Os aerossóis são partículas de material sólido ou líquido, em suspensão no ar. São constituídos comumente por fumaça, poeira, areia, pólen e sais. Os aerossóis podem ter origem natural ou antrópica. Tempestades de areia, aerossol marinho, vegetação, poeira vulcânica e incêndios são as principais fontes naturais. Já em

relação às atividades humanas, pode-se dizer que o uso dos combustíveis fósseis é a principal fonte de aerossóis. Alguns aerossóis especiais, chamados de núcleos higroscópicos, são essenciais para a condensação de água no processo de formação de nuvens.

A camada atmosférica que responde, em médio prazo, às interações entre a superfície terrestre e o ar adjacente a ela chama-se troposfera (OKE, 1987; ARYA 2001). A troposfera, associada à biosfera, à criosfera e aos oceanos, contém os fenômenos meteorológicos que constituem o tempo e o clima.

Estas interações são de diversas naturezas, que vão desde o arrasto atmosférico na superfície rugosa (interação mecânica) até as de térmicas produzidas por gradientes de temperatura na topografia. Fortemente influenciada pelo clima, pela latitude, pela rugosidade e pela topografia terrestre, a troposfera pode ser bem profunda (~20 km) nos trópicos e bem rasa nos pólos (~7 km).

O perfil vertical médio da atmosfera apresenta gradientes positivos e negativos de temperatura de acordo com as interações da radiação solar com os componentes do ar. De acordo com a classificação térmica da atmosfera (estratificação térmica), as camadas da atmosfera terrestre são: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera, que estão intervalados com suas respectivas camadas sem variação de temperatura, com gradiente nulo de temperatura (pausas): tropopausa, estratopausa e mesopausa. Um comportamento em zigue-zague pode ser visto na Figura 2.1. É válido notar que a pressão atmosférica cai exponencialmente com a altitude.

A troposfera é a camada da atmosfera que mantém contato com a superfície terrestre. Grande parte da massa e quase a totalidade de água e aerossóis da atmosfera estão concentrados nessa camada devido à ação da gravidade.

Na troposfera, o aquecimento ocorre de baixo para cima, já que sua fonte de energia é a superfície terrestre que, por condução, convecção e radiação, transfere parte da energia que recebe do Sol para o ar adjacente. Por conta disso, a troposfera resfria-se com altitude. Em média, a taxa de resfriamento da troposfera no globo é cerca de 6,5 K/km (6,5 °C/km), porém as medidas com radiossondagem<sup>4</sup> apresentam forte dependência do ciclo diurno de aquecimento e de resfriamento.

---

<sup>4</sup> A radiossondagem é uma medida vertical dos parâmetros atmosféricos através da radiossonda. A radiossonda é um conjunto de sensores transportado por balões meteorológicos.

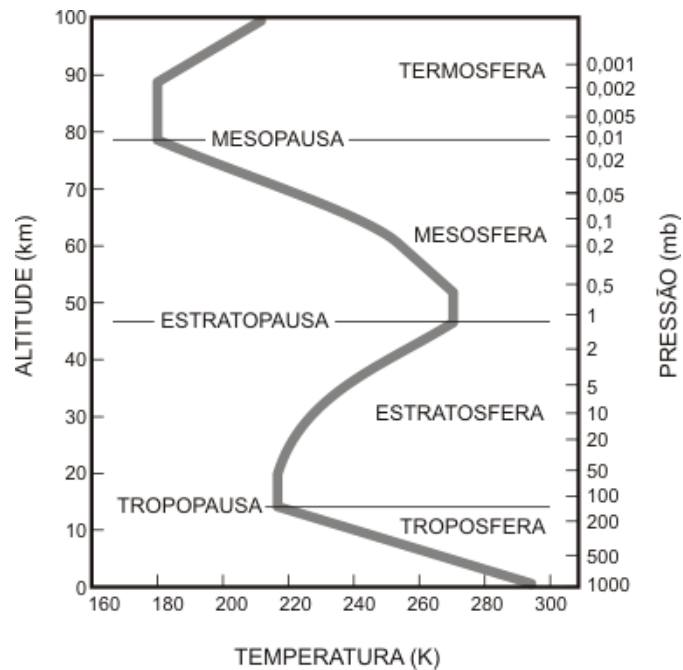


FIGURA 2.1 Perfil médio anual idealizado em condições tropicais com as camadas atmosféricas classificadas de acordo com o critério de temperatura (FONTE: adaptado de PEIXOTO e OORT, 1992; de HARTMANN, 1994; de VAREJÃO-SILVA, 2005).

A tropopausa é uma região de transição entre a troposfera e a estratosfera, onde não ocorre variação de temperatura com altitude (pausa). Já a estratosfera é bem profunda; começa em uma zona isotérmica próxima à tropopausa e, em consequência da alta concentração de ozônio, tem sua temperatura elevada com a altitude. O ozônio estratosférico é responsável por filtrar os raios UV nocivos provenientes do Sol.

Após o limite superior da estratosfera, o gradiente vertical de temperatura é nulo. A essa pequena camada, dá-se o nome de estratopausa; nessa região, as temperaturas são, em média, cerca de zero grau Celsius (273,15 K).

A mesosfera vai dos 50 até os 80 km de altitude e apresenta gradiente de temperatura negativo; em seu limite superior, a temperatura está por volta de -100 °C. Essa camada é praticamente isenta de vapor de água, e o ar é muito rarefeito. A mesosfera também vem seguida de uma região de isoterma, denominada de mesopausa.

Com gradiente positivo de temperatura, a termosfera está situada além dos 90 km de altitude. Embora o perfil vertical de temperatura aumente, em média, a

atmosfera é bastante suscetível ao ciclo diurno de aquecimento e de resfriamento, o que resulta na oscilação de vários graus em torno de sua média.

## **2.2 TERMODINÂMICA NA ATMOSFERA**

### **2.2.1 CONCEITUAÇÃO BÁSICA**

O ar atmosférico, para as aplicações hidrometeorológicas, é, por aproximação, considerado um gás ideal (gás perfeito) formado por parcelas de *ar seco* e de vapor de água. Nessa mistura, segundo a lei das pressões parciais de Dalton, cada constituinte atmosférico contribui com a pressão total do ar, como se cada parcela ocupasse todo o volume. Dessa forma, as propriedades termodinâmicas do ar misturado (ar atmosférico) são determinadas pela combinação do comportamento termodinâmico do ar seco e do vapor de água.

A unidade de estudo do fluido atmosférico é a parcela de ar. Esse conceito meteorológico considera o volume de controle<sup>5</sup> de ar atmosférico que contenha gás ideal, em sistema termodinâmico isolado.

Uma quantidade arbitrária de matéria constitui um sistema termodinâmico; suas propriedades físicas podem ser descritas especificando-se parâmetros macroscópicos como temperatura, pressão e volume, dentro de um universo restrito. Qualquer objeto de estudo poderá ser um sistema, como, por exemplo, uma parcela de ar ou a atmosfera. Uma barreira virtual faz a fronteira entre o universo do sistema termodinâmico e o ambiente externo. Dentre diversas características, consideram-se as propriedades nas quais essas fronteiras são permissivas em relação às quantidades que podem fluir através delas, tais como matéria e energia.

Em relação à fronteira, diz-se que um sistema termodinâmico é isolado quando este não tem comunicação com o meio externo. Não há troca de calor, trabalho ou matéria. Já o sistema fechado permite troca de energia (calor, trabalho), mas não de matéria, porém o sistema é aberto quando há troca de energia e matéria.

Por questões operacionais, dificilmente obtém-se a quantidade de matéria ou o volume de uma substância na atmosfera. Massa e volume são propriedades

---

<sup>5</sup> O volume de controle é um volume arbitrário que contém uma quantidade de fluido, no caso da atmosfera o ar. O contorno geométrico do volume de controle é chamado de superfície de controle.

extensivas, ou seja, dependem da quantidade de material no sistema. Por isso, em hidrometeorologia, utilizam-se grandezas intensivas, que independem da massa e do tamanho. Volume específico, massa específica (densidade), pressão e temperatura são exemplos de grandezas intensivas.

As coordenadas termodinâmicas da atmosfera são a temperatura, a pressão e o volume específico:

- A temperatura ( $T$ ) é diretamente proporcional à quantidade de energia térmica. Quanto mais energia térmica é agregada a um sistema, mais a sua temperatura aumenta. No sistema internacional de unidades (SI), a unidade de temperatura é o Kelvin (K).
- A pressão ( $p$ ) é definida como uma força normal  $F$ , exercida por todos os gases que constituem a atmosfera em uma unidade de área  $A = \frac{dV}{dn}$ , onde  $V$  é o volume de controle e  $n$  é o vetor normal à superfície tangente ao volume de controle. No SI, a unidade de pressão é o pascal ( $\text{Pa} = \text{N/m}^2$ ). Ao nível médio do mar, a pressão atmosférica média é considerada a pressão padrão (atm) ou pressão normal e tem valor aproximado de  $1,013 \times 10^5$  Pa. É bastante comum, em hidrometeorologia, o emprego do milibar ou hectopascal<sup>6</sup> (1 milibar = 1 hPa).
- O volume específico ( $\alpha$ ) é definido como a razão entre o volume ocupado pelo gás  $V$  e sua massa, tendo, no SI, unidade de  $\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ . A massa do gás é igual ao número de moles vezes sua massa molecular. Outra representação intensiva que envolva massa e volume é a massa específica ( $\rho$ ), que é definida como o inverso de  $\alpha$ .

A pressão na baixa atmosfera diminui em função da altura de acordo com a equação da hidrostática

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.1)$$

em que:

$\frac{\partial p}{\partial z}$  é o gradiente de pressão com altura;

$g$  é a aceleração da gravidade.

Movimentos verticais e acelerações, relativos à microescala e à mesoescala são significativos, porém, para as aplicações termodinâmicas, o comportamento

---

<sup>6</sup> Hecto (h) é um prefixo de origem grega adotado no SI de unidades que significa centena (1 hPa = 100 Pa).

atmosférico, em média, é hidrostático, ou seja, há um equilíbrio entre a força resultante da ação da gravidade e a força provocada pelo gradiente de pressão. (STULL, 1988; ARYA, 2001).

A força exercida pelas parcelas de ar, por unidade de massa, é chamada força do gradiente de pressão. Essa aceleração resultante age perpendicularmente às linhas de mesma pressão (isóbaras) no sentido da região de alta pressão para a região de baixa pressão. Quanto maior for o gradiente de pressão entre duas regiões mais forte será o deslocamento da massa de ar (HOLTON, 2004).

Existem relações experimentais entre as coordenadas termodinâmicas, já que essas quantidades ou variáveis de estado, na natureza, não são dissociadas entre si. Caso duas propriedades quaisquer sejam fixadas, a terceira poderá ser determinada. A esta relação matemática dá-se o nome de equação de estado. A equação de estado foi primeiramente formulada por Émile Clapeyron em 1834 como uma combinação da lei de Charles e da lei de Boyle-Mariotti. A primeira lei, também conhecida como a lei dos volumes, mostra a proporcionalidade entre temperatura ( $T$ ) e volume ( $V$ ). Ela também pode ser derivada da teoria cinética dos gases, como foi alcançado, aparentemente de forma independente, por Kronig em 1856 e por Rudolf Clausius no ano seguinte. Para o ar seco, a equação do estado é definida como:

$$p\alpha = RT \quad (2.2)$$

Seja,

$R = \frac{R^*}{m}$  é a constante específica do gás [ $\text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{K}^{-1}$ ];

$R^*$  é a constante molar universal do gás [ $\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$ ];

$m = 28,96$  é o peso molecular médio [ $\text{g mol}^{-1}$ ], calculado a partir da média dos pesos moleculares do nitrogênio, do oxigênio e dos gases traço que compõem a atmosfera.

Da forma como foi apresentada, a equação de estado representa apenas a característica termodinâmica do ar e não sua quantidade.

## 2.2.2 PRIMEIRA LEI DA TERMODINÂMICA – AR SECO

A primeira lei da termodinâmica diz respeito ao princípio de conservação de energia. A energia é uma quantidade largamente conhecida pela capacidade que um sistema físico tem de provocar alterações em outro sistema físico. Tais alterações são produzidas quando é transferida de um sistema para outro por meio do trabalho termodinâmico (ou físico), da transferência de calor e da transferência de massa.

A energia pode ser transformada de uma forma de energia para outra, porém não pode ser destruída ou criada. Trabalho  $W$  e calor  $Q$  são diferentes manifestações de energia. No SI, a unidade de medida de energia é o joule (J). As moléculas do ar têm energia cinética de rotação, translação e vibração, além da energia potencial. A soma desses fatores constitui a energia interna  $U$  do gás.

Destaca-se ainda que a energia que flui de um sistema para outro, quando da ocorrência de gradiente térmico, é representada pelo calor  $Q$ . Os processos envolvidos nessa transferência são conhecidos como condução, convecção e radiação. Ao contrário do trabalho  $W$ , o calor  $Q$  transfere energia sem que ocorra variação de volume no sistema.

Desta forma, a primeira lei da termodinâmica é formulada, a partir da variação da energia interna de um sistema termodinâmico, como o balanço entre a quantidade de calor dado ou extraído ao sistema e a quantidade de trabalho realizado pelo sistema no universo, a saber:

$$du = dq + dw \quad (2.3)$$

As letras minúsculas  $q$ ,  $u$  e  $w$  indicam, respectivamente, calor, energia interna e trabalho específicos.

A quantidade de calor ( $dq$ ) adicionada pode realizar trabalho ( $dw$ ) ou aumentar a energia interna do gás ( $du$ ). Além disso, aumento na energia interna em um gás ideal é representado por um incremento de temperatura, que é proporcional à quantidade de calor adicionada, segundo a equação:

$$dT = \frac{1}{c} dq \quad (2.4)$$

O valor  $c$  é a capacidade calorífica específica, medida em  $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ . Esse valor não é constante, mas depende da quantidade de trabalho realizado, enquanto calor é adicionado ao sistema.

Considere-se um sistema termodinâmico constituído por uma parcela de ar que ocupa um volume  $V$  e área  $A$ . Para um incremento de volume  $dV = A dn$ ,  $dn$  é um incremento espacial linear; o trabalho  $W$  realizado pelo ar em expansão é dado pela força exercida pelo gás ao longo do deslocamento  $dn$  por

$$dW = Fdn \quad (2.5)$$

A Equação (2.5) não é uma diferencial exata, porque o gás ao se expandir ou ao se contrair passa por diversos estados de equilíbrio. Entre dois pontos consecutivos na

integração  $\int_{\alpha_1}^{\alpha_2} pd\alpha$ , não é possível determinar todos os estados de equilíbrio.

O caminho da integração é fundamental para determinar a quantidade realizada de trabalho ( $W$ ). O trabalho específico por unidade de massa é deduzido por meio das definições de pressão, trabalho e área como segue:

$$dw = pd\alpha \quad (2.6)$$

Um processo termodinâmico, sem a produção de trabalho específico ( $w$ ), é isovolumétrico ( $d\alpha = 0$ ). Nesse caso, a capacidade calorífica específica recebe a notação  $c_v$ , em que o índice  $v$  indica um processo a volume constante (TABELA 2.1). Quando o processo termodinâmico ocorre à pressão constante, a capacidade calorífica específica é  $c_p$ .

TABELA 2.1 - Valores das capacidades caloríficas específicas do ar seco nos processos isovolumétricos e isobáricos.

Isovolumétrico	Isobárico
$d\alpha = 0$ $dw = 0$	$dp = 0$
$c_v = \left( \frac{dq}{dT} \right)_\alpha$	$c_p = \left( \frac{dq}{dT} \right)_p$
$718 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$	$1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

Nos processos isobáricos, uma quantidade de calor adicionada ao sistema é utilizada na realização de trabalho (Equação 2.6), enquanto, nos processos isovolumétricos, todo calor faz aumentar somente a energia interna do gás, com

$du = c_v dT$ , ou seja, a temperatura do gás aumenta. Assim, conclui-se que  $c_p > c_v$ . Para um gás ideal,  $c_p = c_v + R$ . De posse dessas informações, a equação de conservação (1ª lei da termodinâmica) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$dq = \underset{\text{calor}}{c_v dT} + \underset{\substack{\text{energia} \\ \text{interna}}}{p d\alpha} + \underset{\text{trabalho}}{p d\alpha} \quad (2.7)$$

Outra representação da primeira lei pode ser demonstrada a partir da análise conjunta da Equação (2.7) e da derivada total da Equação (2.2) (equação de estado), com vistas a obter uma equação que relaciona as mudanças de  $p$ ,  $\alpha$  e  $T$  em condições de equilíbrio termodinâmico (WALLACE e HOBBS, 1977), como segue:

$$p d\alpha + \alpha dp = R dT$$

$$dq = c_v dT + R dT - \alpha dp = (c_v + R) dT - \alpha dp$$

$$dq = c_p dT - \alpha dp \quad (2.8)$$

A partir dessas equações, os processos termodinâmicos são definidos (Tabela 2.2). A adoção da hipótese do processo em condições adiabáticas pode ser bastante interessante sob o ponto de vista de análise de certos processos atmosféricos, na medida em que as trocas de calor ocorram de forma gradativa numa escala de tempo muitas vezes superior à escala de ocorrência do próprio fenômeno.

TABELA 2.2 Valores das capacidades caloríficas específicas do ar seco nos processos isovolumétricos e isobáricos.

<b>Adiabático</b>	<b>Isotérmico</b>	<b>Isobárico</b>	<b>Isovolumétrico</b>
$dq = 0$	$dT = 0$	$dp = 0$	$d\alpha = 0$
$c_p dT = \alpha dp$	$dq = -\alpha dp = p d\alpha = dw$	$dq = c_p dT$	$dq = c_v dT = du$
$c_v dT = -p d\alpha$			

No sentido de desenvolver uma nova variável termodinâmica que em processos adiabáticos, isto é, sem evaporação, ou condensação, possibilite a comparação de temperaturas de parcelas de ar em diferentes níveis, estabeleceu-se o conceito de temperatura potencial,  $\theta = \theta(p, T)$ . Essa nova variável termodinâmica

representa a equação de Poisson,  $\frac{T_f}{T_i} = \left(\frac{p_f}{p_i}\right)^{\frac{R}{c_p}}$ , resultado da integração de  $c_p dT = RT \frac{dp}{p}$ , que é a equação do processo adiabático à pressão constante  $c_p$  para o gás ideal mediante a consideração da Tabela 2.2 para a situação do gás ideal com volume  $\alpha$  (Equação 2.2), a partir da adoção de uma pressão de referência  $p_f = 1000 \text{ hPa}$ , conforme a equação

$$\theta = T \left( \frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (2.9)$$

Interpreta-se  $\theta$  como a temperatura em que uma parcela de ar, com temperatura inicial  $T$  e pressão  $p$ , deverá ter ao se expandir ao se comprimir até a pressão final de referência de 1000 h Pa.

Enfatiza-se ainda que a temperatura potencial, que é uma grandeza de natureza conservativa, permite estabelecer um referencial que conjuga a variação de pressão com a altitude para as diversas comparações em análises de processos meteorológicos.

### 2.2.3 SEGUNDA LEI DA TERMODINÂMICA

Outra variável de estado é a *entropia específica* ( $S$ ), que é conseqüência da *segunda lei da termodinâmica*:

$$dS \equiv \frac{dQ}{T} \quad (2.10)$$

onde  $dS$  é o incremento da entropia específica. A partir das Equações (2.2), (2.8), (2.9) e (2.10), tem-se:

$$dS = \frac{1}{T} (c_p dT - \alpha dp) = c_p \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p} = c_p \left( \frac{dT}{T} - \frac{R_d}{c_p} \frac{dp}{p} \right) = c_p \frac{d\theta}{\theta} \quad (2.11)$$

e sua integração fornece

$$S = c_p \ln \theta + cte \quad (2.12)$$

que relaciona entropia com temperatura potencial. Como consequência da Equação (2.10), um processo adiabático é também um processo isentrópico. Na seqüência do texto, para este item, abordam-se os seguintes fundamentos teórico-conceituais que permitem melhor tratar do tópico de estabilidade atmosférica apresentado na próxima seção desta dissertação:

- termodinâmica do ar úmido – o vapor de água na atmosfera;
- umidade específica;
- umidade relativa;
- temperatura potencial virtual;
- força de empuxo.

### TERMODINÂMICA DO AR ÚMIDO: O VAPOR DE ÁGUA NA ATMOSFERA

O vapor de água na atmosfera tem um comportamento aproximado de um gás ideal, e sua equação de estado é (ROGERS e YAU, 1989):

$$e = \rho_v R_v T \quad (2.13)$$

onde

$e$  é a pressão do vapor (Pa);

$\rho_v$  é a massa específica do vapor de água ( $\text{kg m}^{-3}$ );

$T$  é a temperatura absoluta (K);

$R_v = 461,5$  é a constante específica do vapor de água ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ );

Outra forma comum é:

$$e = \rho_v \frac{R_d T}{\varepsilon} \quad (2.14)$$

com  $\varepsilon = R_d/R_v = 0,622$ .

A *pressão de vapor* é dada por (BOLTON, 1980):

$$e = 611,2 \exp \left[ \frac{17,67(T_d - 273,15)}{(T_d - 273,15) + 243,5} \right] \quad (2.15a)$$

$$e = \frac{pw}{\varepsilon + w} \quad (2.15b)$$

em que  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho, definida como a temperatura para a qual o ar misturado deve ser resfriado, com pressão  $p$  e razão de mistura  $w$  constantes, para que este sature com respeito à água. Uma forma analítica aproximada para  $T_d$  é:

$$T_d = T_d(w, p) = \frac{B}{\ln(A\varepsilon / wp)} \quad (2.16)$$

onde

$$A = 2,53 \times 10^8 \text{ (kPa);}$$

$$B = 5,42 \times 10^3 \text{ (K).}$$

## UMIDADE ESPECÍFICA

Existem várias formas de se analisar o conteúdo de vapor de água na atmosfera. A escolha por um determinado método dependerá do uso e da aplicação ou da disponibilidade de dados. No estudo da camada limite atmosférica (CLA), é comum utilizar-se a umidade específica, que é definida como a razão entre a massa do vapor de água e a massa do ar úmido contendo esse vapor. Essa grandeza está diretamente relacionada à pressão de vapor ( $e$ ), que é a pressão parcial exercida pelo vapor de água e corresponde a uma pequena fração da pressão total ( $p$ ) em qualquer parte da CLA, e pode ser representada por (BOLTON, 1980; ROGERS e YAU, 1989):

$$q = \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} = \varepsilon \frac{e}{p + (\varepsilon - 1)e} \approx \varepsilon \frac{e}{p} \quad (2.17)$$

A razão de mistura é outra forma de se descrever o vapor de água na atmosfera:

$$r = w = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (2.18)$$

da equação de estado,  $\rho_v = \frac{e}{R_v T}$  e  $\rho_d = \frac{(p - e)}{R_d T}$ , então,

$$w = \varepsilon \frac{e}{p - e} \approx \varepsilon \frac{e}{p} \quad (2.19)$$

A dimensão da razão de mistura e da umidade específica é  $\text{kg kg}^{-1}$ . A *umidade específica de saturação* ( $q_s$ ) e a *razão de mistura de saturação* ( $w_s$ ) são definidas com a troca de  $e$  por  $e_s$  nas Equações (2.17) e (2.19), respectivamente.

Como  $e_s$  é função apenas da temperatura,  $e_s = e_s(T)$ ,  $q_s$  e  $w_s$  são funções da temperatura e da pressão apenas e independem da quantidade de vapor do ar.

## UMIDADE RELATIVA

A *umidade relativa* (UR) é uma forma bastante comum de se expressar indiretamente o vapor no ar. É definida como o quociente entre a *razão de mistura* e seu correspondente valor de saturação nas mesmas temperatura e pressão:

$$UR = \frac{w}{w_s(p, T)} \approx \frac{e}{e_s} \quad (2.20)$$

A UR é uma medida adimensional geralmente dada em porcentagem;  $e_s$  é a *pressão de saturação do vapor* (BOLTON, 1980):

$$e_s(T) = 6,112 \exp\left(\frac{17,67(T - 273,15)}{(T - 273,15) + 243,5}\right) \quad (2.21)$$

Uma forma alternativa de obter  $q$  é por meio da *equação psicométrica*,

$$\Delta e = \gamma(T - T_w) \quad (2.22)$$

onde,

$\Delta e$  é o déficit da pressão do vapor

$\gamma = \frac{c_p \rho}{\varepsilon L_v}$  é a constante psicrométrica

$L_v = [2,501 - 0,00237(T - 273,15)]$  (M J kg<sup>-1</sup>) é o calor latente de vaporização.

em que  $T_w$  é definido como a temperatura na qual o ar deve ser resfriado pela evaporação da água em um processo isobárico até atingir a saturação; nesse caso, a razão de mistura  $w$  não é mantida constante; logo, em geral,  $T_d \neq T_w$ .

## TEMPERATURA POTENCIAL VIRTUAL

A *temperatura virtual* ( $T_v$ ), ou temperatura específica, permite o uso da equação do estado do ar seco para o ar misturado. Para uma amostra de ar com volume  $V$ , pressão total  $p$  e pressão de vapor  $e$  (ROGERS & YAU, 1989; STULL 1991; ARYA, 2001), obtém-se:

$$\begin{aligned}
\rho &= \rho_d + e = \rho_d \frac{R_d}{m_d} T + \rho_v \frac{R_v}{m_v} T = \frac{R_d T}{V} \left( \frac{M_d}{m_d} + \frac{M_v}{m_v} \right) \\
&= \rho R_d T \left( \frac{M_d}{m_d} + \frac{M_v}{m_v} \right) \frac{1}{M_d + M_v} = \rho R_d T \left( \frac{1 + w/\epsilon}{1 + w} \right)
\end{aligned}
\tag{2.23}$$

Esse resultado mostra que a equação do estado para o ar seco pode ser usada para o ar misturado, caso seja incluído o fator de correção entre parênteses. A temperatura virtual aparece para incluir esse fator de correção:

$$T_v = T \left( \frac{1 + w/\epsilon}{1 + w} \right) \approx T(1 + 0,6w)
\tag{2.24}$$

Desta forma, temperatura potencial do ar úmido não saturado é:

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{0,2854(1-0,28w)}
\tag{2.25}$$

e a temperatura potencial virtual pode ser definida como:

$$\theta_v = \theta(1 + 0,61w)
\tag{2.26}$$

O empuxo é uma das forças dominantes na turbulência da CLA. Térmicas de ar quente ascendem, porque são menos densas do que o ar no seu entorno; essa condição dá um empuxo positivo. Como a parcela de ar úmido é menos densa do que a parcela de ar seco, a informação da umidade da atmosfera deve ser representada na parcela de ar. Desta forma, o empuxo não é subestimado. Logo, a temperatura potencial virtual é muito utilizada em micrometeorologia. Essa temperatura indica qual a temperatura que uma parcela de ar seco (teórico) deve ter, nas mesmas pressão e densidade, para se igualar à parcela de ar úmido.

## 2.3 ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA

### 2.3.1 FORÇA DE EMPUXO

Pelo princípio de Arquimedes, um objeto parcialmente ou totalmente imerso em um fluido é impulsionado por uma força igual ao peso do fluido deslocado pelo objeto. Esse fato acontece devido à diferença de pressão entre a parte superior e inferior do objeto que está contido no fluido (ROGERS e YAU, 1989; ARYA, 2001). Em uma coluna de fluido, a pressão aumenta com a profundidade devido ao acúmulo de massa de fluido. Logo, na atmosfera, a pressão aumenta na medida em que a altitude diminui.

Essa força chama-se empuxo, que é exercida pela atmosfera sobre a parcela de ar, com ação ortogonal à superfície no sentido de cima para baixo. Sua magnitude é proporcional à temperatura, densidade e volume ocupado pela parcela de ar. O empuxo é definido como  $-\rho gV$  no referencial não inercial com eixo positivo para baixo. Com o uso da equação da hidrostática (Equação 2.1), o empuxo por unidade de massa (Figura 2.2), com grandeza intensiva, pode ser reescrito, de forma conveniente, como  $-\frac{1}{\rho'}\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)$ .

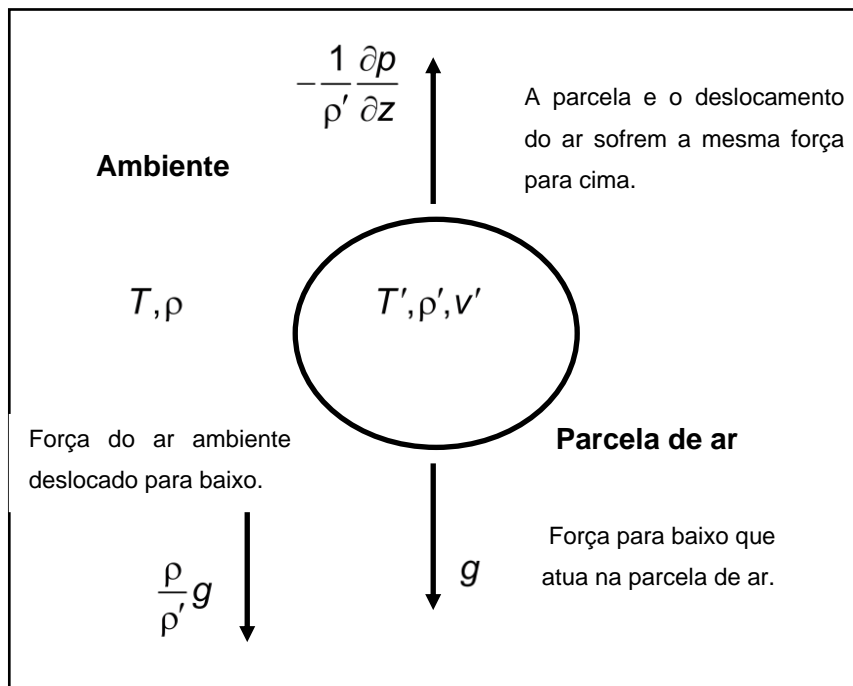


FIGURA 2.2 Diagrama de forças em unidade de massa no sistema parcela de ar- ar deslocado.

A força restauradora que puxa a parcela para baixo é a força peso. Dessa forma, a força resultante ou a aceleração devido ao empuxo (*buoyance*, em inglês), devido à interação entre a parcela de ar e o ar atmosférico por ela deslocado, pode ser escrita como:

$$F_B = \left[ \frac{\rho}{\rho'} g - \left( \frac{1}{\rho'} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \right]_{\text{Ambiente}} - \left[ g - \left( \frac{1}{\rho'} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \right]_{\text{Parcela}} \quad (2.27)$$

Essa equação utiliza as coordenadas intensivas e está escrita em unidade de massa. O termo da força de empuxo, segundo termo dentro dos colchetes, é igual para os dois casos, tanto ambiente quanto parcela. Isso ocorre devido ao fato da

parcela de ar estar totalmente imersa na atmosfera, ou seja, o volume de ar deslocado é igual ao volume da parcela de ar,  $V = V'$ , e a força de empuxo depende da quantidade de volume deslocado. O primeiro termo dentro dos colchetes representa a força peso do ambiente e da parcela do ar por unidade de massa, respectivamente. No caso do ar ambiente deslocado, o peso é  $\rho V'g = \rho \frac{m'}{\rho'} g$ . Logo, a equação de movimento (Equação 2.27) fica:

$$F_B = \left( \frac{\rho - \rho'}{\rho'} \right) g \quad (2.28)$$

Assim,  $F_B > 0$  quando a parcela está mais quente do que o ar ambiente, com  $T' > T$ , enquanto  $F_B < 0$  quando  $T' < T$ . Com o uso da equação de estado (Equação 2.2) na equação do movimento (Equação 2.10), a  $F_B$  pode ser reescrita em função da temperatura:

$$F_B = \left[ \frac{\frac{\rho}{RT} - \frac{\rho}{RT'}}{\frac{\rho}{RT'}} \right] = \left[ \frac{T' - T}{T} \right] g = \left[ \frac{\theta' - \theta}{\theta} \right] g \quad (2.29)$$

É considerado um processo adiabático na medida em que a variação de pressão do ambiente e da parcela sejam as mesmas. Gradativamente, a pressão da parcela ajusta-se à pressão do ambiente.

### 2.3.2 ESTABILIDADE LOCAL E NÃO-LOCAL

A convecção, livre ou forçada, induz os movimentos turbulentos que interferem no perfil vertical da temperatura. Tais movimentos condicionam a estabilidade atmosférica. A estabilidade atmosférica pode ser entendida como uma relativa tendência da parcela de ar a se movimentar verticalmente (OKE, 1987).

Em condição adiabática, a parcela de ar movimenta-se livremente para cima ou para baixo sem trocar calor com a atmosfera. À medida que a parcela ascende, sua pressão interna torna-se proporcionalmente maior do que a pressão atmosférica e conseqüentemente expande-se. Isto ocorre porque a atmosfera se rarefaz com a altitude. Para que a parcela retorne ao seu lugar original, será necessária alguma energia em forma de trabalho. Além disso, para que o ar adjacente se movimente, a temperatura da parcela de ar diminui, já que a única energia disponível é a própria energia térmica da parcela.

A taxa na qual a temperatura da parcela de ar diminui com a altitude, em um processo de ascensão adiabática (seca), chama-se taxa de variação vertical de temperatura (*dry lapse rate*),  $\Gamma_d$ , e é da ordem de  $10^{-2}$  K/m. A taxa  $\Gamma_d$  também representa uma taxa de aquecimento no caso em que a parcela retorne no sentido da superfície. Caso ocorra saturação, parte do vapor condensa em gotículas à medida que libera calor latente ( $L_v$ ); assim a taxa de resfriamento diminui, porém o valor não é constante.

Existe outra taxa de resfriamento que é a taxa na qual a atmosfera resfria com a altitude,  $\Gamma_{atm}$ . A  $\Gamma_{atm}$  é a medida da estrutura do perfil de temperatura da atmosfera. Essas medidas podem ser realizadas por torres meteorológicas, radiossondagens, balões ou aviões, por exemplo. A estrutura térmica pode ser isotérmica; dessa forma, a taxa apresenta-se nula. Pode ainda ser de inversão térmica ou de diminuição da temperatura com a altitude, conforme visto na Figura (2.1).

Quando a parcela de ar é mais quente do que o ar adjacente, ela é menos densa, e, dessa forma, a parcela ascende por conta da força de empuxo positiva. De forma análoga, quando a parcela está mais fria do que o ambiente, ela decanta (força de empuxo negativa). No caso em que tanto a parcela quanto o ar atmosférico adjacente, no mesmo nível, tenham a mesma temperatura, a força de empuxo será nula.

A estabilidade atmosférica pode ser definida através do balanço entre a força de empuxo e a força restauradora. Dessa forma, a estabilidade estática ou estabilidade local, pelo método da parcela, é definida:

a) estaticamente instável, quando qualquer perturbação tem seu movimento realçado com uma aceleração vertical, para cima, a partir da posição de equilíbrio da parcela de ar;

(b) estável (ou estratificadamente estável), quando a  $F_b$  resultante inibe movimentos verticais, de modo que as perturbações são desaceleradas fazendo com que a parcela retorne a seu ponto de origem;

(c) neutra, quando  $F_b=0$ .

Em geral,  $F_b$  varia em função da altura, assim como a estabilidade estática. A partir da sua posição de equilíbrio, para pequenas oscilações da parcela de ar, a temperatura  $T$  pode ser expandida em série de Taylor, com temperatura  $T$  do ambiente em  $z=0$ :

$$\begin{aligned}
T' &= T_0 + \frac{dT'}{dz} z + \frac{1}{2} \frac{d^2 T'}{dz^2} z^2 + \dots \\
T &= T_0 + \frac{dT}{dz} z + \frac{1}{2} \frac{d^2 T}{dz^2} z^2 + \dots
\end{aligned}
\tag{2.30}$$

sem a necessidade dos termos de ordem superior para deslocamentos pequenos da parcela. No segundo termo à direita, as taxas de variação vertical de temperatura (*lapse rate*) da parcela e do ambiente recebem o nome de  $\Gamma_d$  e  $\Gamma_{atm}$ , respectivamente, e têm sinal contrário a  $dT/dz$ . O índice *d* indica parcela de ar seco (*dry*). As taxas de variação vertical têm sinal contrário às taxas  $\frac{dT}{dz}$ .

$$\Gamma_d \equiv -\frac{dT'}{dz} \tag{2.31a}$$

$$\Gamma_{atm} \equiv -\frac{dT}{dz} \tag{2.31b}$$

As temperaturas, então, ficam:  $T' = T_0 + z\Gamma_d$  e  $T = T_0 + z\Gamma_{atm}$ . Assim, podem ser utilizadas em conjunto com a Equação (2.29), o que resulta em

$$F_B = \frac{g}{T_0 - \Gamma_{atm} z} [\Gamma_{atm} - \Gamma_d] z \tag{2.32}$$

A taxa de variação vertical de temperatura da parcela de ar pode ser demonstrada a partir da primeira lei da termodinâmica para processos adiabáticos, com mudança de pressão,  $c_p dT = \frac{RT}{p} dp$ , conforme a Equação (2.8) (ver Tabela 2.1), de forma a representar a expansão da parcela devido a sua ascensão:

$$\frac{dT'}{dz} = \frac{R}{c_p} \frac{T'}{p'} \frac{dp'}{dz} \tag{2.33}$$

Nesse caso, é considerado que a pressão da parcela de ar seja ajustada quase que instantaneamente com a pressão do ambiente; assim, tem-se

$$\frac{dp'}{dz} = \frac{\partial p'}{\partial z} = -\rho g \tag{2.34}$$

A partir das Equações (2.1) e (2.2), obtém-se uma nova expressão,

$$\frac{dT'}{dz} = -\frac{g}{c_p} \frac{T'}{T} \tag{2.35}$$



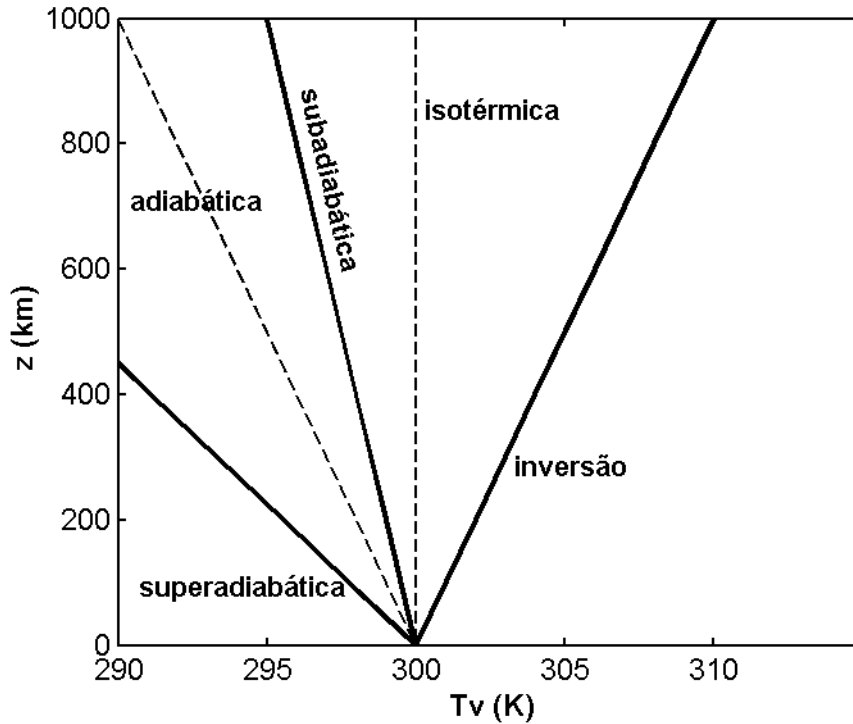


FIGURA 2.3 Esquema idealizado das várias categorias de estabilidade local na CLA em relação à temperatura virtual (FONTE: ARYA 2001).

Na camada de mistura, por exemplo, a taxa de variação vertical de temperatura potencial é nula por conta da turbulência  $\frac{d\theta}{dz} \approx 0$ , porém o regime de estabilidade é convectivo, logo, essa camada é instável.

A diminuição de temperatura e de umidade em função da altura resulta em estratificação da atmosfera. A (2.4) ilustra essa estratificação a partir do comportamento da temperatura potencial virtual e da razão de mistura  $r$ . Conseqüentemente, os movimentos verticais da parcela de ar, a partir de um ponto de equilíbrio, dependem de  $F_B$ . Dessa forma, a força de empuxo é positiva quando a parcela é mais quente que o ar e negativa quando mais fria. A substituição de  $\theta$  por  $\theta_v$  na Equação (2.29) aumenta seu domínio para o ar misturado.

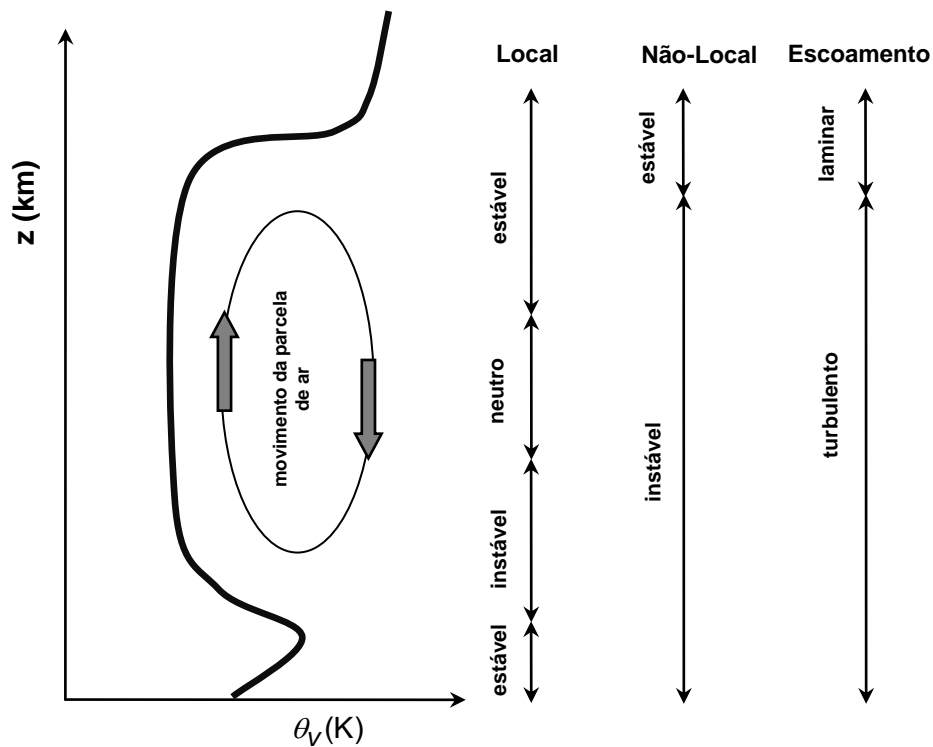


FIGURA 2.4 Esquema idealizado de sondagem atmosférica na CLA para a temperatura potencial virtual em período convectivo: comparativo entre a estabilidade local e estabilidade não-local (FONTE: adaptado de STULL, 2001).

## 2.4 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A camada limite atmosférica (CLA) é a porção da troposfera que tem como limite inferior a superfície do planeta e não outra camada atmosférica. Dessa forma, o escoamento laminar, comum a outras camadas atmosféricas, dá lugar ao escoamento turbulento provocado por forçante térmicas e mecânicas. A primeira é resultado da força de empuxo provocada pelo ciclo diurno de aquecimento e resfriamento da superfície do planeta. Já a segunda ocorre devido à fricção ou arrasto causada pela interação do escoamento do ar e a superfície terrestre, principalmente.

Assim, a estrutura espacial e temporal da CLA depende, em grande parte, do balanço de energia em superfície, fracionado nas características radiativas, térmicas e aerodinâmicas da superfície terrestre, assim como a evapotranspiração (evaporação + transpiração), aerossóis, emissão de poluentes, uso e cobertura do solo, além das condições de escoamento da atmosfera livre (escoamento laminar). Essa divisão está ilustrada na Figura (2.5).

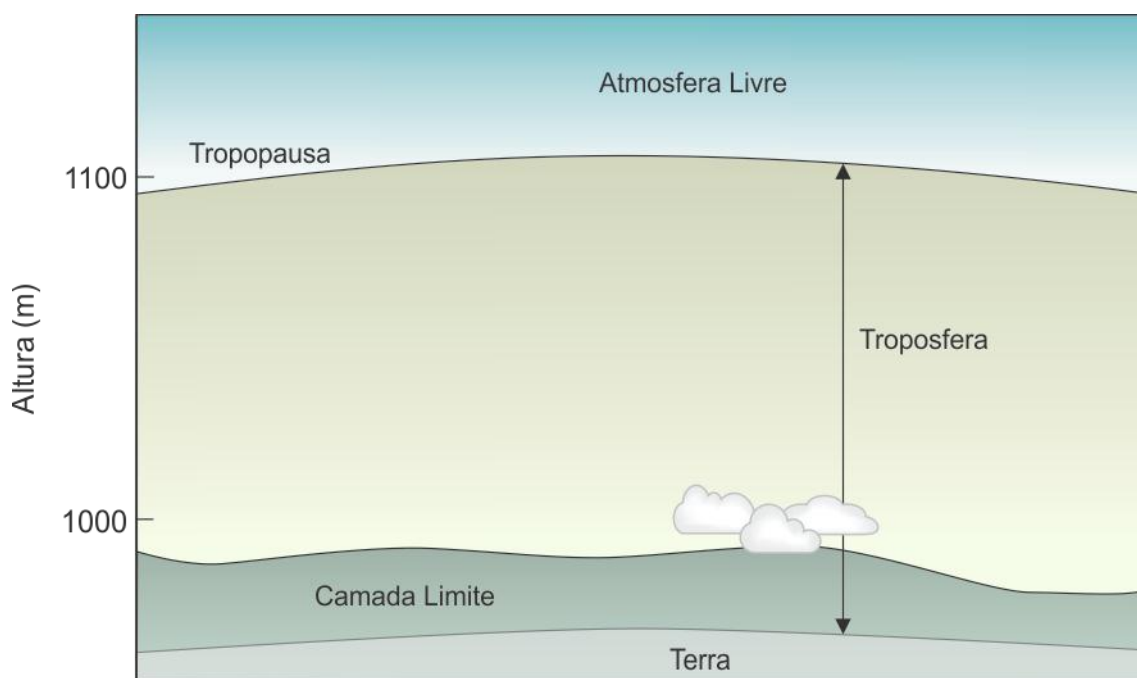


Figura 2.5 Esquema da troposfera sobre região continental. A troposfera pode ser dividida em uma porção onde o escoamento é predominantemente laminar, a atmosfera livre, e onde o escoamento é fundamentalmente turbulento, a camada limite atmosférica (CLA) (FONTE: STULL, 1988).

Na ausência de perturbações de escala sinótica<sup>7</sup>, a estrutura da CLA, sobre regiões continentais, apresenta uma evolução associada ao ciclo diurno de aquecimento e resfriamento da superfície (Figura 2.6). A espessura da CLA é bastante variável ao longo de um dia, com algumas centenas de metros ou até quase 2 km (STULL, 1988; ARYA, 2001).

A camada limite superficial (CLS) é uma estreita camada atmosférica com cerca de 100 metros de altura caracterizada pela turbulência gerada por intensos gradientes das variáveis do tempo (temperatura potencial, umidade, vento, entre outras). Essas condições abruptas ocorrem porque é, nessa camada, que se dá a redistribuição dos fluxos de energia solar que incidem na superfície terrestre para o restante da CLA. O conhecimento desses processos de trocas de energia e matéria é importante para a compreensão do funcionamento de toda a CLA.

<sup>7</sup> Escala sinótica é a escala utilizada na meteorologia que possibilita a observação dos eventos do tempo e do clima através da análise de mapas e imagens de satélite com abrangência de uma grande área. O termo deriva do grego *synoptikos*, que significa obter uma visão geral de um local. Os fenômenos sinóticos mais comuns são: sistemas frontais, ciclones e anticiclones, deslocamento de massas, e sistemas de alta e baixa pressão.

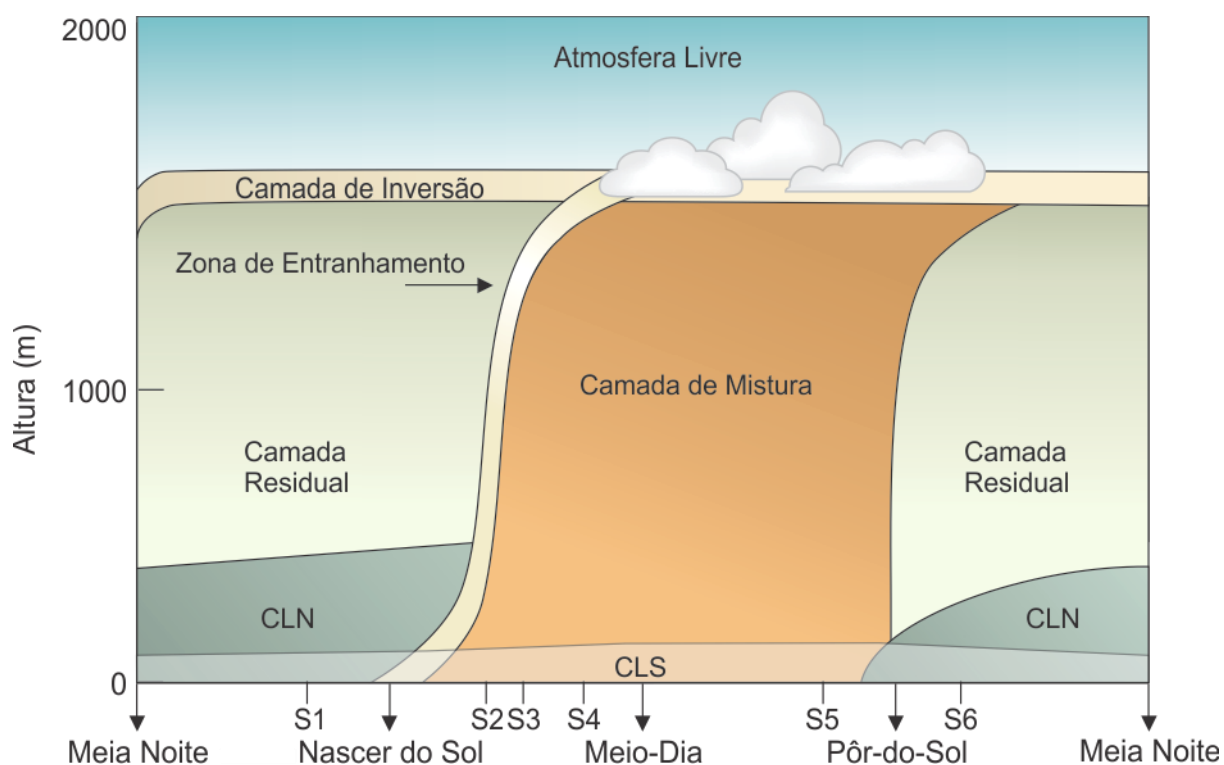


Figura 2.6 Estrutura típica da camada limite atmosférica em resposta ao ciclo diurno de aquecimento e resfriamento e as forças mecânicas (FONTE: adaptado de STULL, 1988).

O que torna a CLS tão interessante, sob o ponto de vista ambiental e científico, é a turbulência gerada pela interação da atmosfera com a superfície terrestre. Dessa forma, essa camada tem a capacidade de distribuir e tornar mais eficientes os processos de transferência vertical de calor, umidade e *momentum*. A atmosfera, como um todo, é beneficiada por esses processos turbulentos. Sem a turbulência, o mecanismo de mistura das propriedades físicas e químicas do ar ocorreria, em maior parte, em escala molecular, e, portanto, muito lentamente e menos eficiente em promover a difusão de escalares (STULL, 1988; GARRAT, 1992; ARYA, 2001).

A camada de mistura (CM) é caracterizada pela intensa mistura vertical turbulenta de energia e momento. Essa mistura faz com que as variáveis meteorológicas conservativas sob condições isentrópicas, como a temperatura potencial e umidade específica, tendam a ser constantes. A altura da camada de mistura (CM) vai da camada limite superficial (CLS) até o topo da camada limite atmosférica (CLA), e pode ser definida como a altura da primeira inversão térmica do

perfil de temperatura potencial, ou quando sua taxa de variação vertical (*lapse rate*) aumenta a partir de seu valor quase nulo na CM (STULL, 1988).

A principal fonte geradora de turbulência da camada de mistura é a transferência de calor sensível da superfície aquecida. À medida que a superfície se aquece, fluxos turbulentos forçam, com bolsões de ar, o aumento dessa camada por meio de correntes ascendentes chamadas térmicas. A CM, sob condições de céu claro, começa a se desenvolver logo no início da manhã e atinge o seu tamanho máximo no início da tarde.

As térmicas são colunas de ar ascendente geradas pelo aquecimento desigual da superfície terrestre pela radiação solar, ou, por exemplo, por forte aquecimento provocado por um incêndio ou queimada de mata. Uma parcela de ar, ao se aquecer, fica menos densa do que o ar adjacente, e, conseqüentemente, eleva-se; à medida que a parcela sobe, resfria-se devido à expansão gerada pela diminuição de pressão com altitude no processo adiabático. A parcela deixa de ascender quando sua temperatura for igual a do ar adjacente. Nas bordas das térmicas, existe um escoamento de ar descendente provocado pelo ar mais frio deslocado do topo da térmica, o que pode provocar turbulência e entranhamento de ar. Pássaros e pilotos de vôos livres, com planadores, asas-deltas e parapentes, por exemplo, utilizam as propriedades das térmicas para dar sustentação ao vôo.

À medida que a temperatura da superfície aumenta no decorrer do dia, as térmicas ficam mais profundas até que, no final da tarde, seja possível a ascensão da parcela de ar ao nível de condensação por levantamento. Nesse caso, ocorre a formação de nuvens cúmulos de bom tempo (*cumulus humilis*).

O domínio da turbulência, assim como o alcance das térmicas, restringe-se, no limite superior, à base da camada estável da atmosfera livre, que funciona como uma barreira e separa o escoamento laminar acima do escoamento turbulento da CM. Entretanto, quando as térmicas são fortes o bastante, elas rompem essa barreira na camada de inversão térmica e proporcionam uma renovação do ar através da zona de entranhamento ou zona de transição, como também é conhecida. A denominação de entranhamento ocorre porque, nela, o ar mais seco e frio da atmosfera livre penetra a CLA à medida que o ar quente, úmido e poluído sobe e penetra a atmosfera livre.

Os gradientes<sup>8</sup> das variáveis atmosféricas tendem a diminuir na proporção que se ascende na CM devido à intensa mistura gerada pela turbulência. De certa forma, esse comportamento interfere na evapotranspiração (*botton-up*) e no entranhamento

---

<sup>8</sup> O gradiente é a alteração no valor de uma quantidade por unidade de espaço.

de ar seco (*top-down*). A umidade decai muito à medida que se aproxima do topo da CM, e sua observação em conjunto com o perfil de temperatura potencial virtual ajuda a identificar a altura da CM ( $z_i$ ) através dos dados das radiossondagens (método clássico).

Uma taxa de variação adiabática na CM, por exemplo, pode apresentar perfil estaticamente estável, neutro, ou instável. A estabilidade é dependente da convecção e do empuxo. Por conta disso, na prática, o uso do conceito de estabilidade estática local não é suficiente para a determinação da estabilidade estática nessa camada. A caracterização não-local da estabilidade tem como objetivo evitar as ambigüidades a cerca da estabilidade na CLA (STULL, 1991; ARYA, 2001).

Como as maiorias das fontes poluidoras da atmosfera encontram-se próximas à superfície, é a CM que regula a concentração dos poluentes e conseqüentemente a qualidade do ar. O transporte dos poluentes dá-se através da turbulência. Cidades com alto grau de urbanização têm problemas com poluição apesar das boas condições convectivas associadas à ilha de calor urbana. No Brasil, a condição de alerta relativa a altos índices de poluição acontece principalmente no inverno, quando predominam altas pressões e subsidência<sup>9</sup>.

Um pouco antes do pôr do Sol, o aquecimento da superfície não é mais eficiente para a manutenção das térmicas, e, portanto, a fonte de turbulência térmica decai. A camada residual é conseqüência do decaimento da turbulência da CM convectiva.

Na camada residual, uma parcela de ar é sujeita à flutuação da mesma forma, pois a superfície está relativamente mais fria do que a parcela de ar. Em média, os valores das variáveis meteorológicas da recém extinta CM mantêm-se, e a turbulência é muito fraca. A maior parcela da umidade da CLA fica retida nessa camada.

No decorrer da noite, o fluxo de calor sensível é negativo, já que existe uma forte perda radiativa na superfície, de forma que uma inversão térmica moderada ocorra entre a camada residual (CR) e a superfície; a transição da camada limite noturna (CLN) com a camada residual faz-se bem suave. A natureza da turbulência da CLN é intermitente e ocorre na forma de pequenas explosões; sua fonte é mecânica (fricção do vento). Durante períodos não turbulentos, o escoamento é essencialmente desacoplado da superfície.

---

<sup>9</sup> A subsidência é a velocidade vertical do ar negativa que por sua vez é desfavorável ao entranhamento.

Com os perfis verticais médios de  $\theta_v$  e da razão de mistura, é possível determinar a altura da CLA assim como suas subdivisões. A altura da camada convectiva ( $Z_c$ ) foi definida como a altura desde a camada superficial (CS) mais a camada de mistura (CM) até a metade da camada de entranhamento (CE). A Figura (2.7) exibe perfis verticais médios típicos diurnos de  $T$ ,  $\theta_v$  e  $r$  estimados a partir de dados de radiossondagem. É possível notar claramente que, após um forte gradiente na CS, as propriedades  $\theta_v$  e  $r$  mantêm-se constantes com a altura na CM até alcançarem a CE.

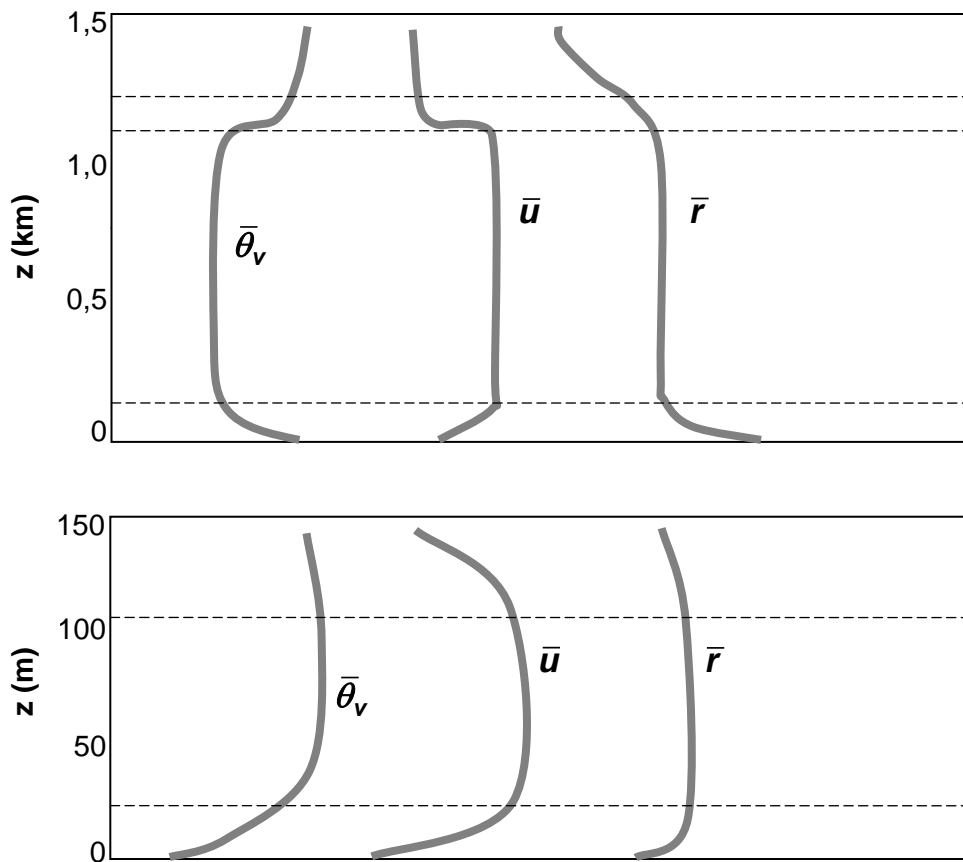


Figura 2.7 Estrutura típica da camada limite atmosférica em resposta ao ciclo diurno de aquecimento e resfriamento e as forçantes mecânicas (Fonte: OKE, 1987).

Na Tabela 2.3, pontua-se uma análise comparativa entre a camada limite atmosférica e a atmosfera livre.

TABELA 2.3 – Comparação entre a camada limite atmosférica e a atmosfera livre.

<b>Propriedade</b>	<b>Camada Limite Atmosférica</b>	<b>Atmosfera Livre</b>
Turbulência	Turbulência quase contínua em toda sua profundidade.	Turbulência em nuvens convectivas e turbulência de ar claro ( <i>clear-air turbulence</i> - CAT) em camadas finas de grandes extensões horizontais.
Atrito	Forte arrasto contra a superfície terrestre. Grande dissipação de energia.	Pequena dissipação viscosa.
Dispersão	Rápida mistura turbulenta tanto na vertical quanto no horizontal.	Pequena difusão molecular. Rápido transporte horizontal provocado pelo vento médio.
Ventos	Velocidade do vento com perfil logarítmico na camada superficial.	Ventos quase geostróficos.
Transporte Vertical	Domínio da turbulência.	Domínio do vento médio e cúmulos.
Espessura	Varia entre 100 m a 3 km no tempo e no espaço. Variações diurnas sobre o continente.	Pouco variável. De 8 a 18 km do pólo ao trópico. Variações temporais lentas.

FONTE: STULL (1991).

De acordo com a importância das forças (térmicas e mecânicas), a condição de estabilidade da CLA pode ser classificada como (Oke, 1987):

- instável - aquecimento da superfície pela radiação solar e pela transferência de energia disponível na superfície para a atmosfera por meio dos fluxos turbulentos de calor;
- neutra - quando nem o aquecimento e nem o resfriamento radiativo são suficientes para alterar as características da turbulência de origem mecânica;
- estável - o resfriamento radiativo da superfície é suficiente para manter a estratificação térmica, através da qual a turbulência terá que realizar trabalho.

## 2.4 TEORIA DE SIMILARIDADE

A característica transiente dos fenômenos micrometeorológicos inviabiliza descrições ou previsões determinísticas de cada turbilhão individualmente. Em geral, fenômenos da CLA não podem ser derivados explicitamente em leis, já que a estrutura física que envolve tais fenômenos é, muitas vezes, complexa. Na tentativa de se descrever tais fenômenos, a micrometeorologia adota três distintos métodos: métodos estocásticos, teorias de similaridades e classificações fenomenológicas (STULL, 1991; ARYA, 2001).

Os métodos estocásticos lidam com os efeitos estatísticos médios dos turbilhões, enquanto que as teorias de similaridades buscam relacionar comportamentos comuns aparentes de vários fenômenos observados. Nos métodos fenomenológicos, grandes estruturas, tais como as térmicas, são classificadas e consideradas parcialmente de maneira determinística.

Além desses métodos, a micrometeorologia utiliza ferramentas alternativas importantes, como as simulações numéricas e experimentos em laboratório que ajudam no estudo da turbulência atmosférica (DRUILHET e DURAND, 1997; ARYA, 2005).

Observações da CLA, em geral, constataram características repetidas e consistentes. Esse fato sugere um desenvolvimento de relações empíricas para as variáveis de interesse. Assim, o desenvolvimento de teorias de similaridade possibilita a organização e o agrupamento das variáveis e, conseqüentemente, permitem o planejamento de experimentos para se obter os resultados desejados (STULL, 1991; ARYA, 2001). Na CLS, estacionária e horizontalmente homogênea, vale a similaridade de Monin-Obukhov.

A teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) é aplicada na CLS, desde que os fluxos, nessa camada, sejam aproximadamente constantes. Dessa forma, é possível simplificar a descrição da CLS utilizando um conjunto único de escalas características. Em geral, a teoria aplica-se bem sobre superfícies homogêneas (MONIN e OBUKHOV, 1954; SORBJAN, 1986).

A análise dimensional é procedimento imprescindível na investigação de vários fenômenos físicos. Ela possibilita verificar ou estabelecer relações úteis entre as variáveis ou grandezas físicas por meio de suas dimensões básicas, isto é, as variáveis podem ser agrupadas em grupos adimensionais. Os grupos adimensionais são independentes do sistema de unidades, o que possibilita comparar dados de fontes diferentes envolvendo um número menor de parâmetros na relação funcional.

A partir da análise dimensional, é possível formular hipóteses razoáveis sobre fenômenos físicos complexos através da teoria de similaridade. Essas, por sua vez, poderão, então, ser verificadas experimentalmente.

O argumento físico é que uma lei física não depende do sistema de unidades utilizadas para medir as variáveis. Desta forma, as equações que envolvam tais variáveis mantêm integridade e homogeneidade. Uma vez realizada a análise dimensional, deve-se verificar se ambos os lados das equações têm as mesmas dimensões. Assim, as dimensões são tratadas como grandezas algébricas, ou seja, quando grandezas possuírem a mesma dimensão, elas poderão ser adicionadas ou subtraídas das equações.

As dimensões básicas são: comprimento, massa, temperatura, tempo e carga elétrica, representadas pelas letras [L], [M], [K], [T], [Q], respectivamente. Em micrometeorologia, utilizam-se as quatro primeiras. A dimensão de uma variável é, então, formada pela combinação dessas dimensões básicas. Como exemplos, citam-se a massa específica do fluido  $[\rho] = [M L^{-3}]$ , a viscosidade dinâmica  $[\mu] = [M L^{-1} T^{-1}]$  e a velocidade de escoamento  $[U] = [L T^{-1}]$ . Caso o expoente da fórmula dimensional for nulo, o parâmetro em consideração é adimensional. Os parâmetros adimensionais podem ser formados a partir das combinações de quantidades dimensionais, como, por exemplo, o número de Reynolds  $Re = \frac{UL\rho}{\mu}$  e o número de Richardson

$$Ri = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right)(\overline{w'\theta'_v})}{(\overline{u'_i u'_j}) \frac{\partial \overline{U_j}}{\partial X_j}}$$

(STULL, 1991; ARYA 2001). O teorema  $\pi$  de Vaschy-Buckingham é

um teorema central na análise dimensional.

### TEOREMA PI-BUCKINGHAM

Uma das etapas da teoria da similaridade consiste na organização das variáveis em grupos adimensionais. O teorema Pi-Buckingham, desenvolvido por Buckingham, em 1914, possibilita procedimentos de análise dimensional a partir das variáveis selecionadas. Os grupos adimensionais resultantes são chamados de grupos- $\pi$  (STULL, 1991).

O teorema Pi-Buckingham diz que se  $m$  grandezas ( $Q_1, Q_2, \dots, Q_m$ ), com  $n$  dimensões fundamentais, formam uma equação dimensionalmente homogênea, uma relação poderá ser expressa em termos de  $m - n$  grupos adimensionais independentes

a partir das grandezas  $m$  originais. Como exemplo, uma relação dimensional funcional (STULL, 1991; ARYA 2001) pode ser dada por:

$$f(Q_1, Q_2, \dots, Q_m) = 0 \quad (2.38)$$

que é equivalente à relação adimensional,

$$F(\Pi_1, \Pi_2, \dots, \Pi_{m-n}) = 0 \quad (2.39)$$

Ou, então, na forma:

$$\Pi_1 = F_1(\Pi_2, \Pi_3, \dots, \Pi_{m-n}) \quad (2.40)$$

Quando apenas um grupo adimensional é formado a partir de todas as variáveis, ou seja, situação em que  $m - n = 1$ , este deverá ser uma constante, já que esse grupo não poderá ser função de outros parâmetros. Se existirem dois grupos- $\pi$ , um deverá ser uma função única do outro. A análise dimensional não dá a forma atual das funções  $F$ ,  $F_1$ ,  $F_2$ , ...,  $F_{m-n}$ , ou valor de qualquer constante adimensional. Essas funções deverão ser resultados de considerações teóricas mais elaboradas ou a partir de observações experimentais. Inicialmente, devem ser levadas em consideração quais variáveis são relevantes ao escoamento. Na Tabela 2.4, discriminam-se as variáveis importantes dos fenômenos micrometeorológicos e correspondentes dimensões.

Como exemplo, considerar a relação  $\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)$  em que a  $\bar{\theta}$  seja como função da altura  $z$  acima de uma superfície uniformemente aquecida. O fluxo de calor sensível  $H_0$ , o parâmetro de empuxo  $\left(\frac{g}{T_0}\right)$ , que aparece nas expressões para estabilidade estática e aceleração do empuxo, as propriedades do fluido/fluxo, como  $\rho$  e  $c_p$ , são variáveis importantes na representação do escoamento em uma camada próxima à superfície quando a convecção livre<sup>10</sup> (forçante térmica) prevalece sobre as forçantes mecânicas.

Dessa forma, pode-se estabelecer uma relação funcional na forma dimensional, como, por exemplo (ARYA, 2001):

$$f\left(\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right), H_0, \frac{g}{T_0}, z, \rho, c_p\right) \quad (2.41)$$

<sup>10</sup> Convecção livre ou forçante térmica. Durante o período diurno, essa forma de turbulência é intensa e prevalece sobre os parâmetros relacionados ao cisalhamento (forçantes mecânicas).

TABELA 2.4 - Variáveis relevantes dos fenômenos micrometeorológicos próximos à superfície e suas respectivas dimensões fundamentais.

Variável	Nome	Dimensão Fundamental	SI
$z$	Altura acima da superfície	<b>L</b>	m
$g$	Aceleração da gravidade	<b>LT<sup>-2</sup></b>	m s <sup>-2</sup>
$\theta_0$	Temperatura potencial à superfície	<b>K</b>	K
$\left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s$	Parâmetro de empuxo	<b>LT<sup>-2</sup>K<sup>-1</sup></b>	m s <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>
$\theta_v$	Temperatura potencial virtual	<b>K</b>	K
$\left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)_s$	Gradiente da temperatura potencial virtual média	<b>KL<sup>-1</sup></b>	K m <sup>-1</sup>
$\rho$	Massa específica	<b>ML<sup>-3</sup></b>	Kg m <sup>-3</sup>
$c_p$	Calor específico à pressão constante	<b>L<sup>2</sup>T<sup>-2</sup>K<sup>-1</sup></b>	J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$ \bar{\tau} $	Tensão de cisalhamento	<b>ML<sup>-1</sup>T<sup>-2</sup></b>	Kg m <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup>
$\frac{ \bar{\tau} }{\rho c_p}$	Velocidade de arrasto $u^2$	<b>L<sup>2</sup>T<sup>-2</sup></b>	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
$H_0$	Calor sensível	<b>MT<sup>-3</sup></b>	J m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$\frac{H_0}{\rho c_p}$	Calor sensível cinemático	<b>KLT<sup>-1</sup></b>	K m s <sup>-1</sup>

São necessárias várias observações minuciosas de temperatura, como uma função da altura, assim como do fluxo de calor sensível em diferentes regiões e horários, com a finalidade de se cobrir o máximo de condições e tipos de superfícies e diferentes regimes radiativos. Para generalizar essas condições para outros fluidos, seria fundamental realizar experimentos especificamente para esses fluidos. As variáveis  $\rho$

e  $c_p$  podem ser combinadas para formarem o fluxo de calor cinemático  $\left(\frac{H_0}{\rho c_p}\right)$ ,

$$F\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}, \frac{H_0}{\rho c_p}, \frac{g}{T_0}, z\right) \quad (2.42)$$

Um grupo adimensional  $\pi$  (pi) pode, então, ser formulado a partir da resolução do sistema de equações formado com os expoentes das várias quantidades envolvidas no grupo adimensional, que, no caso, são quatro variáveis:

$$\pi = \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right) \left(\frac{H_0}{\rho c_p}\right)^a \left(\frac{g}{T_0}\right)^b (z)^c \quad (2.43)$$

O índice 1 foi arbitrariamente escolhido como expoente para o primeiro termo do lado direito da equação, já que a qualidade adimensional de uma grandeza não é alterada pela potência. Em termos das dimensões fundamentais [L, T e K],

$$[L^0 T^0 K^0] = [KL^{-1}] [KLT^{-1}]^a [LT^{-2}K^{-1}]^b [L]^c \quad (2.44)$$

Pode-se calcular um sistema de equações resultante como

$$\begin{cases} -1 + a + b + c = 0 \\ -a - 2b = 0 \\ 1 + a - b = 0 \end{cases} \quad (2.45)$$

com o seguinte resultado:  $a = \frac{2}{3}$ ,  $b = \frac{1}{3}$ ,  $c = \frac{4}{3}$ . De posse desses índices, o grupo adimensional  $\pi$ , fica:

$$\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right) \left(\frac{H_0}{\rho c_p}\right)^{-2/3} \left(\frac{g}{T_0}\right)^{1/3} (z)^{4/3} = C \quad (2.46)$$

A constante  $C$  deve ser determinada experimentalmente.

Na camada limite superficial, a dependência dos fluxos turbulentos com a altura pode ser considerada desprezível (GARRAT, 1992).

## TEORIA DE SIMILARIDADE DE MONIN-OBUKHOV

Uma teoria de similaridade é baseada em uma análise dimensional dos parâmetros fundamentais do escoamento e na hipótese de similaridade particular entre certos parâmetros adimensionais. Assim, esta sugere relações funcionais plausíveis entre propriedades do escoamento. A teoria de similaridade de Monin-Obukhov é utilizada na camada limite superficial (CLS). As considerações importantes são: escoamento horizontalmente homogêneo e quase estacionário, fluxos turbulentos

de *momentum* e calor constantes, ou seja, são independentes da altura, trocas moleculares insignificantes se comparadas às trocas turbulentas e efeito rotacional desprezível.

Com a finalidade de se demonstrar a utilidade da análise dimensional na derivação do parâmetro de empuxo  $\zeta$  que é importante indicador de estabilidade na CLS, considere-se o gradiente da temperatura potencial virtual média  $\left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)_s$  como função da altura  $z$  sobre uma superfície aquecida uniformemente, o fluxo de calor sensível da superfície  $H_0$ , o parâmetro de empuxo  $\left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s$ , o arrasto superficial  $\left(\frac{|\vec{\tau}|}{\rho}\right)_s$  e as propriedades do fluido  $\rho$  e  $c_p$ :

$$f\left(\left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)_s, H_0, \left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s, \left(\frac{|\vec{\tau}|}{\rho}\right)_s, z, \rho, c_p\right) = 0 \quad (2.47)$$

e com o agrupamento de  $H_0$ ,  $\rho$  e  $c_p$ . A Equação (2.47) fica:

$$F\left(\left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)_s, \frac{H_0}{\rho c_p}, \left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s, \left(\frac{|\vec{\tau}|}{\rho}\right)_s, z\right) = 0 \quad (2.48)$$

Assim, de acordo com as escolhas aqui adotadas convenientemente, cinco quantidades com três variáveis chaves  $\left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)_s$ ,  $\left(\frac{|\vec{\tau}|}{\rho}\right)_s$  e  $\left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s$ , que são representadas pelas dimensões fundamentais, L, T e K, dois grupos- $\pi$  são formados  $m - n = 2$ :

$$\pi_1 = z^a \left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)_s^b \left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s^c \left(\frac{|\vec{\tau}|}{\rho}\right)_s^d \quad (2.49a)$$

$$\pi_2 = \left(\frac{H_0}{\rho c_p}\right)_s^i \left(\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}\right)_s^j \left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s^k \left(\frac{|\vec{\tau}|}{\rho}\right)_s^l \quad (2.49b)$$

Os índices  $a$  e  $i$  são considerados arbitrariamente como unidade assim como no exemplo anterior (Equações 2.49 a e b). A solução para o primeiro grupo adimensional  $\pi_1$  fica:

$$[L^0 T^0 K^0] = [L][KL^{-1}]^b [LT^{-2}K^{-1}]^c [L^2 T^{-2}]^d$$

$$L^0 T^0 K^0 = L^{1-b+c+2d} T^{-2c-2d} K^{-1}$$

com um sistema de três equações e três incógnitas:

$$\begin{cases} b - c = 0 \\ -2c - 2d = 0 \\ 1 - b + c + 2d = 0 \end{cases}$$

que resulta nos seguintes valores para os índices:  $b = c = \frac{1}{2}$ ,  $d = -\frac{1}{2}$

Logo, o primeiro grupo adimensional fica escrito na forma:

$$\pi_1 = Z \left( \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial Z} \right)_s^{\frac{1}{2}} \left( \frac{g}{\theta} \right)_s^{\frac{1}{2}} \left( \frac{|\vec{r}|}{\rho} \right)_s^{-\frac{1}{2}} \quad (2.50)$$

de forma análoga, o segundo grupo  $\pi_2$  fica:

$$[L^0 T^0 K^0] = [L T^{-1} K] [L^{-1} K]^j [L T^{-2} K^{-1}]^k [L^2 T^{-2}]^l$$

com um sistema de três equações e três incógnitas:

$$L^0 T^0 K^0 = L^{1-j+k+2l} T^{-1-2k-2l} K^{1+j-k}$$

$$\begin{cases} 1 - j - k = 0 \\ -1 - 2k - 2l = 0 \\ 1 - j + k + 2l = 0 \end{cases}$$

resolvido, então, com os seguintes valores para os índices:  $j = -\frac{1}{2}$ ,  $k = \frac{1}{2}$ ,  $l = -1$

Assim, o segundo grupo adimensional  $\pi_2$  é:

$$\pi_2 = \left( \frac{H_0}{\rho c_p} \right) \left( \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial Z} \right)_s^{-\frac{1}{2}} \left( \frac{g}{\theta} \right)_s^{\frac{1}{2}} \left( \frac{|\vec{r}|}{\rho} \right)_s^{-1} \quad (2.51)$$

É possível criar um novo grupo adimensional alternativo com a combinação entre grupos adimensionais já existentes desde que todas as variáveis estejam representadas (STULL, 1991). Dessa forma, como, por exemplo, um grupo  $\pi_3$  é formado a partir do produto entre os dois grupos adimensionais,  $\pi_1 \cdot \pi_2$ ,

$$\pi_3 = \pi_1 \cdot \pi_2 = Z \left( \frac{H_0}{\rho c_p} \right)_s \left( \frac{g}{\theta} \right)_s \left( \frac{|\vec{r}|}{\rho} \right)_s^{-\frac{3}{2}} \quad (2.52)$$

A velocidade de arrasto  $\left(\frac{|\vec{\tau}|}{\rho}\right)$  pode ser escrita em função dos componentes do vento em superfície,  $\left(\frac{|\vec{\tau}|}{\rho}\right) \equiv u_*^2 = \left[\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}\right]^{\frac{1}{2}}$ , e o fluxo cinemático  $\frac{H_0}{\rho c_p}$  em função da covariância entre o componente vertical do vento e a temperatura potencial virtual em superfície  $\frac{H_0}{\rho c_p} = \left(\overline{w'\theta'_v}\right)$ .

Então, o novo grupo adimensional  $\pi_3$  pode ser reescrito:

$$\pi_3 = \frac{z}{u_*^3} \left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s \left(\overline{w'\theta'_v}\right)_s \quad (2.53)$$

Ou ainda,

$$\pi_3 = \frac{\left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s \left(\overline{w'\theta'_v}\right)_s}{\left[\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}\right]^{\frac{3}{4}}} \quad (2.54)$$

Mais ainda, um novo grupo  $\pi_4$  pode ser formado a partir de  $\pi_3$ , por exemplo, se multiplicarmos  $\pi_3$  por  $(-\kappa)$ ,  $\pi_4 = -\kappa\pi_3$ , esse novo grupo adimensional é conhecido como o parâmetro de empuxo  $\zeta$ . Na hipótese de validade da teoria de similaridade de Monin-Obukhov, trata-se de um importante indicador da estabilidade na camada limite superficial (CLS),

$$\pi_4 = \frac{\kappa z \left(\frac{g}{\theta_0}\right)_s \left(\overline{w'\theta'_v}\right)_s}{\left[\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}\right]^{\frac{3}{4}}} \quad (2.55)$$

Seja  $\kappa$  a constante de von Kármán que não tem dimensão, e é considerada constante universal; seu valor aproximado é 0,4. Logo, a Equação (2.55) pode ser escrita na forma,

$$\zeta = -\frac{z \left(\frac{g}{\theta_0}\right) \left(\frac{H_0}{\rho c_p}\right)}{u_*^3} \quad (2.56)$$

ou, então,

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (2.57)$$

em que L é o comprimento de Obukhov, dado por:

$$L = - \frac{-u_*^3}{k \left( \frac{g}{\theta_0} \right)_s \left( \frac{H_0}{\rho c_p} \right)_s} \quad (2.58)$$

Logo, o parâmetro de empuxo é também um parâmetro de estabilidade. Os valores positivos indicam estabilidade ao passo que os valores negativos indicam instabilidade.

Em condições idealizadas, em uma superfície plana e uniforme, sem a presença da força de Coriolis e fluxos constantes, uma hipótese de similaridade pode ser usada para se obter a distribuição da velocidade, representada pelo cisalhamento do vento médio, dependente apenas da altura z acima da superfície, ou melhor ainda, de um plano de referência próximo à superfície, que depende, por sua vez, do arrasto superficial e da densidade do fluido.

O valor  $|L|$  (ordem de grandeza de 1 a 200 m) indica a espessura da camada próxima à superfície na qual os efeitos de cisalhamento e fricção são mais importantes. A turbulência gerada pelo cisalhamento do vento é, geralmente, dominante bem próximo à superfície ( $z \ll |L|$ ) em relação à turbulência gerada pelo empuxo. Ao contrário, quando  $z \gg |L|$ , a turbulência forçada pelo empuxo é dominante em relação à turbulência por cisalhamento do vento (ARYA, 2001). Nesse caso, a única escala característica de velocidade sobre superfície é a velocidade de arrasto

$u_* \equiv \left( \frac{\tau_0}{\rho} \right)^{1/2}$ , e a única escala característica de comprimento é z. Logo, a partir da

análise dimensional, o cisalhamento do vento adimensional é:

$$\left( \frac{z}{u_*} \right) \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right) = \frac{1}{\kappa} = \text{constante} \quad (2.59)$$

A teoria de similaridade de M-O tem validade quando os ventos não são calmos e não nulos (STULL, 1991). A Tabela (2.5) mostra a ordem dos valores típicos das escalas relevantes nos fluxos em superfície. Outras escalas podem ser definidas a

partir da combinação das variáveis, como, por exemplo, as escalas de temperatura da camada superficial e da umidade superficial, respectivamente:

$$\theta_*^{SL} = - \left( \frac{\overline{w'\theta'_v}}{u_*} \right)_s \quad (2.60)$$

$$q_*^{SL} = - \left( \frac{\overline{w'q'}}{u_*} \right)_s \quad (2.61)$$

Tabela 2.5 Ordem de grandeza das escalas relevantes na teoria de similaridade de Monin-Obukhov.

Escala	Ordem de grandeza	Nome
$L$	1 a 200 m	Comprimento de Obukhov
$z_0$	1 mm a 1 m	Comprimento de Rugosidade
$u_*$	0,05 a 0,3 m/s	Velocidade de Arrasto
$\theta_*^{SL}$	0,1 a 2,0 °C	Temperatura Superficial
$q_*^{SL}$	0,1 a 5 g/kg (água/ar)	Umidade Superficial

Fonte: STULL (1991)

A teoria de similaridade de Monin-Obukhov (M-O) prevê que qualquer escoamento médio ou turbulência à superfície, normalizados com uma combinação apropriada das escalas representadas na Tabela (2.5), deverá ser uma função universal de  $\frac{z}{L}$  apenas. Então, as relações de similaridade poderão ser escritas para várias variáveis dependentes, conforme a conveniência.

De acordo com a teoria de similaridade de Monin-Obukhov na camada limite superficial, as escalas turbulentas de velocidade  $u_*$  e de temperatura  $\theta_*$  estão relacionadas aos gradientes verticais de velocidade média do vento e temperatura, respectivamente, através das funções de estabilidade  $\phi_M = \phi_M(\zeta)$  e  $\phi_H = \phi_H(\zeta)$  (HÖGSTRÖM, 1988; STULL, 1988; HOWELL e SUN, 1998; ARYA 2001). Assim, tem-se:

$$\frac{d\bar{u}}{dz} = \frac{u_*}{\kappa z} \phi_M(\zeta) \quad (2.62)$$

$$\frac{d\bar{\theta}}{dz} = \frac{\theta_*}{\kappa z} \phi_H(\zeta) \quad (2.63)$$

em que as variáveis médias  $\bar{u}$  e  $\bar{\theta}$ , dependentes da altura, representam o vento e a temperatura potencial, e  $\theta_* = -\overline{w'\theta'}/u_*$  a escala de temperatura para o fluxo de calor  $\overline{w'\theta'}$ . A constante de von Kármán, adimensional, tem valor tradicional de 0,4 com alcance de 0,35 a 0,41. Geralmente, seu valor é calculado quando  $\phi_M = 1$  e  $z/L = 0$ . Nesse exemplo, o eixo x foi orientado paralelamente ao cisalhamento do vento. As funções  $\phi_m(\zeta)$  e  $\phi_H(\zeta)$  são funções universais básicas de similaridade, ou funções de estabilidade de quantidade de momento e de calor, respectivamente. As funções  $\phi$  devem ser determinadas empiricamente em sítio experimental. Quando é verificada a teoria de similaridade, os gradientes médios na camada superficial podem ser relacionados com as funções  $\phi$ .

Em condições neutras,  $z/L = 0$ , e, então, os perfis médios  $\bar{u}$  e  $\bar{\theta}$  (Equações 2.62 e 2.63) são logarítmicos em z (ver Figura 2.7). De acordo com a literatura, a partir de experiência em campo, as funções  $\phi$  assumem os valores:

$\phi_m(\zeta)$	$1 + \left(\frac{4,7z}{L}\right)$	$\zeta > 0$	Estável
	1	$\zeta = 0$	Neutro
	$\left[1 - \frac{15z}{L}\right]^{-1/4}$	$\zeta < 0$	Instável

$\phi_H(\zeta)$	$\frac{K_m}{K_h} + \frac{4,7z}{L}$	$\zeta > 0$	Estável
	$\frac{K_m}{K_h}$	$\zeta = 0$	Neutro
	$\frac{K_m}{K_h} \left[1 - \frac{9z}{L}\right]^{-1/4}$	$\zeta < 0$	Instável

em que  $\frac{K_m}{K_h}$  é a razão das difusividades turbulentas da quantidade de momento e de calor, indicado pelos índices  $m$  e  $h$ , respectivamente, que são fechamentos de primeira ordem de acordo com a teoria-K (STULL, 1991).

Existem duas fontes de turbulência na atmosfera, o empuxo e a mecânica. A razão entre elas representa a importância da taxa da produção mecânica da energia cinética turbulenta (TKE, do inglês *turbulent kinetic energy*) com a produção ou consumo da força de empuxo. Este valor é definido pela grandeza adimensional chamada de número de Richardson que pode ser representada em função dos gradientes médios:

$$R_i = \frac{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2 \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right)^2} \quad (2.64)$$

$$R_i = \frac{\zeta \phi_h(\zeta)}{\phi_m^2(\zeta)} \quad (2.65)$$

O inverso da função da Equação (2.65), ou seja,  $\zeta = f(R_i)$ , é utilizado com frequência, em caso da aceitação da validade da teoria de similaridade de M-O para se determinar o comprimento de Obukhov  $L$  a partir de medidas dos gradientes de velocidade do vento e de temperatura na camada limite superficial. Desta forma, as Equações (2.62) e (2.63) indicam os fluxos de *momentum* e de calor, caso experimentos cuidadosos sejam realizados com a finalidade de se conhecer as fórmulas empíricas das funções de similaridade.

## TEORIA DE SIMILARIDADE LOCAL

A teoria de similaridade local tem validade em camada limite estaticamente estável, em que a turbulência na parte superior e na metade da CLS não está em equilíbrio com os fluxos em superfície. Os fluxos locais, cisalhamentos e estabilidade são mais importantes como mecanismo gerador de turbulência do que os fluxos em superfície. As escalas relevantes e ordens de grandeza são apresentadas na Tabela (2.6). Os grupos adimensionais formados pelas escalas locais não são funções da altura acima da superfície, contudo esses grupos são dependentes da altura. As

variáveis individuais que formam os grupos variam significativamente com a altura, assim como as escalas características locais (STULL, 1991).

Tabela 2.6 Ordem de grandeza das escalas relevantes na teoria de similaridade de local.

Escala	Ordem de grandeza	Nome
$L_L = -\frac{u_*^3}{k \left( \frac{g}{\theta_0} \right) \left( \frac{H_0}{\rho c_p} \right)}$	0 a 50 m	Comprimento Local de Obukhov
$u_L = \left[ \overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right]^{1/4}$	0 a 0,3 m/s	Velocidade Local de Arrasto
$\theta_L = -\frac{\overline{w'\theta'_v}}{u_L}$	0 a 2 °C	Temperatura Local
$q_L = -\frac{\overline{w'q'}}{u_L}$	0 a 5 g/kg	Umidade Local

### TEORIA DE SIMILARIDADE DE CONVECÇÃO LIVRE-LOCAL

A camada de convecção livre-local é formada em situações de convecção intensa próxima à superfície. Os limiares para essa camada podem ser considerados a partir do topo da camada limite superficial até a base da camada limite convectiva. Desta forma, os parâmetros  $L$  e  $z_i$  não são relevantes.

### TEORIA DE SIMILARIDADE DA CAMADA DE MISTURA

A teoria de similaridade da camada de mistura (CM) é empregada quando a força de empuxo e a convecção livre dominam a turbulência em uma CLA com ventos calmos ou inexistentes. As condições de convecção livre aparecem quando há advecção de ar frio sobre uma região aquecida ou quando, em condições de calmaria, há aquecimento solar na superfície. A Tabela (2.8) contém as principais escalas características da CM assim como suas ordens de grandeza.

Tabela 2.7 Ordem de grandeza das escalas relevantes na teoria de similaridade de convecção livre-local.

Escala	Ordem de grandeza	Nome
$z$	0 a 50 m	Comprimento Local de Obukhov
$w_{LF} = \left[ z \left( \frac{g}{\theta_v} \right) \overline{w'\theta'_v} \right]^{1/3}$	0 a 0,3 m/s	Velocidade Local de Arrasto
$\theta_{LF} = - \frac{\overline{w'\theta'_v}}{w_{LF}}$	0 a 2 °C	Temperatura Local
$q_{LF} = - \frac{\overline{w'q'}}{u_{LF}}$	0 a 5 g/kg	Umidade Local

Tabela 2.8 Ordem de grandeza das escalas relevantes na teoria de similaridade da camada de mistura.

Escala	Ordem de grandeza	Nome
$z_i$	0 a 50 m	Profundidade da Camada de Mistura
$w_* = \left[ z_i \left( \frac{g}{\theta_v} \right) \overline{w'_s\theta'_v} \right]^{1/3}$	0 a 0,5 m/s	Escala de Velocidade Convectiva
$\theta_*^{ML} = - \frac{\overline{w'\theta'_v}}{w_*}$	0 a 2 °C	Escala de Temperatura Convectiva (ML)
$q_* = - \frac{\overline{w'q'}}{u_*}$	0 a 5 g/kg	Escala de Umidade Convectiva (ML)
$u_*^{ML} = \frac{u_*^2}{w_*}$		Escala de Velocidade Convectiva

## 2.4 BALANÇO DE ENERGIA

Uma superfície ideal é considerada uma região extensiva e plana, desprovida de vegetação e opaca à radiação. Em um volume de controle sobre uma superfície ideal, o balanço de energia na superfície (BES) é dado por (OKE 1987; STULL, 1988; GARRAT, 1992; ARYA, 2005):

$$R_n - G = H + LE \quad (2.66)$$

em que  $R_n$  é a radiação líquida,  $H$  e  $LE$  são os fluxos de calor sensível e calor latente, respectivamente, e  $G$  é o fluxo de calor da interação entre a atmosfera com o meio sub-superficial.

Todos os fluxos são considerados normais à superfície e são expressos em unidades do SI em  $W\ m^{-2}$ , ou  $J\ s^{-1}\ m^{-2}$ . Convencionalmente, os fluxos  $H$  e  $LE$  são positivos quando tem o sentido da superfície para a atmosfera, e negativos quando em sentido oposto. Já o fluxo  $G$ , assim como  $R_n$ , são positivos quando no sentido da atmosfera para a superfície e vice-versa.

De toda energia disponível, a parcela destinada ao aquecimento ou ao resfriamento da CLA está relacionada ao fluxo de  $H$ . Já  $LE$  representa a parcela de energia com capacidade de calor de transformação, ou seja, diz respeito aos processos de troca de fase da água, no caso a evaporação e a transpiração. O termo  $G$  é proveniente do meio subsuperficial, negativo durante o dia e positivo durante a noite.

A Figura (2.8) mostra duas situações bem distintas, na qual é possível observar diferenças significativas de magnitude entre os fluxos  $H$  e  $LE$  devido às taxas de evaporação (Figura 2.8a), que representa região rural com bastante umidade disponível, em contraste com a região urbanizada (Figura 2.8b).

Na primeira, o fluxo  $LE$  destaca-se por conta da alta taxa de evaporação. Assim, boa parte da energia disponível é utilizada na transformação de fase da água. Já na outra, o fluxo  $H$  é maior, o que indica que, em regiões urbanizadas, a atmosfera tem um potencial maior para o aquecimento.

Como observado, os componentes do BES apresentam forte dependência do ciclo diurno de aquecimento e resfriamento da superfície terrestre, além da sazonalidade. Essas características, por sua vez, estão relacionadas à latitude, às propriedades radiativas como emissividade e albedo, e também à condição do tempo presente. A proporção dos componentes do balanço de energia para uma região urbanizada está exemplificada na Figura (2.9).

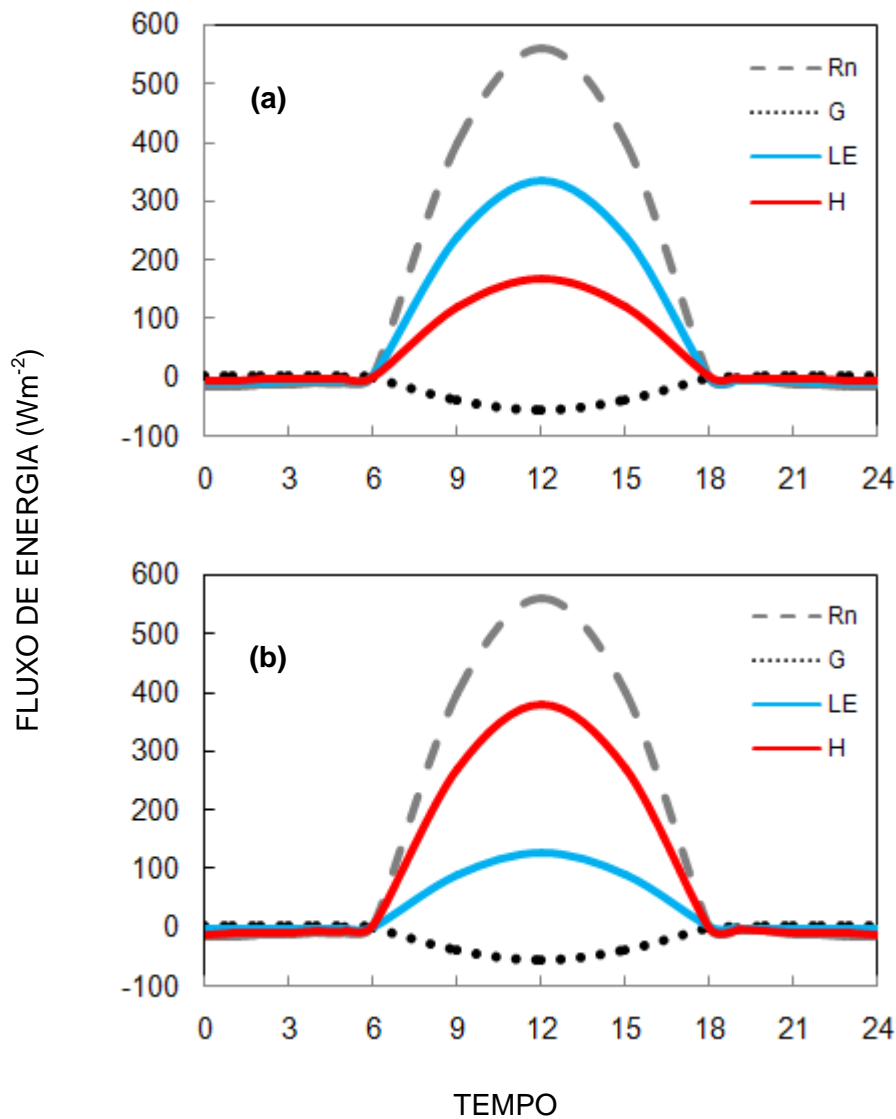


FIGURA 2.8 Balanço de energia próximo à superfície idealizado para os meses de verão para duas regiões hipotéticas: (a) região rural com bastante umidade disponível e (b) região bastante urbanizada (FONTE: adaptado de OKE, 1987 e ARYA, 2001).

Durante o dia, a superfície recebe a energia radiativa proveniente do Sol, que se sobressai em relação à perda constituída da emissão de radiação de ondas longas a partir da superfície, fator agravado especialmente em noites de céu claro, uma vez que as nuvens servem como isolantes radiativos nessa faixa de onda. Dessa forma,  $R_n > 0$  no período diurno e  $R_n < 0$  no período noturno. Mesmo durante a noite pode haver alguma compensação energética a partir de ganho de calor proveniente da atmosfera, de nuvens, do solo, além do calor latente liberado na formação de orvalho, porém a magnitude desses componentes é bem menor do que os componentes diurnos (Figura 2.9).

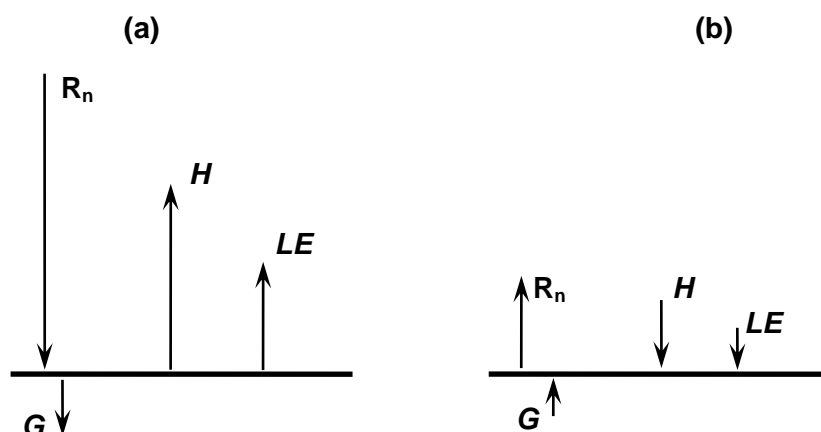


FIGURA 2.9 Proporção do balanço de energia próximo à superfície idealizado para os meses de verão para região bastante urbanizada (situação da Figura 2.8b): (a) condição diurna e (b) condição noturna (FONTE: adaptado de OKE, 1987 e ARYA, 2001).

Como sempre existem condições de rugosidade na superfície terrestre, seja pelo tipo seja pelo uso do solo, as superfícies não são consideradas ideais. Em geral, as superfícies apresentam desde heterogeneidades horizontais simples, tais como arbustos, árvores e construções no caso de uma superfície urbanizada, fatores que impõem padrões no escoamento em microescala, até grandes cadeias montanhosas e grandes corpos de água que influenciam no escoamento em grande escala. Além desses fatores, a declividade, a ondulação e opacidade da superfície interferem no balanço de radiação. Por conta disso, fontes e sumidouros energéticos devem ser levados em consideração na forma de um termo de armazenamento na equação do BES, conforme a equação:

$$R_n - G = H + LE + \Delta S \quad (2.67)$$

O termo de armazenamento  $\Delta S$  representa a mudança de energia armazenada no sistema por unidade de tempo e área horizontal, e pode ser representada em termos da taxa média de aquecimento ou resfriamento (OKE, 1987; ARYA 2001).

O BES é estimado para uma camada relativamente pequena com massa e capacidade térmica finita para que, num dado instante, se obtenha informação de como a energia é utilizada pelo meio.

## RAZÃO DE BOWEN

A razão de Bowen  $\beta$  é definida como a razão entre os fluxos de calor sensível e calor latente (OKE, 1987; STULL, 1988; ARYA, 2001):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (2.68)$$

Quando  $\beta$  é maior do que a unidade, a superfície transfere calor sensível para a CLA sob a forma de convecção térmica. Essa situação é encontrada sobre superfícies onde há pouca disponibilidade de água, como, por exemplo, em cidades e regiões semi-áridas. Em situação oposta, a energia disponível na superfície é majoritariamente utilizada para os processos evapotranspirativos (calor latente) e contribui para a elevação do nível de umidade. A Tabela (2.5) contempla tipos clássicos de superfícies com seus respectivos valores de  $\beta$ .

TABELA 2.5 - Valores estimados da Razão de Bowen para diversos tipos de superfície.

Tipo de superfície	Razão de Bowen	Relação $H - LE$
Oceanos Tropicais	0,1	$H \gg LE$
Florestas Tropicais	0,3	$H \gg LE$
Florestas Temperadas e Pastagens	0,4 – 0,8	$H < LE$
Regiões semi-áridas	2 – 6	$H \gg LE$
Cidades	6,5	$H \gg LE$

FONTES: OKE (1987).

De acordo com a teoria-K da difusão turbulenta, as medidas de temperatura e de umidade específica, em diferentes níveis, podem ser usadas na estimativa indireta dos fluxos de calor sensível e de calor latente, como

$$\frac{H}{\rho c_p} = -K_H \left( \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z} \right) \quad (2.69)$$

$$\frac{LE}{\rho L_v} = -K_v \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (2.70)$$

sendo  $K_H$  e  $K_L$  os coeficientes de difusividade turbulenta de calor e umidade, respectivamente ( $m^2 s^{-1}$ ).

O sentido da transferência de calor, ou seja, o sinal de  $H$  é determinado pelo gradiente de temperatura. No período diurno, esse gradiente é negativo; logo,  $H$  é positivo - sentido da superfície para a CLA. No período noturno, com a ocorrência da inversão térmica de superfície, o gradiente é positivo, o que resulta em  $H$  negativo.

O método da razão de Bowen (BREB) (STULL, 1988; ARYA 2001) pode ser utilizado para estimar de forma indireta os fluxos turbulentos de calor sensível e latente sobre uma superfície horizontalmente homogênea. Pelas Equações (2.66) e (2.68), pode-se deduzir os fluxos, sem considerar o termo de armazenamento, da seguinte forma:

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (R_n - G) \quad (2.71)$$

$$LE = \frac{1}{1 + \beta} (R_n - G) \quad (2.72)$$

## RADIAÇÃO LÍQUIDA $R_n$

A radiação líquida é o resultado do somatório de todos os componentes do fluxo radiativo ou irradiância de onda curta (OC) e de onda longa (OL),

$$R_n = \mathbf{OC}_{\downarrow} + \mathbf{OC}_{\uparrow} + \mathbf{OL}_{\downarrow} + \mathbf{OL}_{\uparrow} \quad (2.73)$$

Os índices em forma de setas, para baixo e para cima, indicam a radiação proveniente da superfície e da atmosfera, respectivamente.

A radiação líquida, em condições ideais, possui um ciclo diurno bem definido dominado pela radiação solar durante o período diurno, enquanto, no período noturno, a radiação de onda longa é a componente responsável pelo resfriamento da superfície. O fluxo radiativo ( $\text{W m}^{-2}$ ) é definido como a quantidade de energia radiante, integrada sobre todos os comprimentos de onda, recebida ou emitida por uma unidade de área da superfície e por unidade de tempo. Para a maioria das aplicações atmosféricas, o domínio do comprimento de onda é  $0,1 \leq \lambda \leq 100 \mu\text{m}$ ; para efeito de comparação, a percepção humana é capaz de interpretar, aproximadamente, apenas o espectro dentro do intervalo  $0,36 \leq \lambda \leq 0,75 \mu\text{m}$ , conhecido como canal visível

Praticamente todos os corpos na natureza emitem radiação, que é proporcional a sua temperatura. Caso um corpo, a uma dada temperatura, emita o máximo possível de radiação, para todos os comprimentos de onda, por unidade de área de sua superfície e por unidade de tempo, esse corpo é chamado de radiador perfeito ou

corpo negro. O fluxo de radiação emitido por tal corpo é dado pela lei de Stefan-Boltzmann:

$$R = \sigma T^4 \quad (2.74)$$

em que  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ (M m}^{-2} \text{ K}^{-4})$  é a constante de Stefan-Boltzmann

A Lei de Planck expressa a energia radiante por unidade de comprimento de onda emitida por um corpo negro, em função de sua temperatura:

$$R_\lambda = \left(2\pi h_p c^2 / \lambda^5\right) \left[\exp\left(h_p c / b \lambda T\right) - 1\right]^{-1} \quad (2.75)$$

com

$$h_p = 6,622 \times 10^{-34} \text{ (J s) - constante de Planck;}$$

$$b = 1,381 \times 10^{-23} \text{ (J K}^{-1}) \text{ - constante de Boltzmann;}$$

$$c = 3 \times 10^8 \text{ (m s}^{-1}) \text{ - velocidade da luz.}$$

Dessa forma, o fluxo de radiação total emitido por um corpo negro é dado por:

$$R = \int_0^\infty R_\lambda d\lambda \quad (2.76)$$

O comprimento de onda no qual  $R_\lambda$  é máximo é inversamente proporcional à temperatura absoluta e dada pela Lei de Wien:

$$\lambda = \frac{2897}{T} \quad (2.77)$$

A radiação solar recebida no topo da atmosfera é equivalente ao de um corpo negro com temperatura e comprimento de onda curta, com valores aproximados de 6000 K e  $\lambda_{\text{max}} = 0,48 \mu\text{m}$ , respectivamente. Já a radiação terrestre (onda longa) corresponde a valores da ordem de 287 K  $\lambda_{\text{max}} = 10 \mu\text{m}$ . A Tabela (2.6) exemplifica os componentes de radiação da Equação (2.73) com referência a superfície terrestre.

TABELA 2.6 – Intervalos dos componentes radiativos de onda curta e de onda longa, com valores estimados a partir da superfície.

$\text{OC}_\downarrow = \int_{0,15\mu\text{m}}^{4,0\mu\text{m}} R_\lambda d\lambda$	$\text{OC}_\uparrow = \int_{0,15\mu\text{m}}^{4,0\mu\text{m}} R_\lambda d\lambda$
$\text{OL}_\downarrow = \int_{3,0\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} R_\lambda d\lambda$	$\text{OL}_\uparrow = \int_{3,0\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} R_\lambda d\lambda$

Para uma representação mais realística das superfícies naturais, já que não são radiadores perfeitos, ou seja, não são corpos negros, consideram-se algumas propriedades radiativas:

- emissividade  $\varepsilon_\lambda$  é a razão entre os fluxos da superfície e do corpo negro, a mesma  $T$  e  $\lambda$ ;
- absortividade  $\alpha_\lambda$  é a razão entre a energia absorvida pela superfície e a energia total incidente;
- refletividade  $r_\lambda$  é a razão entre a energia refletida pela superfície e o total incidente;
- transmissividade  $t_\lambda$  é a razão de radiação transmitida ao meio pela quantidade pelo total incidente;

Logo, com o princípio de conservação de energia, essas propriedades radiativas relacionam-se da seguinte forma:

$$\alpha_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1 \quad (2.78)$$

No entanto, para um corpo negro, em um dado comprimento de onda, a absortividade é igual emissividade,  $\alpha_\lambda = \varepsilon_\lambda = 1$ , Lei de Kirchhoff, além de que  $r_\lambda = t_\lambda = 0$ . O balanço de radiação nas superfícies naturais é dado pela integração das propriedades radiativas em todos os comprimentos de onda, como, por exemplo,

$$\alpha_\lambda = \frac{\int_{0,15\mu\text{m}}^{4\mu\text{m}} R_\lambda \, d\lambda}{\int_{0,15\mu\text{m}}^{4\mu\text{m}} R_\lambda \, d\lambda} \text{ refletida}, \text{ e } \varepsilon_\lambda = \frac{\int_{3\mu\text{m}}^{100\mu\text{m}} R_\lambda \, d\lambda}{\sigma T^4} \text{ emergente}.$$

Ao contrário do corpo negro, um corpo

cinza absorve parcialmente a energia que recebe. Para esse corpo, além da emissividade ser constante, ela é inferior a unidade. Por simplificação, a superfície terrestre é considerada um corpo cinza.

A constante solar  $S_0$  é a medida da intensidade da radiação solar dada como o fluxo de energia radiante em uma área normal à direção de propagação; tal valor, compreendido entre 1350 a 1400  $\text{W m}^{-2}$ , é observado no topo da atmosfera. Já na superfície terrestre, esse valor é, muitas vezes, bem menor devido ao espalhamento, absorção e reflexão proporcionados pela atmosfera e pelas nuvens. O fluxo  $OC_\downarrow$  pode ser considerado como função da latitude, da declinação solar e do ângulo zenital.

Parte da radiação de onda curta que incide sobre a superfície terrestre é refletida de forma que:

$$OC_{\uparrow} = -\alpha OC_{\downarrow} \quad (2.79)$$

A refletividade de radiação de onda curta  $\alpha$ , ou albedo, é um parâmetro radiométrico amplamente utilizado em ciências atmosféricas, sensoriamento remoto, recursos hídricos e em astronomia. O albedo é uma grandeza adimensional geralmente dada em porcentagem; superfícies cobertas por neve têm o  $\alpha$  elevado, da ordem de 90%, enquanto, na superfície do mar, seu valor é bem menor, com cerca de 10%.

Outra parcela de radiação que chega à superfície é espalhada por moléculas da atmosfera e partículas em suspensão no ar. A quantidade de radiação difusa varia conforme o ciclo diurno, estações do ano e latitude, além da parcela refletida pelas nuvens.

A radiação terrestre  $OL_{\uparrow}$  pode ser representada pela lei de Stefan-Boltzmann modificada para o corpo cinza,

$$OL_{\uparrow} = -\varepsilon\sigma T_s^4 \quad (2.80)$$

com  $T_s$  sendo a temperatura da superfície (K).

O sinal negativo é devido à convenção de sinais dos fluxos radiativos. Dessa forma, de posse da informação da temperatura da superfície terrestre, e da estimativa de sua emissividade, é possível estimar a radiação terrestre. Sobre regiões continentais,  $OL_{\uparrow}$  tem um ciclo diurno bem definido com máximo nas primeiras horas da tarde e mínimo ao amanhecer. Grande parte da radiação emitida pela superfície é absorvida pelos gases atmosféricos, o que proporciona o efeito estufa.

Grande parcela da radiação de onda longa proveniente da superfície terrestre é absorvida e irradiada pela atmosfera, que também absorve uma pequena quantidade da radiação solar. Uma característica marcante da atmosfera terrestre é que a absorção-emissão de radiação ocorre intercaladamente e prioriza alguns intervalos de comprimento de onda, e não de forma contínua no espectro. Esse fenômeno chama-se janela atmosférica. Embora todas as camadas atmosféricas sejam importantes na distribuição radiativa por conta da absorção-emissão, a CLA destaca-se, com maior contribuição, já que nela ocorrem grandes concentrações de vapor de água e  $CO_2$ , por exemplo. Uma forma simplificada de representar a energia da atmosfera, sem nuvens, é:

$$OL_{\downarrow} \approx 0,94 \times 10^{-5} \sigma T_{ar}^6 \quad (2.81)$$

com  $T_{ar}$  sendo a temperatura média da atmosfera.

Uma característica de  $OL_{\downarrow}$  é que não apresenta um ciclo diurno significativo.

Os termos da Equação (2.73) podem ser, agora, representados com a inclusão das propriedades radiativas do corpo cinza, para a atmosfera sem nuvens e com  $T_s = T_{ar}$ , da seguinte forma:

$$OC = (1 - \alpha) OC_{\downarrow} \quad (2.82a)$$

$$OL = -\sigma T^4 (\varepsilon - 0,94 \times 10^{-5} T^2) \quad (2.82b)$$

A Equação (2.82b) é o resultado da combinação das Equações (2.80) e (2.81). Dessa forma, a radiação líquida fica:

$$R_n = (1 - \alpha) OC_{\downarrow} - OL = -\sigma T^4 (\varepsilon - 0,94 \times 10^{-5} T^2) \quad (2.83)$$

Em condições de céu claro, no período diurno,  $|OL| \ll OC$ , o balanço de radiação líquida pode ser aproximado por  $R_n \approx OC$ . Durante o período noturno,  $OC_{\downarrow} = 0$ ; o balanço fica  $R_n = OL$  e ocorre um resfriamento radiativo já que  $OL_{\downarrow} < -OL_{\uparrow} \Rightarrow R_n$ .

## FLUXO DE CALOR NO SOLO

O fluxo de calor no solo representa o transporte de calor no solo pelo processo de condução molecular e, para solos sólidos, pode ser expresso pela *lei de Fourier*

$$G = -k_s \left( \frac{\partial T_s}{\partial x} + \frac{\partial T_s}{\partial y} + \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad (2.84)$$

em que,

$k_s$  é a condutividade térmica ( $W m^{-1} K^{-1}$ );

$T_s$  é a temperatura do solo (K).

Em geral, durante o dia, o fluxo de calor no solo indica um transporte de energia da superfície para o interior do solo. Durante a noite, ocorre o inverso. Em superfícies aquáticas, o calor é transferido da mesma forma que na atmosfera, ou seja, condução molecular nas camadas mais próximas da superfície e movimento turbulento nas camadas mais profundas.

# CAPÍTULO 3

## METODOLOGIA

A presente dissertação propõe-se a estimar os componentes do balanço de energia, ou seja, energia disponível e fluxos de calor sensível e de calor latente no Pantanal Sul Mato-Grossense para a estação seca a partir dos sinais mensurados ao longo da terceira campanha IPE, denominada IPE-2, realizada em setembro de 1999.

Em MARQUES FILHO *et al.* (2008), foi verificada a validade da teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) para os dados da campanha IPE-1. Os autores estudaram as características turbulentas no Pantanal através dos métodos da correlação turbulenta e da variância com o uso dos registros ambientais gerados, no mesmo sítio experimental. A campanha IPE-1 foi realizada entre abril e maio de 1998 e registrou informações significativas sobre o Pantanal no final da estação cheia, que foi caracterizada por uma fina lâmina de água em todo o sítio experimental com variação de altura entre 7 a 15 cm.

Neste trabalho, o foco do estudo concentra-se na estação seca, assumindo-se a condição de validade da teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO). Destaca-se que os equipamentos convencionais empregados nas campanhas IPE-1 e IPE-2 foram os mesmos, com exceção do anemômetro sônico. No Capítulo 4, serão detalhados os equipamentos utilizados na campanha IPE-2. Observa-se ainda que as flutuações de umidade do ar não foram medidas no experimento IPE-2, diferentemente da campanha IPE-1, o que inviabiliza o cálculo direto do fluxo de calor latente, um dos componentes do balanço de energia.

Com base nesse referencial, optou-se, nesta pesquisa, pela alternativa de utilizar o método da Razão de Bowen ( $\beta$ ) modificado, proposto por LIU e FOKEN (2001), para estimativa do fluxo de calor latente. No que concerne ao fluxo de calor sensível, nota-se que o uso do anemômetro sônico na campanha IPE-2 permite o uso do método das correlações turbulentas, assim como foi aplicado na campanha IPE-1 (MARQUES FILHO *et al.*, 2008).

A metodologia para este trabalho implica, em última análise, o controle de qualidade das medidas ambientais adquiridas via torre meteorológica instalada na área experimental. Os algoritmos computacionais desenvolvidos nesta dissertação foram implementados no código computacional MATLAB. Assim, neste capítulo, aborda-se, mais especificamente, a fundamentação teórica e os correspondentes

procedimentos adotados na análise dos dados. Expõe-se, no Capítulo 4, com mais detalhes, a área de estudo, enquanto, no Capítulo 5, são apresentados os resultados embasados na abordagem metodológica aqui explicitada.

A descrição dos processos turbulentos da CLA pelos modelos numéricos de previsão do tempo exige a parametrização adequada da variância, covariância, curtose e assimetria, momentos que estão relacionados com quantidade de energia ou com propriedades transferidas.

A forma direta de obter tais momentos estatísticos é a partir de medidas *in situ* coletadas por instrumentos capazes de registrar parâmetros micrometeorológicos em alta frequência temporal. Por conta disso, os anemômetros sônicos são bastante utilizados atualmente. O princípio de funcionamento desses instrumentos é baseado no tempo em que um pulso sonoro percorre entre pares de transdutores capazes de emitir e receber ultrassom, com resolução temporal da ordem de 16 Hz ou melhor. Os pares de transdutores podem ser construídos de modo que amostram a velocidade do escoamento atmosférico em três dimensões. Os anemômetros sônicos também são capazes de estimar as flutuações de temperatura do ar (DRUILHET e DURAND, 1997; LIU e FOKEN, 2001; BARTHLOTT, 2002; HÖGSTRÖM, 2004).

Foi desenvolvido, para este trabalho, um particular algoritmo com o intuito de executar algumas metodologias propostas por VICKERS e MAHRT (1996), MAHRT (1997) e HOWELL e SUN (1999) para verificar os limiares que separam os dados espúrios daqueles que serão utilizados na estimativa dos fluxos turbulentos, assim como a verificação da estacionariedade das séries temporais. Desta forma, o processo do controle de qualidade dos dados foi automatizado em uma primeira fase, para depois, então, através de verificações visuais subjetivas, por meio gráfico, investigar a consistência física de alguns parâmetros meteorológicos. O fluxograma metodológico mais geral está apresentado na Figura (3.1).

A partir do fluxograma apresentado na Figura (3.1), identifica-se que, no procedimento de coleta dos dados ambientais, a escala temporal representativa da turbulência atmosférica deve ser avaliada (Figura 3.2). O sinal turbulento é influenciado por interações de fenômenos atmosféricos em diferentes escalas temporais e espaciais. A análise espectral descreve a distribuição de energia (covariâncias) em termos de sua frequência, além de possibilitar a compreensão de como é o processo de troca de energia entre as diferentes escalas (VICKERS e MAHRT 1997; MAHRT, 1998).

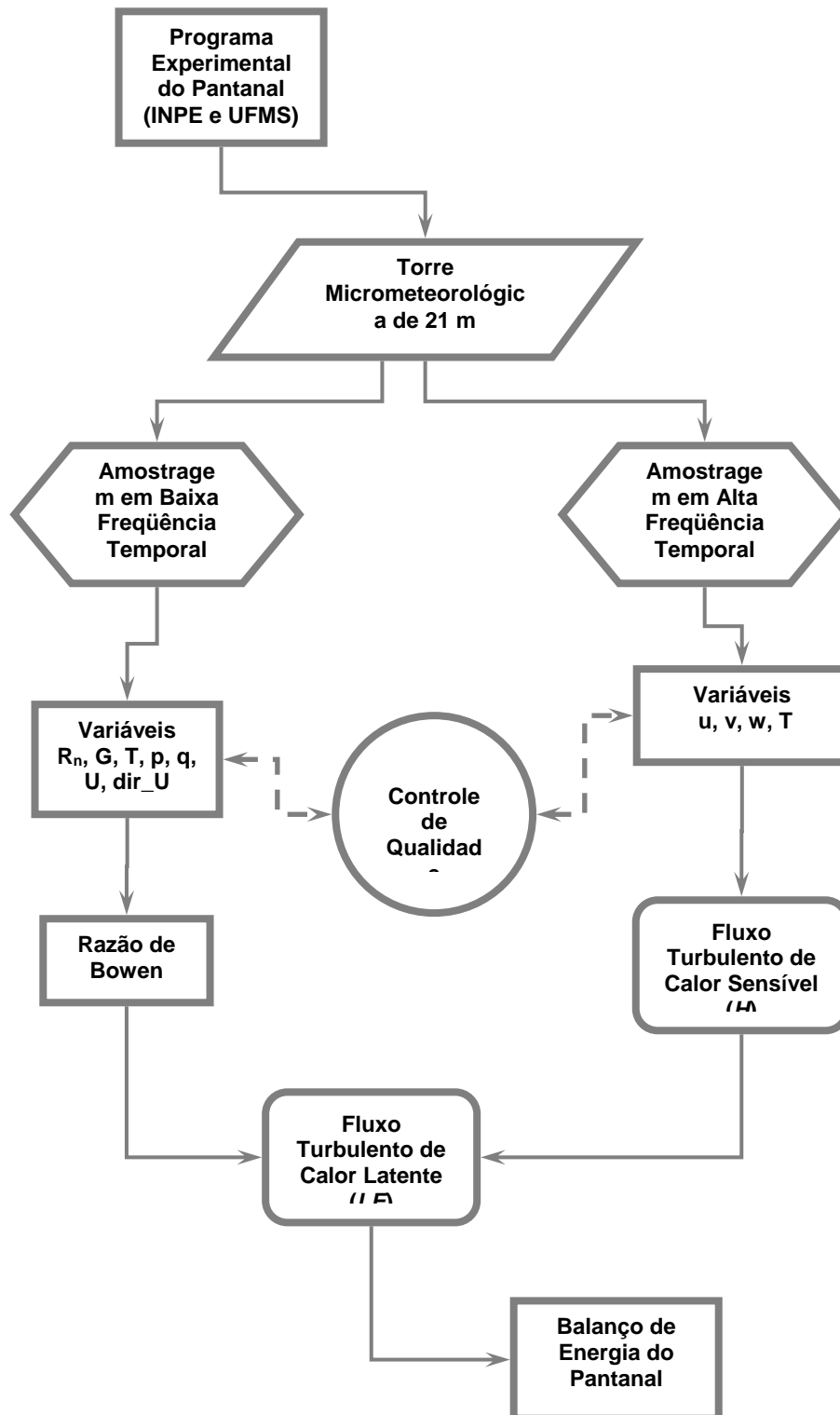


FIGURA 3.1 Fluxograma metodológico utilizado para a obtenção da estimativa do balanço de energia sobre a superfície do Pantanal Sul Mato-Grossense.

A covariância dos turbilhões (*eddy-correlation*, em inglês) é um momento estatístico de segunda ordem e é considerada padrão no cálculo dos fluxos turbulentos (STULL, 1988; ARYA 2001). Essa técnica utiliza os sinais tratados oriundos do anemômetro sônico. A covariância para duas variáveis X e Y é dada por:

$$\text{cov } XY = \overline{X'Y'} \quad (3.1)$$

em que a barra horizontal representa a média, enquanto que as aspas indicam as flutuações a partir da média. Em termos práticos, em caso de medidas fixas, a partir da torre micrometeorológica e anemômetro sônico, por exemplo, é utilizada a média temporal. As covariâncias (ou variâncias) são calculadas da seguinte forma:

$$\overline{X'Y'} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} X'(t) Y'(t) dt \quad (3.2)$$

em que  $\tau$  é o período de amostragem.

As medidas temporais devem representar com acurácia todo o alcance das escalas da turbulência. O tempo de amostragem utilizado deve ser igual ou superior a escala integral de tempo, que representa a escala temporal na qual a turbulência permanece correlacionada (KAIMAL e FINNIGAN, 1994). A escala integral de tempo está diretamente relacionada à escala dos turbilhões dominantes e pode ser obtida a partir de informações do pico espectral  $\lambda_m$  dos componentes de velocidade do vento.

A equivalência entre as escalas temporal e espacial é dada pelo conceito do turbilhão congelado da hipótese de Taylor. A validade desse conceito consiste na permanência da estrutura turbulenta, que considera o período de advecção rápido o suficiente para que o turbilhão não se deforme ao passar por um ponto fixo no espaço, no caso de uma torre micrometeorológica, por exemplo. Então, o tempo em que ocorrem mudanças nas propriedades físicas do turbilhão é muito maior do que  $\tau$ .

Com a hipótese de Taylor, é possível obter informação aproximada da estrutura do turbilhão com medidas de vento, através de uma torre micrometeorológica aparelhada com anemômetro sônico, em vez de medidas espaciais (em função do tempo). Seja  $\xi$  uma variável qualquer, a hipótese de Taylor é válida se:

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{\partial \xi}{\partial t} + \mathbf{U} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \mathbf{V} \frac{\partial \xi}{\partial y} + \mathbf{W} \frac{\partial \xi}{\partial z} = 0.$$

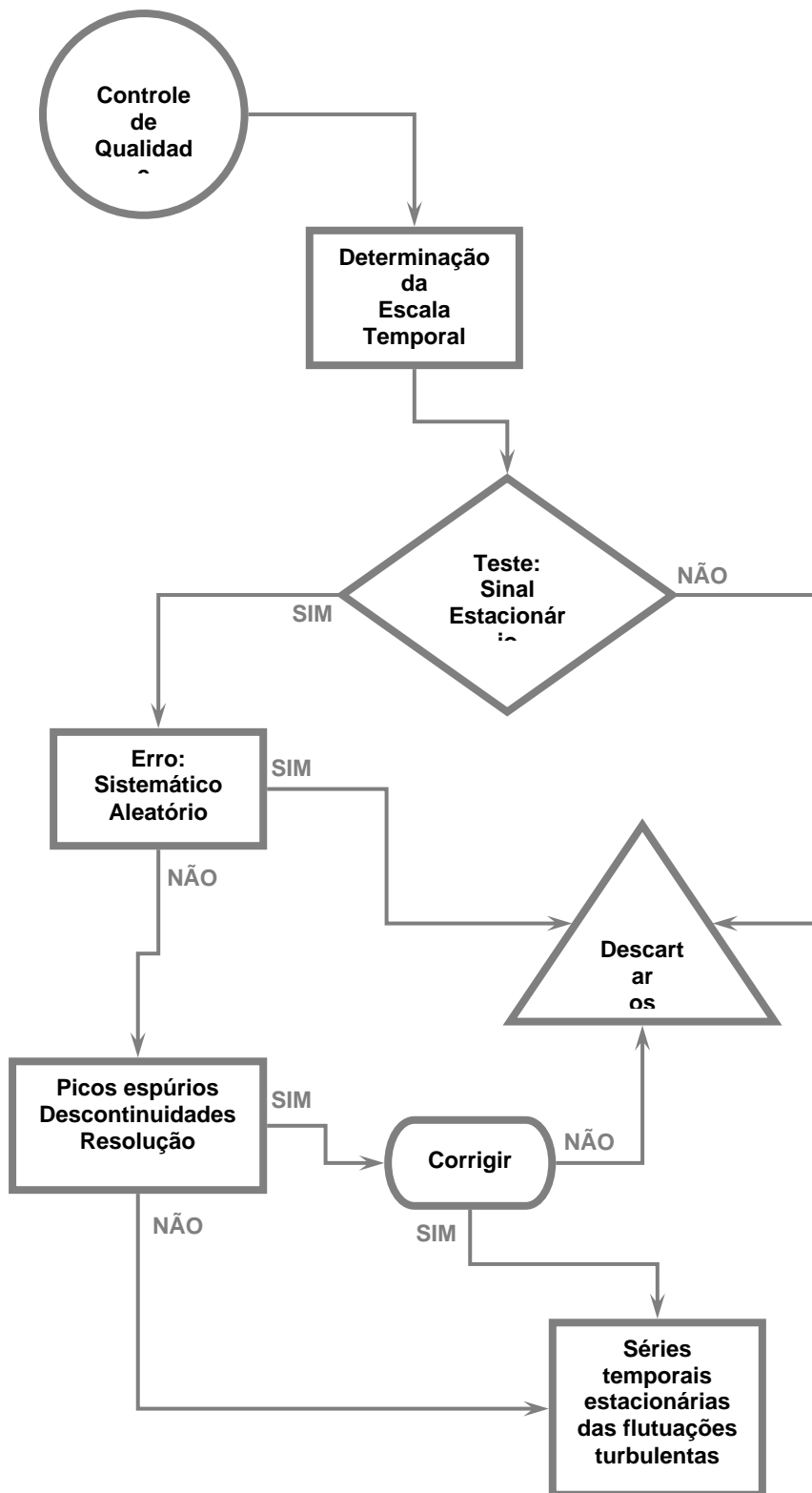


FIGURA 3.2 Fluxograma metodológico do controle de qualidade da série temporal de alta frequência temporal (16 Hz) proveniente do anemômetro sônico.

Na campanha intensiva IPE-2, foi utilizado o anemômetro ultra-sônico modelo CSAT3 com amostragem ajustada em 16 Hz. Esse instrumento é capaz de medir o escoamento atmosférico horizontal e a temperatura sônica, que é aproximadamente a temperatura virtual. A velocidade do vento em três dimensões, em coordenadas ortogonais  $u$ ,  $v$  e  $w$ , pode ser calculada, já que o equipamento, conforme observado na Figura (3.3), o anemômetro sônico possui três pares de transdutores orientados não ortogonalmente (ângulo de  $60^\circ$ ), que são capazes de receber e emitir sinal ultra-sônico, de modo que o escoamento horizontal seja contemplado. O período em que o sinal percorre está associado a fatores ambientais tais como a densidade do ar, temperatura, velocidade do som e umidade. A resolução medida para os componentes  $x$  e  $y$  é de  $1 \text{ mm s}^{-1}$  e  $0,5 \text{ mm s}^{-1}$  em  $z$ . Devido à taxa de amostragem, o ruído não é afetado.

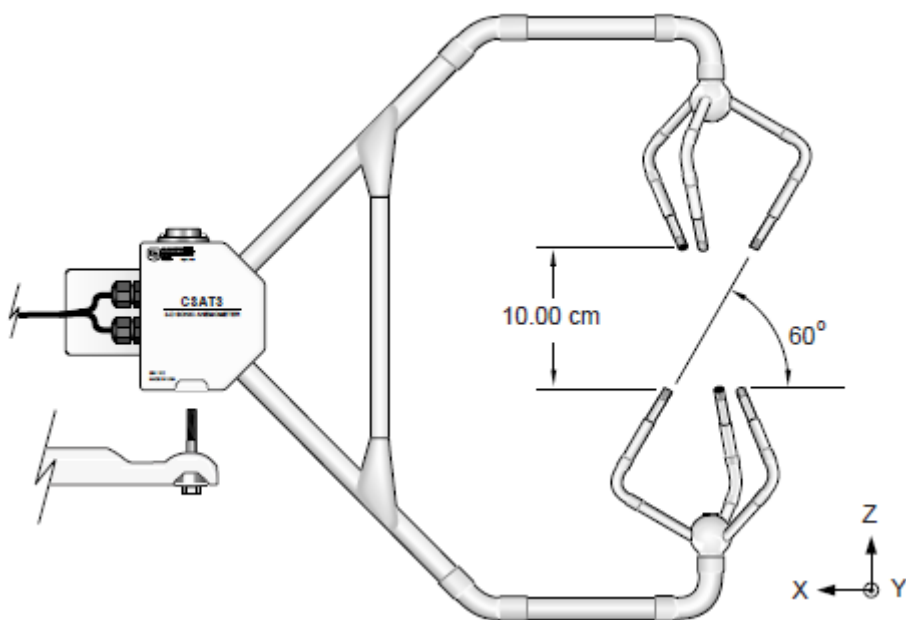


FIGURA 3.3 Anemômetro sônico tridimensional (modelo CSAT3) utilizado na campanha intensiva IPE-2 (FONTE: Manual técnico da Campbell Scientific, Inc.).

Logo, a qualidade das séries temporais (sinal bruto) deve ser verificada com o intuito de se descartar ou até mesmo corrigir esses sinais. Várias metodologias foram desenvolvidas para se melhorar e automatizar o processo de identificação e tratamento dos dados espúrios. Esse processo é chamado de controle de qualidade (CQ).

Em HØJSTRUP (1993), um método estatístico foi utilizado para comparar sinais turbulentos coletados com prognósticos gerados a partir de uma distribuição quase Gaussiana. Foram consideradas a média, a variância e a correlação ponto a ponto na série temporal. As séries temporais foram simuladas utilizando-se o método BOX-MULLER, que consiste em gerar desvios aleatórios com distribuição Gaussiana (normal). Um ponto  $x_i$  na série temporal é calculado a partir do ponto anterior ( $x_{i-1}$ ) e um número aleatório  $G(\bar{x}, \sigma)$ , em que  $\bar{x}$  representa a média e  $\sigma$  o desvio padrão. No teste, foram comparados quatro métodos de previsão: (a) previsão com a mesma média, variância e função de correlação da série original; (b) previsão com a mesma média e correlação, mas com menos variância em relação à série original; (c) a mesma média em relação à série original; (d) persistência. O método (b) obteve melhor resultado e foi escolhido como modelo de previsão. O valor original da série poderá ser descartado caso haja muita discrepância entre seu valor e o valor do prognóstico, e então, substituído pelo valor teórico. No estudo, foram comparados quatro métodos de previsão e apenas um método com uso de dados coletados e gerados artificialmente.

Os procedimentos discutidos por VICKERS e MAHRT (1996) e MAHRT (1997), para registros coletados em torres micrometeorológicas e em aviões, ajudam identificar erros instrumentais, problemas na amostragem e situações pouco comuns, porém fisicamente plausíveis, através de limiares empíricos. As séries temporais são classificadas com marcadores (*flags*), que representam potenciais problemas na série temporal. Os marcadores podem ser dos seguintes tipos: primários (*hard flags*) e secundários (*soft flags*).

Os marcadores primários identificam anomalias que podem ser resultantes do mau funcionamento dos instrumentos ou algum problema no registro dos sinais. Essas séries são descartadas. Já os marcadores secundários estão relacionados a problemas físicos, aparentemente incomuns, e podem tanto ser removidos quanto substituídos. Alguns fenômenos atmosféricos tais como inversões térmicas na CLA, ou alguma camada mais próxima a superfície, frentes frias e interações com circulação atmosférica de mesoescala, podem gerar comportamentos incomuns na estrutura vertical da CLA.

A última etapa no controle de qualidade consiste na inspeção visual gráfica dos sinais marcados como primários (*hard flags*) por procedimentos automatizados, seja para verificar se houve realmente problemas na gravação e/ou erros instrumentais, ou se aquele comportamento tem algum significado físico plausível.

Os procedimentos avaliam: picos espúrios (*spikes*), problema de resolução temporal, erros grosseiros de registro dos sinais através de limiares dos parâmetros físicos, como limites absolutos das variáveis, quedas abruptas dos valores dos parâmetros na série temporal (*dropouts*), além da avaliação dos momentos estatísticos de alta ordem, mais precisamente as medidas de dispersão associados à homogeneidade da série, que são a assimetria (*skewness*) e a curtose (*kurtosis*). Os registros não estacionários (variabilidade em mesoescala) são excluídos, porque a estimativa dos fluxos é dependente da escala característica.

Após o controle de qualidade, uma escala temporal média representativa do turbilhão é, então, determinada para cada situação: período estável e período instável. Essas escalas podem ser calculadas a partir de co-espectro ou pelo fluxo acumulado do co-espectro integrado, ou, então, por meio de médias em seções (janelas de controle) na série temporal, como sugerido por SUN *et al.* (1996).

A análise espectral (co-espectral) descreve a distribuição de energia (covariâncias) em termos de sua frequência e possibilita compreender as trocas de energia entre as diferentes escalas.

O espectro de energia representado na Figura (3.4) mostra três fases distintas na distribuição de energia, a saber: região A, que representa a produção de turbulência, onde se situa o pico, provocada pelo empuxo e cisalhamento do vento; intervalo B, que é o subdomínio inercial, responsável por particionar a energia em escalas cada vez menores – nesse intervalo, a energia não é produzida nem dissipada; e C, região de dissipação em que a energia cinética é convertida em energia interna.

## MÉDIA DE REYNOLDS

O valor instantâneo de uma variável pode ser decomposto em uma condição média da atmosfera mais uma flutuação turbulenta. Desta forma, o valor instantâneo para uma variável  $\phi$  fica (STULL, 1988):

$$\phi = \bar{\phi} + \phi' \quad (3.3)$$

A média de  $\phi$  é dada por  $\overline{(\phi)} = \overline{(\bar{\phi} + \phi')} = \bar{\phi} + \overline{\phi'}$ , já que  $\overline{(\phi + \phi')} = \bar{\phi} + \bar{\phi}'$  e  $\overline{(\bar{\phi})} = \bar{\phi}$ , conforme demonstrado na Tabela (3.1), para uma integração em um período  $P$  na dependência temporal e espacial,  $\phi = \phi(t, s)$ . Na primeira coluna, a média da

soma das variáveis é igual à soma das médias. Já na segunda coluna, a média da média sobre um mesmo período é uma constante.

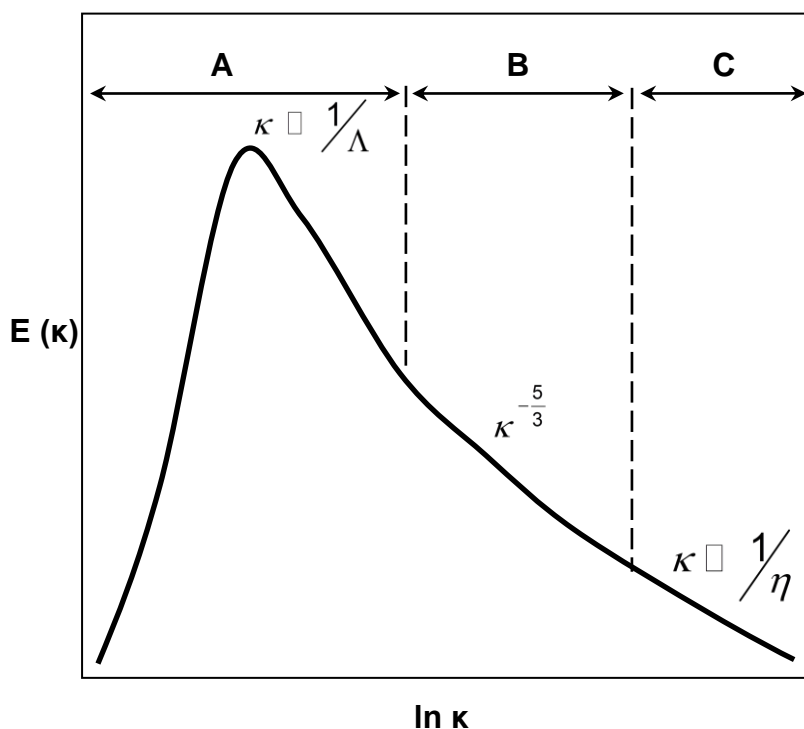


FIGURA 3.4 Representação do espectro de energia na CLA com três regiões distintas: (A) produção de energia; (B) subdomínio inercial, onde tanto a produção de energia e dissipação são desprezadas; e (C) dissipação. A escala integral de turbulência é representada por  $\Lambda$  e a microescala de Kolmogorov por  $\eta$ .

TABELA 3.1 – Regras para aplicação das médias.

$(\bar{\phi} + \phi')$	$(\bar{\bar{\phi}})$
$= \frac{1}{P} \int_0^P (\bar{\phi} + \phi') dt$	$\frac{1}{P} \int_0^P \phi(t, s) dt \equiv \bar{\phi}(P, s)$
$= \frac{1}{P} \left( \int_0^P \bar{\phi} dt + \int_0^P \phi' dt \right)$	$\frac{1}{P} \int_0^P \bar{\phi}(P, s) dt \equiv \bar{\phi}(P, s) \frac{1}{P} \int_0^P dt$
$= \frac{1}{P} \int_0^P \bar{\phi} dt + \frac{1}{P} \int_0^P \phi' dt$	$= \phi(P, s)$
$\bar{\phi} + \bar{\phi}'$	$\bar{\bar{\phi}}$

A covariância associada ao fluxo turbulento, entre duas variáveis,  $\phi_1$  e  $\phi_2$ , por exemplo, é obtida a partir da decomposição de cada variável conforme mostrado na Equação (3.1), o que resulta em

$$\phi_1\phi_2 = (\bar{\phi}_1 + \phi_1')(\bar{\phi}_2 + \phi_2') \quad (3.4)$$

Em seguida, é aplicada a média de Reynolds, que é indicada pela barra superior,

$$\begin{aligned} \overline{\phi_1\phi_2} &= \overline{(\bar{\phi}_1 + \phi_1')(\bar{\phi}_2 + \phi_2')} \\ &= \overline{\bar{\phi}_1\bar{\phi}_2} + \overline{\bar{\phi}_1\phi_2'} + \overline{\bar{\phi}_2\phi_1'} + \overline{\phi_1'\phi_2'} \end{aligned} \quad (3.5)$$

No contexto estocástico da turbulência, em condições homogêneas e estacionárias, se aceita a hipótese de ergodicidade, ou seja, as médias sobre o tempo, espaço e de conjunto são iguais.

O valor  $\bar{\phi}$  pode ser considerado uma média sobre um intervalo de tempo  $\tau$  na tentativa de separar a turbulência dos movimentos provocados por escalas atmosféricas maiores. Tal intervalo deve ser suficientemente grande para incluir os maiores turbilhões e excluir aqueles suficientemente pequenos correspondentes a movimentos não turbulentos (MAHRT, 2010).

O valor  $\phi'$  é nulo sobre um intervalo de tempo adequado, porque, então, a soma dos desvios positivos a partir da média será igual à soma dos desvios negativos; logo, o somatório dos desvios é nulo. Assim, na Equação (3.3), o segundo e o terceiro termos são nulos, já que  $\overline{(\phi\phi')} = \overline{\phi\phi'} = \bar{\phi} \cdot 0 = 0$ , porém o mesmo não ocorre com o quarto termo  $\overline{\phi_1'\phi_2'}$ , que é um produto não linear. Assim, a equação pode ser simplificada na forma,

$$\overline{\phi_1\phi_2} = \bar{\phi}_1\bar{\phi}_2 + \overline{\phi_1'\phi_2'} \quad (3.6)$$

o que significa que o fluxo turbulento total é dado pela soma do fluxo médio  $\bar{\phi}_1\bar{\phi}_2$  mais o fluxo turbulento  $\overline{\phi_1'\phi_2'}$ , que é a covariância entre  $\phi_1$  e  $\phi_2$ .

Como consequência da alta taxa de amostragem e da especificidade dos equipamentos, principalmente o anemômetro sônico, os sinais registrados são suscetíveis a erros eletrônicos no sistema de aquisição e registro de dados. Logo, a

qualidade do sinal bruto, coletado diretamente pelo anemômetro sônico, deve ser verificada. Uma vez que seja identificado algum problema, a série temporal poderá ser descartada ou, em alguns casos, corrigida. Várias metodologias foram desenvolvidas para se melhorar e automatizar o processo de identificação e tratamento dos dados espúrios. Esse processo é chamado de controle de qualidade (CQ).

Três tipos de erros devem ser considerados na verificação da validade dos sinais turbulentos obtidos (amostragem e registro) com a finalidade de estimativa dos fluxos turbulentos (MAHRT, 1998; VICKERS e MAHRT, 1997):

- erro aleatório – associado à amostragem insatisfatória dos turbilhões principais;
- erro sistemático – associado à dificuldade de se quantificar a parte do transporte resultante de escalas maiores; em geral, os fluxos são subestimados com esse tipo de erro;
- variabilidade em mesoescala – associada a não estacionariedade provocada pelo escoamento em mesoescala, bem como à escolha da escala temporal média.

A estimativa do erro aleatório, tradicionalmente utilizado em micrometeorologia, é proporcional ao intervalo de confiança da série, ou seja, é considerado o erro padrão. O erro aleatório para o fluxo médio diminui com o aumento do tamanho da amostragem do sinal, porque é inversamente proporcional ao tamanho da série e é dependente do método empregado para o cálculo da escala integral, como, por exemplo, o modelo espectral. A estimativa para uma série temporal dividida em  $n$  registros fica:

$$RE = \left[ \frac{\text{var}(\text{flux})}{n} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.7)$$

Os termos são

$\text{var}(\text{flux})$  - a variância do fluxo entre os registros;

$n$  - a quantidade de registros, que pode ser representado por  $R/L'$ ;

$R$  - comprimento da série temporal;

$L'$  - comprimento de cada registro.

A série temporal é separada em  $I$  registros e cada registro é dividida em  $J$  segmentos de sub-registros. Conforme a Figura (3.5), cada série temporal de uma hora é dividida em seis registros de 10 minutos ( $i = 1, 6$ ), e, então, cada um desses registros é dividido em seis segmentos de 100 segundos cada ( $j = 1,6$ ). O desvio

padrão dos registros e entre registros são calculados para o fluxo de 100 s para se determinar o índice de não estacionariedade. O fluxo é calculado em cada segmento com o uso de médias simples; o desvio padrão para o i-ésimo registro é calculado da seguinte forma,

$$\sigma_{wi} = \sqrt{\frac{1}{j-1} \sum_{j=1}^j [F(i, j) - \bar{F}(i)]^2} \quad (3.8)$$

em que

$F(i, j)$ - fluxo de uma variável arbitrária, no j-ésimo segmento em um i-ésimo registro;

$\bar{F}(i)$ - média dos segmentos de fluxo para o i-ésimo registro.

Assim, obtêm-se

$$RE = \frac{\sigma_{wi}}{\sqrt{J}} \quad (3.9)$$

Nessa estimativa de  $RE$ , o escoamento é aproximadamente estacionário quando o segmento é suficientemente pequeno. O desvio padrão do fluxo entre os registros é

$$\sigma_{btw} = \sqrt{\frac{1}{I-1} \sum_{i=1}^I (\bar{F}(i) - \bar{F})^2} \quad (3.10)$$

com

$\bar{F}$  - média do fluxo em relação a todos os segmentos e registros.

Se a série temporal for estacionária, o erro padrão com base na variação aleatória do fluxo dentro dos registros (Equação 3.8) é uma estimativa do desvio padrão do fluxo entre os registros (Equação 3.10). No caso da não estacionariedade da série, as variações de fluxo entre os registros serão superestimadas em relação ao desvio padrão, já que as variações entre os registros são provocadas pela não estacionariedade, assim como as variações aleatórias. A taxa de não estacionariedade é definida por

$$NR \equiv \frac{\sigma_{btw}}{RE} \quad (3.11)$$

em que

$RE$  - desvio padrão com base na variabilidade entre os registros

Em condições estacionárias, NR é nula. A Figura (3.5) ilustra o tratamento da compartimentação temporal aplicada aos dados analisados.

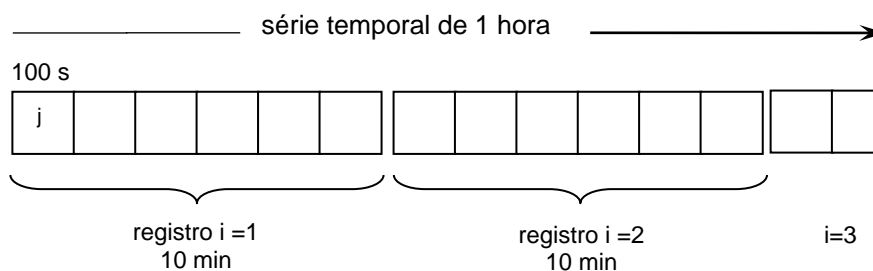


FIGURA 3.5 Divisão da série temporal de uma hora em “janelas” de 10 minutos ( $i = 1, 6$ ) que, então, são divididas em segmentos de 100 s ( $j = 1, 6$ ) com a finalidade de avaliar a razão de estacionariedade (NR) (FONTE: MAHRT, 1998).

### PICOS ESPÚRIOS NOS SINAIS (*SPIKES*)

Os picos espúrios (*spikes*) são saltos abruptos na série temporal e que não necessariamente estão relacionados aos fenômenos turbulentos da CLA. Sua origem pode ser eletrônica, com picos aleatórios causados tanto no monitoramento quanto na gravação dos dados, ou devido a alguma interferência externa ao equipamento, como, por exemplo, água acumulada nos anemômetros sônicos decorrente de eventos chuvosos.

O sinal é marcado como primário (*hard flag*) quando o número de picos espúrios (*spikes*) removidos excederem um limiar. O método atua somente nas flutuações, ou seja, o sinal é decomposto em média mais flutuação (média de Reynolds) e tem a média removida. Uma janela de controle com tamanho temporal de 5 minutos de pontos percorre todo o sinal de janela em janela. A cada passo percorrido, a média e o desvio padrão são calculados. Os pontos contidos nesse intervalo com valores maiores do que 3,25 desvios padrão são considerados picos espúrios em potencial. Um pico será substituído com o uso da interpolação linear entre dois pontos próximos, caso estes sejam considerados como picos não espúrios. Se houver um intervalo de 5 segundos, ou mais, com pontos consecutivos identificados como picos espúrios em potencial, esses não serão considerados como picos espúrios e não serão substituídos. Esse procedimento é repetido tantas vezes quanto necessário até que todos os picos sejam removidos. A cada repetição, quando provavelmente o desvio padrão recalculado será menor, no caso em que picos espúrios tenham sido removidos, um novo limiar 10% maior é considerado. Toda a

série temporal deverá ser descartada caso mais de 2% do sinal tiver sido corrigido. Nenhum sinal turbulento para a campanha do IPE-2 foi reprovado nesse critério.

A Figura (3.6) mostra um exemplo de pico espúrio na série temporal do componente vertical do vento ( $w$ ) na campanha experimental IPE-2, dia 259, por volta das 17h, detectado pelo procedimento automático: marcado como secundário (1a), e removido por um valor esperado a partir da interpolação linear (1b). Após a remoção dos picos espúrios, as flutuações do sinal turbulento ficam mais evidentes, e o sinal pronto para ser trabalhado, contudo, nesse horário, o fluxo de calor sensível não pode ser estimado devido à má qualidade do sinal de temperatura.

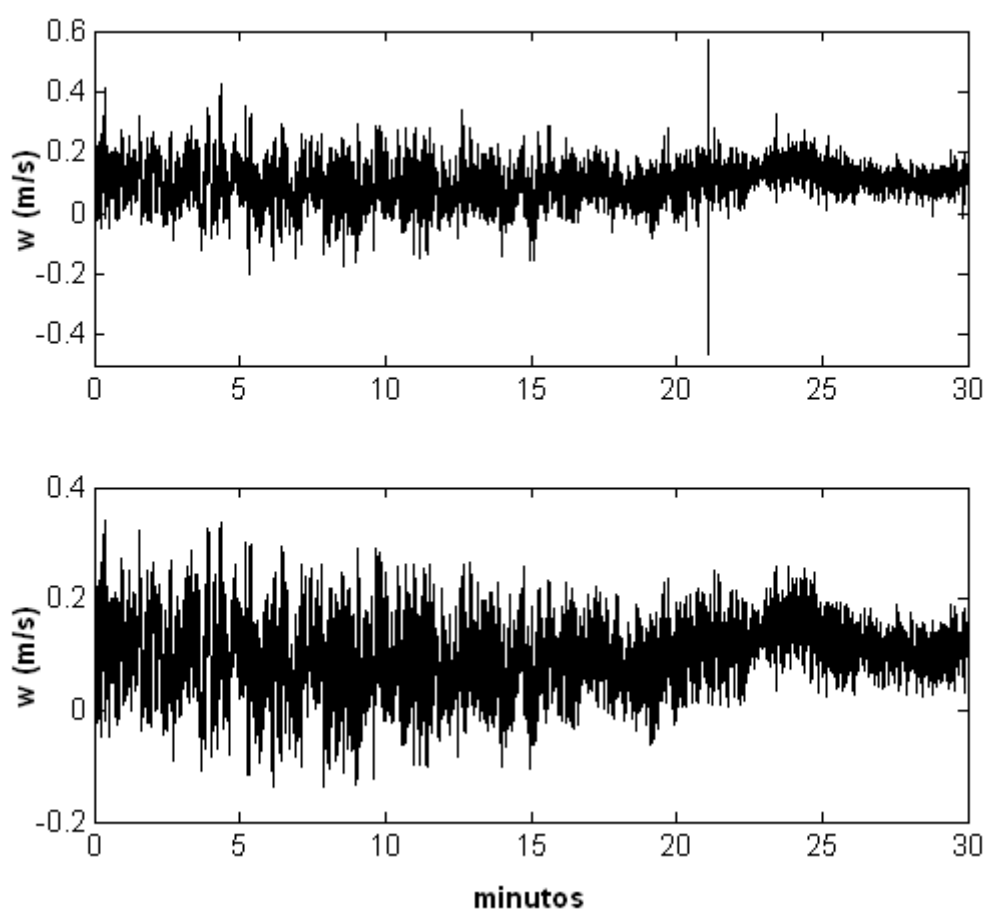


FIGURA 3.6 Flutuações do componente vertical do vetor vento ( $w$ ) coletado por anemômetro sônico durante a campanha IPE-2, dia 259, por volta das 17:30 h, ainda em horário convectivo, com marcador secundário (*soft flag*) por conter picos espúrios (*spikes*): em (a) sinal bruto; e em (b) sinal tratado pelo controle de qualidade automatizado.

A maioria dos problemas resultantes do mau funcionamento instrumental pode ser identificada com relativa facilidade pelos processos automáticos (VICKERS e

MAHRT, 1997), porém não existe um método sistemático que distinga categoricamente problemas instrumentais de comportamentos físicos. Exemplo disso é que alguns ruídos eletrônicos podem produzir picos espúrios com amplitude tão pequena quanto a amplitude encontrada nas escalas turbulentas com pouca flutuabilidade. Logo, após terem sido os registros reprovados, com marcadores primários, por problemas instrumentais, estes deverão passar por uma avaliação visual (VICKERS e MAHRT, 1997; MAHRT, 1998).

### **FALTA DE RESOLUÇÃO NA SÉRIE TEMPORAL**

Problemas de resolução aparecem em registros com pouca variância: ventos fracos e condições estáveis. A resolução da amplitude da série temporal gravada pode não ter sido suficiente para registrar as flutuações. Além disso, problemas de resolução podem aparecer quando da falha do instrumental ou no sistema de registro e processamento dos dados. A aparência gráfica desse tipo de sinal é similar a uma onda quadrada.

Os sinais com problemas de resolução foram identificados visualmente. Algumas séries temporais de temperatura (49) foram marcadas como primárias (*hard flag*) por falta de resolução nos períodos de transição ou no período estável. A Figura (3.7) mostra um exemplo de sinal da campanha IPE-2, em horário de transição (dia 259 às 18 h), identificado como marcador primário por falta de resolução. A flutuação física é tão pequena que se aproxima da resolução instrumental. Nesse horário, a série está reprovada, porque a estimativa do fluxo de calor sensível estaria comprometida.

### **LIMITES ABSOLUTOS**

O controle dos limites absolutos visa eliminar os sinais com valores máximos e mínimos não realísticos. Para isso, cada valor da série é comparado com um limiar empiricamente estabelecido. Para os dados do IPE-2, foram estabelecidos os seguintes limiares:  $30 \text{ m s}^{-1}$  para os componentes horizontais do vento ( $u$  e  $v$ ),  $5 \text{ m s}^{-1}$  para o componente vertical do vento ( $w$ ), e de  $-20^{\circ}\text{C}$  a  $+60^{\circ}\text{C}$  para a temperatura do ar. O controle dos limites absolutos não reprovou qualquer sinal da campanha IPE-2.

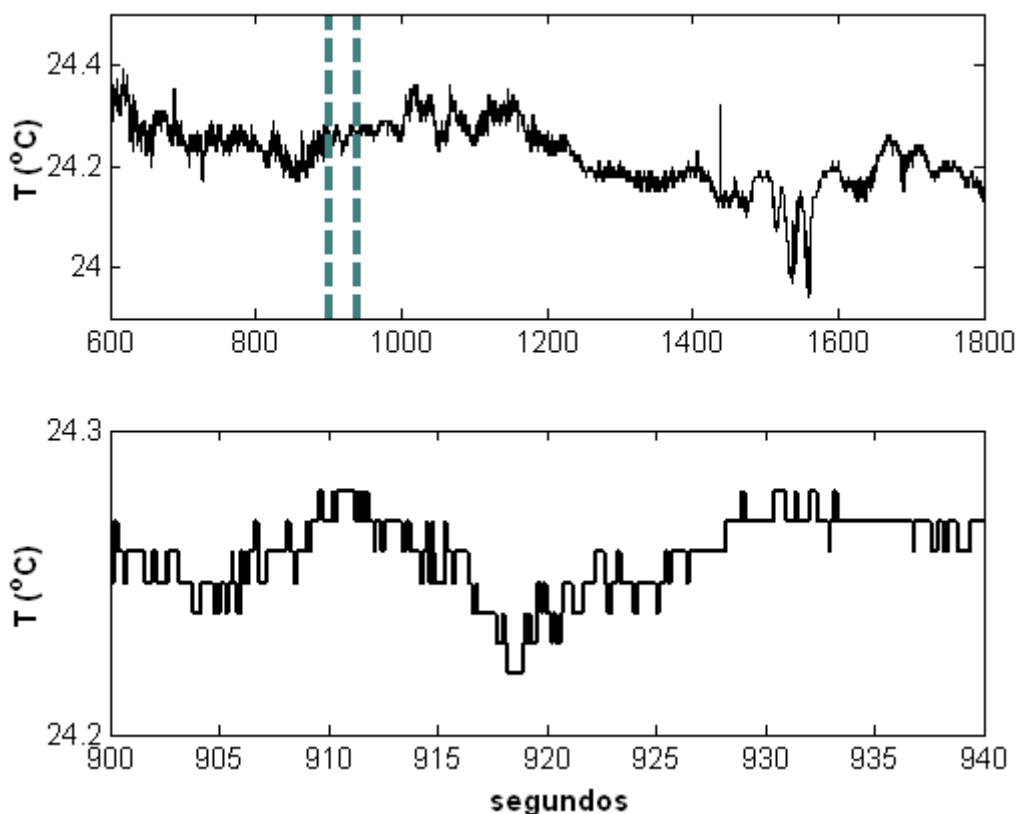


FIGURA 3.7 Sinal bruto da flutuação de temperatura reprovado com problema de resolução no teste visual de controle de qualidade, coletado durante a campanha IPE-2 no dia 259 por volta das 18 h: em (a) não é possível diagnosticar a falta de resolução do sinal por conta da escala do gráfico; em (b) trecho de 20 segundos a partir da série temporal (a) marcado pelas linhas tracejadas, mostra claramente o padrão de onda quadrada.

### MOMENTOS ESTATÍSTICOS DE ALTA ORDEM

Os momentos estatísticos de alta ordem, ou momentos centrais de alta ordem, ajudam a avaliar, na série temporal, comportamentos físicos pouco comuns e também a detectar possíveis erros instrumentais ou de registro (VICKERS e MAHRT, 1997). O  $k$ -ésimo momento central é definido como:

$$\mu_k = E\left[(X - E[X])^k\right] = \int_{-\infty}^{+\infty} (X - \mu)^k f(X) dx \quad (3.12)$$

em que  $E$  é a esperança. O primeiro momento central para qualquer distribuição é zero, enquanto o segundo momento é a variância.

A assimetria (*skewness*) é o terceiro momento padrão, que permite avaliar a distribuição de frequência (histograma) face à curva padrão (normal). Ocorre assimetria quando a média, a mediana, e a moda recaem em diferentes pontos da distribuição, e é definida como:

$$\gamma_1 = \frac{\mu_3}{\sigma^3} \quad (3.13)$$

em que  $\mu_3$  é o terceiro momento central, e  $\sigma$  é o desvio padrão.

A curtose (*kurtosis*) é o quarto momento estatístico, que permite avaliar o achatamento da curva de frequência, mediante a seguinte relação:

$$\gamma_2 = \frac{\mu_4}{\sigma^4} \quad (3.14)$$

Na metodologia proposta por VICKERS e MAHRT (1997), os limiares para assimetria e curtose são, [-2, 2] e [1, 8], respectivamente. Quando fora desse intervalo, o sinal será identificado como marcador primário por não ser condizente com os processos físicos considerados, e este deverá passar por inspeção visual. Esses limiares são arbitrários. Nesse teste, antes dos cálculos serem realizados, qualquer tendência linear deverá ser removida. Neste trabalho, optou-se por utilizar os mesmos limiares.

Na Figura (3.8), é apresentado um sinal do vetor  $w$  do vento da campanha IPE-2, dia 251, identificado automaticamente por marcador primário (*hard flag*) no teste de momentos estatísticos de alta ordem para a curtose, apresentando-se leptocúrtica, ou seja, nessa seqüência temporal, a série apresenta valores que se afastam da média em vários múltiplos do desvio padrão. Houve também uma inspeção visual (gráfico) desse sinal que está associado a um evento de pequena precipitação. A característica marcante é a transição entre um escoamento com relativa pouca turbulência para um escoamento com aumento abrupto de intensa turbulência.

## **DETERMINAÇÃO DA ESCALA CARACTERÍSTICA**

Os turbilhões observados na atmosfera são estruturas volumosas influenciadas por interações de fenômenos em diferentes escalas temporais e espaciais, que requerem amostragem espacialmente bem distribuída, de modo que experimentos realizados por aeronaves e até mesmo o sensoriamento remoto (radar, lidar, sodar, entre outros sensores) são, cada vez mais, empregados. Contudo, para aplicações

mais específicas em micrometeorologia, a fim de possibilitar uma compreensão do comportamento de trocas de energia, assim como sua quantidade, observações *in*

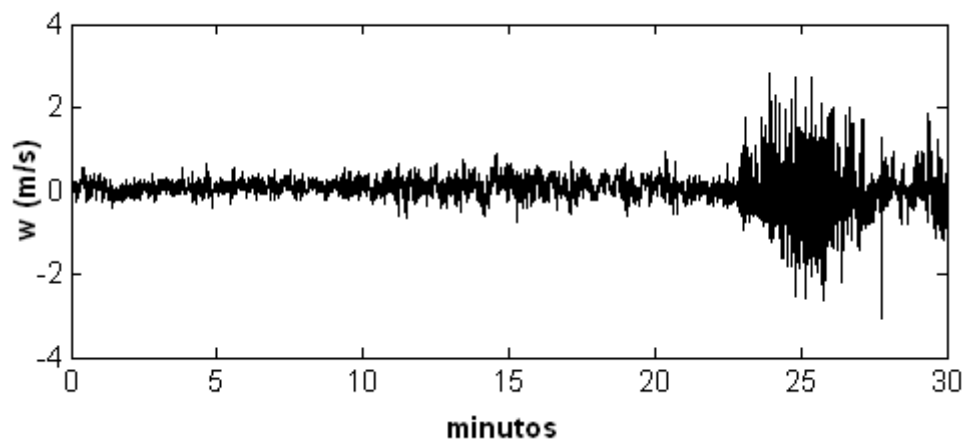


FIGURA 3.8 Flutuação do vetor  $w$  do vento (sinal bruto) na campanha IPE-2, dia 10 de setembro às 23 h, em evento de precipitação, no momento da ocorrência de transição do escoamento quase laminar para escoamento de intensa turbulência, identificado automaticamente (curtose =  $9 \text{ m}^{-8}$ ) no teste de controle de momentos estatísticos de alta ordem e reprovado (marcador primário) no teste visual.

*situ*, pontuais e em função do tempo são as utilizadas (KAIMAL e FINNIGAN, 1994). Exemplo disso é a modelagem numérica para a previsão do tempo que exige parametrização adequada via momentos estatísticos, tais como variâncias, covariâncias, assimetrias e curtose.

As medidas *in situ* são obtidas por instrumentos capazes de amostrar e armazenar em alta frequência temporal, como é o caso do anemômetro sônico. O princípio de funcionamento desses instrumentos é baseado no tempo em que um pulso sonoro percorre entre pares de transdutores que emitem e recebem ultrassom, que geralmente são capazes de medir a velocidade do escoamento atmosférico em três dimensões. Sua resolução temporal é da ordem de 20 Hz, ou melhor. Os anemômetros sônicos também determinam a temperatura do ar (temperatura sônica).

Esse conjunto de medidas do anemômetro sônico possibilita a obtenção direta dos momentos estatísticos citados.

## ESTACIONARIEDADE

Na atmosfera, todo escoamento é não-homogêneo ou não-estacionário. A não estacionariedade dos fluxos em superfície ocorre devido ao ciclo diurno, aos fenômenos atmosféricos de mesoescala<sup>11</sup> e a passagem de nuvens, dentre outros fenômenos naturais. Os movimentos de mesoescala (fluxo de mesoescala) modulam o fluxo turbulento e podem agregar, às estimativas dos fluxos turbulentos, informações provenientes de escalas maiores do que as escalas turbulentas (MARHT, 2008). Na média, em grande série temporal, os fluxos de mesoescala deverão ser quase nulos, mas, em uma pequena série amostral temporal, estes poderão influenciar significativamente nas estimativas dos fluxos totais (SUN *et al.*, 1996).

Com a finalidade de se reduzir os fluxos induzidos por escalas maiores, muitos autores usam filtros de remoção de tendência linear, quadrática ou outros filtros de alta-ordem nas variáveis necessárias à estimativa dos fluxos (MARHT, 2008). A heterogeneidade provocada pelos movimentos em grande escala pode ocorrer simultaneamente em uma variedade de escalas temporais. Esse fato faz com que o cálculo do fluxo seja diretamente influenciado pelo tipo de filtro, pelo limiar do corte da onda (*cutoff wavelength*), e pelo próprio comprimento do registro. A remoção de tendência linear pode ser utilizada com a finalidade de comparação entre registros de alta frequência temporal, porém é uma escolha arbitrária, já que o escoamento atmosférico é uma interação em todas as escalas; dessa forma, a estimativa dos fluxos pode ficar prejudicada (MARHT, 2008).

## TRATAMENTO DAS MEDIDAS DE RESPOSTA LENTA

Primeiramente, foi construído um banco de dados padronizado com todas as medidas de resposta lenta, incluindo as variáveis meteorológicas convencionais, fluxo de calor do solo e o saldo de radiação líquida, coletado em diferentes níveis verticais da torre micrometeorológica. Posteriormente, efetuou-se a verificação visual desse conjunto de medidas para identificar problemas com quedas abruptas (*dropout*) e descontinuidade.

Métodos estatísticos baseado em intervalos de confiança e limites absolutos foram utilizados para remover medidas espúrias (WILKS, 2006). As variáveis termodinâmicas relevantes foram calculadas a partir das formulações propostas por

---

<sup>11</sup> Os fenômenos atmosféricos de mesoescala ocorrem em escalas maiores do que a microescala e das tempestades provocadas por cumulus e são menores do que os fenômenos em escala sinótica. Brisa marítima, linhas de instabilidade e complexos convectivos em mesoescala são exemplos de mesoescala.

BOLTON (1980) e BOHREN e ALBRECHT (1998), e a consistência física das medidas verificada. A escala integral de tempo utilizada no cálculo das médias e desvios padrão foi igual a 30 minutos para o período diurno e 10 minutos para o noturno (WYNGAARD, 1992; KAIMAL e FINNIGAN, 1994; HOWELL e SUN, 1999 ).

# CAPÍTULO 4

## SÍTIO EXPERIMENTAL

### 4.1 PANTANAL

O Pantanal é uma das maiores planícies sedimentares (160.000 km<sup>2</sup>) do globo, assim como uma das maiores extensões úmidas de água doce contínuas do planeta. Grande parte de sua extensão (138.183 km<sup>2</sup>) localiza-se em território nacional, distribuída nos estados do Mato Grosso (MS) e do Mato Grosso do Sul (MS), com 35% e 65%, respectivamente, além de também englobar o norte do Paraguai e o leste da Bolívia (charco boliviano). Seus limites territoriais são: chapadas, serras, cerrado do Brasil central (a leste), florestas semidecíduas (a nordeste) relacionadas com a floresta amazônica, floresta chaquenha seca (sul), originária da Bolívia e do Paraguai, e os contrafortes da Cordilheira dos Andes.

Formada no período quaternário, essa imensa planície foi preenchida com depósitos aluviais (fase argilosa e arenosa) de diversos rios que formam a bacia hidrográfica do Alto Paraguai. Sua baixa declividade dificulta o escoamento das águas; em combinação com o mesorelevo, origina o aparecimento de ambientes característicos, associados à vegetação em mosaico (SILVA *et al.*, 2000). Com isso, o Pantanal abriga uma das mais exuberantes e diversificadas reservas naturais do planeta, com biodiversidade única, porém apresenta um alto risco de vulnerabilidade (OLSON *et al.*, 1998; MORAES *et al.*, 2000). Cerca de 65 % das espécies arbóreas no Pantanal dependem da ampla distribuição do gradiente de água na superfície, enquanto 30% estão restritas às áreas raramente alagadas e apenas 5% vivem exclusivamente em zonas com prolongado alagamento (NUNES DA CUNHA e JUNK, 1999).

Observam-se, nessa região, dois regimes sazonais distintos, com estação seca (abril a setembro) e estação chuvosa (outubro a março), responsável por 80% do total anual de chuva. O trimestre mais chuvoso é de dezembro a fevereiro, e janeiro é o mês que apresenta o maior índice pluvial. Existem diferenças climáticas de uma sub-região para outra de acordo com a intensidade e distribuição da chuva (GARCIA e CASTRO, 1986; RAO *et al.*, 1996; MORAES *et al.*, 2000). Ocorrem cheias de diferentes proporções, variáveis, dos pontos de vista interanual e intra-anual.

Com o clima tropical, o Pantanal tem precipitação média anual entre 800 a 1200 mm e temperatura média anual do ar de 26°C, com média da temperatura mínima de 20°C (inverno) e média das máximas de 32°C (verão). Quando da passagem de frente fria, no inverno, é possível a ocorrência de temperaturas frias próximas de 0°C (POR, 1995). O Pantanal desempenha papel fundamental na manutenção do ciclo hidrológico e do clima de grande parte da América do Sul (RAO *et al.*, 1996).

Por outro lado, qualquer elemento de impacto maior, como é o caso dos incêndios na região central do Brasil, também pode introduzir aerossóis na atmosfera, aumentando sua concentração local. Essa alteração na física das nuvens e na fotoquímica da atmosfera acima da região em questão constitui elemento de considerável relevância na determinação de mudanças climáticas de longo prazo, de mudança nos padrões de precipitação e, conseqüentemente, nas características da cobertura vegetal da região (DOMINGUES *et al.*, 2004). Adicionalmente, as queimadas na região do Pantanal são práticas bastante comuns, principalmente na segunda metade da estação seca (agosto – setembro). No entanto, pouco se conhece sobre a taxa de deposição local oriunda da emissão para a atmosfera de gases do efeito estufa e de material particulado, apesar da emissão representar somente um termo na equação de troca atmosférica de espécies traço. Conseqüentemente, a extensão em que a queima da biomassa pode alterar a composição atmosférica local necessita ser avaliada e quantificada.

Cabe enfatizar que há ainda relativa carência de estudos sobre os diversos microclimas na região pantaneira. O amplo programa experimental conhecido como Projeto Interdisciplinar do Pantanal (IPE - Interdisciplinary Pantanal Experiment) coletou informações hidrometeorológicas, além de contemplar a sazonalidade da região, que serviu de base para esta dissertação.

## **4.2 PROJETO INTERDISCIPLINAR DO PANTANAL**

A caracterização experimental em regimes sazonais distintos fornece subsídios para a compreensão dos processos que envolvem os balanços energético e hídrico. Por conta disso, o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) aliado à Universidade Federal do Mato Grosso do Sul (UFMS) realizaram um amplo programa experimental denominado Projeto Interdisciplinar do Pantanal (IPE, *Interdisciplinary Pantanal Experiment*, em inglês).

O sítio experimental localizou-se próximo a base de estudos do Pantanal da UFMS (BEP), na Fazenda São Bento, em Corumbá – MS, nas coordenadas 19°34'37"S e 57°00'42" W, próximo ao rio Miranda (Figura 4.1) e foi caracterizado por uma torre micrometeorológica de alumínio de 21 m de altura.

No total, foram quatro campanhas intensivas em períodos distintos, além de experimentos de teste (BOLZAN, 2000; MARQUES FILHO, 2000; ANDRADE, 2003; SILVA, 2003; ZERI, 2003; DOMINGUES, 2004; MARQUES FILHO *et al.*, 2008). Neste trabalho, foram utilizados os registros da terceira campanha experimental, IPE-2, realizada em setembro de 1999, período considerado representativo da estação seca, período não-alagado.

Durante o IPE-2, o solo encontrava-se seco e coberto por gramíneas com aproximadamente meio metro de altura (SILVA, 2003). Ao sul da torre, a vegetação predominante foi o Paratudal; ao norte e a oeste, encontram-se árvores de médio porte e arbustos, enquanto, a leste, predominam campos com gramíneas (MARQUES FILHO, 2000).

Durante esse experimento, foram coletadas medidas ambientais ao longo de 22 dias no período de 8 a 29 de setembro de 1999 (dias 251 a 272). A Tabela 4.1 apresenta a distribuição dos instrumentos meteorológicos na torre micrometeorológica, enquanto a Tabela 4.2 apresenta a discriminação das sondagens atmosféricas. O fluxímetro foi instalado na proximidade próximo da torre (Figura 4.2). Foram utilizados registros oriundos dos seguintes equipamentos:

- (a) fluxímetro (REBS) para medir o fluxo de calor e perfil de temperatura no solo;
- (b) torre de alumínio com 21 m de altura equipada com instrumentos meteorológicos convencionais para a amostragem dos perfis verticais de temperatura, umidade específica, vento e balanço de radiação;
- (c) anemômetro sônico tridimensional CSA-T3 (Campbell Scientific Inc) instalado na torre a 24 m;
- (d) sondagens atmosféricas por radiossondas.

Para o registro das medidas de resposta lenta, foram utilizados dois sistemas de aquisição CR10 da Campbell Scientific, que foram programados para ler os sensores a cada 10 segundos e a cada minuto fazer a média dos parâmetros medidos. Já para as medidas de resposta rápida, foi utilizado o anemômetro sônico tridimensional modelo CSA-T3 do mesmo fabricante com leituras na frequência de 16 Hz.

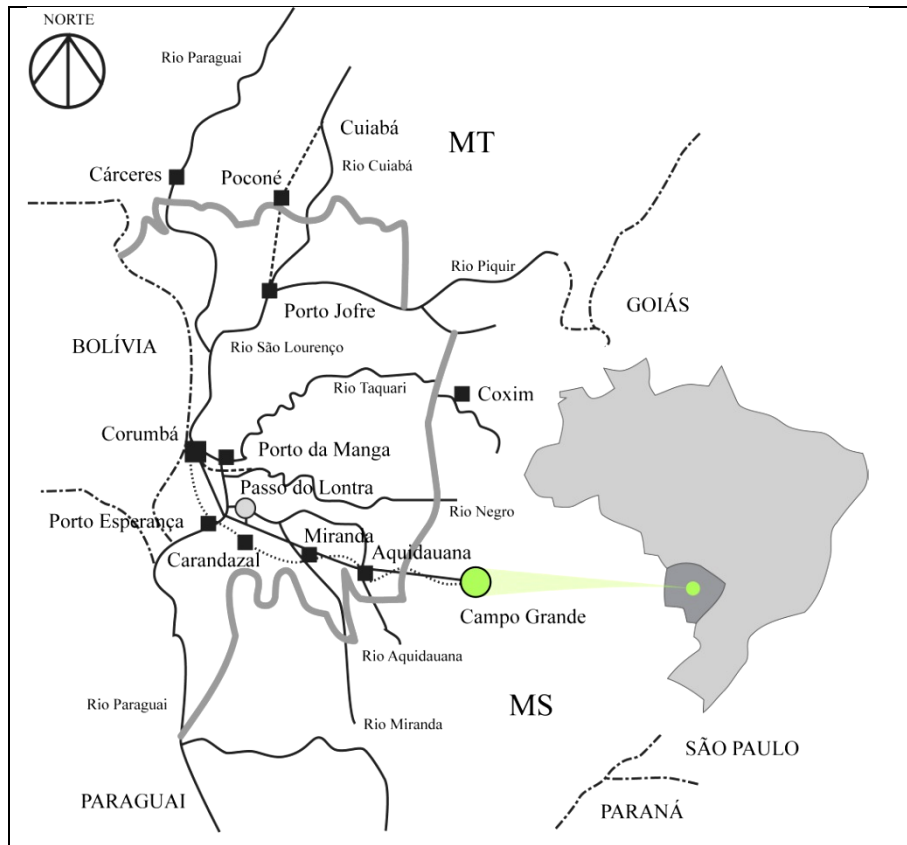


FIGURA 4.1 Delimitação do Pantanal nos estados do Mato Grosso do Sul e Mato Grosso (linha grossa) e localização da Base de Estudos do Pantanal da UFMS, em Passo do Lontra, Corumbá – MS, onde foram coletados os dados da campanha intensiva IPE-2. Fonte: adaptação de MAGALHÃES (1992).

Tabela 4.1 - Grandezas meteorológicas e distribuição instrumental instalada na torre micrometeorológica da BEP no IPE-2.

Altura (m)	Instrumentos	Variáveis
24	Anemômetro Sônico	u, v, w e T
22	Anemômetro e Psicrômetro	T, U, q
21	Saldo Radiômetro	$R_n$
16	Anemômetro e Psicrômetro	T, U, q
11	Barômetro	p
10	Anemômetro e Psicrômetro	T, U, q
8	Anemômetro e Psicrômetro	T, U, q
4	Saldo Radiômetro	$R_n$

Tabela 4.2 - Radiossondagens utilizadas neste trabalho em função do horário (hora local) e do dia, campanha seca IPE-2 (1999).

Hora/Dia	261	262	263	265	265
5	X	X			
8		X	X	X	X
11	X	X	X	X	X
14	X	X	X	X	X
17	X	X	X	X	X

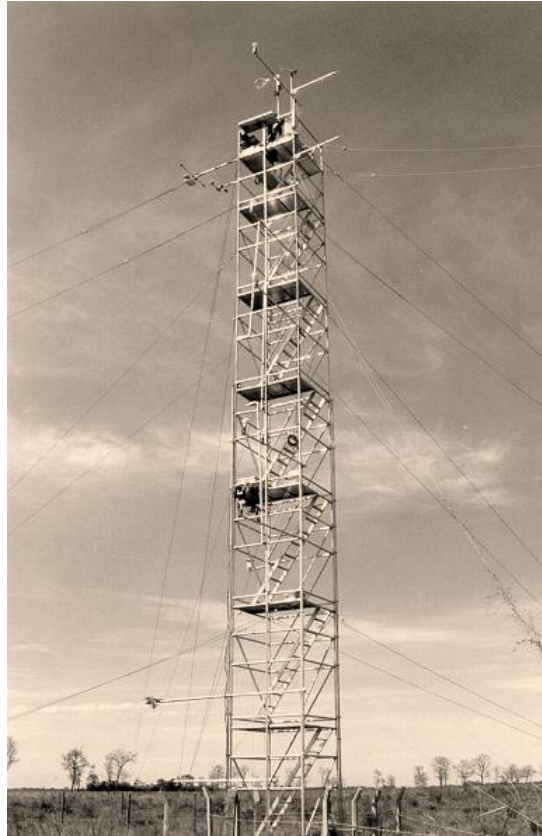


FIGURA 4.2 Fotografia da torre micrometeorológica instalada na base experimental do Pantanal para coleta da campanha intensiva IPE-2 Fonte: ANDRADE (2002).

Com a amostragem da radiossonda, foi possível estimar os perfis da *temperatura potencial virtual* ( $\theta_v$ ) e da umidade específica ( $q$ ) com o uso das equações da termodinâmica para a camada limite atmosférica (CLA) apresentadas no Capítulo 2., e assim determinar a evolução temporal média.

Houve medidas do perfil atmosférico realizadas por radiossondas (Väisälä) que utiliza o sistema de posicionamento global (GPS) entre o período de 14 (12 UTC) a 23 (21 UTC) de setembro de 1999. Ao todo, foram realizadas cinquenta e cinco sondagens, com perda de uma radiossonda e três perdas de sinal de recepção em partes das sondagens (ANDRADE, 2003; SA e ANDRADE, 2004; DOMINGUES 2004).

As sondagens atmosféricas, que forneceram dados de pressão, temperatura, umidade e vento (intensidade e direção), foram chamadas de PTUV. Já as sondas que forneceram informações somente de pressão, temperatura e umidade foram nominadas de PTU. Sondagens completas, PTUV, foram realizadas nos horários sinóticos 00Z, 06Z, 12Z e 18Z, exceto nos últimos dias da campanha intensiva, quando não se dispunha de sondas completas. Sondas PTU foram utilizadas nos horários intermediários 09Z, 15Z e 21Z. Logo abaixo, é apresentada a Tabela 4.3 que

mostra a distribuição das sondagens nos diferentes horários ao longo da campanha da estação seca, de 14 a 23/09/1999.

Tabela 4.3 - Radiossondagens realizadas no Pantanal em função do horário, dia e tipo de sonda, durante o experimento IPE-2 (1999), campanha seca.

Data	0 UTC	6 UTC	9 UTC	12 UTC	15 UTC	18 UTC	21 UTC
261	PTUV	PTUV	PTU	PTUV	PTU	PTUV	PTU
262	PTUV	PTUV	PTU	PTUV	PTU	PTUV	PTU
263	PTUV	PTUV		PTUV	PTU	PTUV	PTU
264	PTUV	PTUV		PTUV	PTU	PTUV	PTU
265	PTU			PTU	PTU	PTU	PTU
266	PTU			PTU	PTU	PTU	PTU

Os instrumentos meteorológicos de resposta lenta (anemômetros, psicrômetros e radiômetros) e de resposta rápida (anemômetros sônicos) foram instalados em diferentes níveis verticais da torre micrometeorológica de 21 m de altura, com a finalidade de determinar os perfis verticais de velocidade do vento, temperatura, umidade específica, além do balanço de radiação. Nas proximidades da torre, também foram coletadas informações sobre os fluxos de calor e temperatura do solo (ANDRADE, 2003; SILVA, 2003; DOMINGUES, 2004; MARQUES FILHO *et al.*, 2008).

# CAPÍTULO 5

## RESULTADOS

Neste capítulo, os principais resultados obtidos para a estimativa do balanço de energia sobre a região do Pantanal Sul Mato-Grossense são abordados. As flutuações de umidade não foram medidas no experimento IPE-2, o que inviabiliza o cálculo direto do fluxo de calor latente. A alternativa foi utilizar o método da Razão de Bowen ( $\beta$ ) modificado proposto por LIU e FOKEN (2001).

O histórico da campanha IPE-2 é apresentado na Figura 5.1, em geral, os dados foram bastante significativos na mensuração do balanço de energia já que no controle de qualidade apenas 16% do registro foram reprovados.

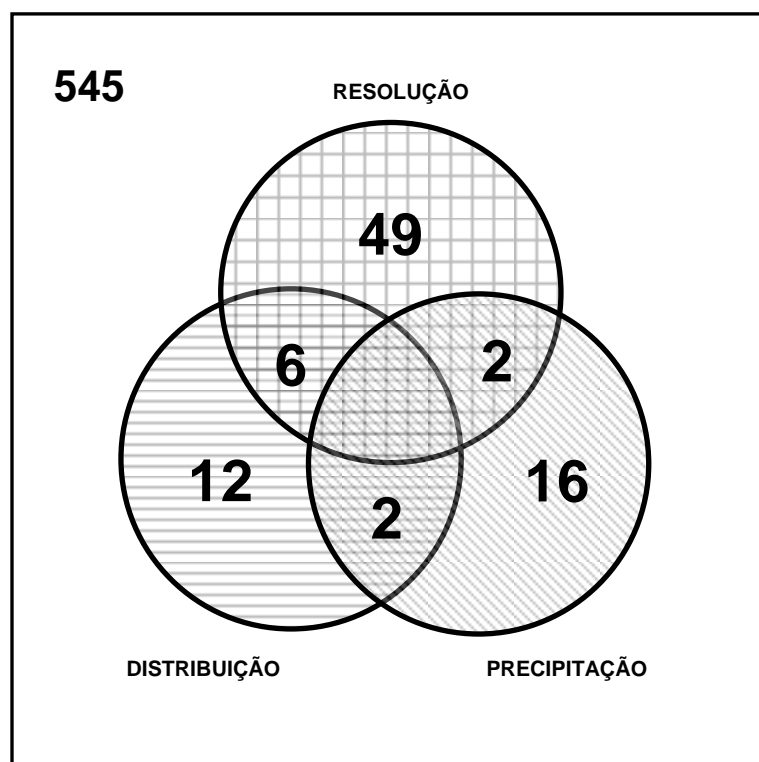


FIGURA 5.1 Diagrama de Venn após o controle de qualidade de dados. Do total de 632 séries temporais entre os dias 250 e 265, apenas 87 sinais são descartados (reprovados) (16%); os 545 sinais aprovados são utilizados para calcular diretamente os fluxos turbulentos de calor sensível.

Todos os sinais médios (médias de 30 min) foram avaliados em processo de inspeção visual, através de gráficos. As médias realizadas em períodos de precipitação foram removidas porque alguns equipamentos são extremamente sensíveis as condições adversas do tempo, como o anemômetro sônico.

O alcance da validade da hipótese de Taylor (HT) foi verificado. A HT considera que a estrutura do turbilhão seja congelada, ou seja, suas propriedades não mudam quando da passagem pelos sensores, no caso, pela torre micrometeorológica. A

intensidade turbulenta  $I_u = \frac{\sigma_u}{\langle U \rangle}$ ,  $\sigma_u$  é o desvio padrão do componente  $u$

(longitudinal) do vento, e  $U$  a velocidade média do vento, não deve exceder ao valor de 0,33, limiar utilizado em RANDOW *et al.* (2002) com o uso do Método WYNGAARD e CLIFFORD (1977). Ao aceitar a hipótese podem-se transformar escalas temporais em escalas espaciais.

MARQUES FILHO *et al.* (2008) estudaram as características turbulentas no Pantanal com o intuito de verificar a validade da teoria de similaridade de Monin-Obukhov através dos dados da campanha IPE-1, campanha anterior ao IPE-2 realizada entre abril e maio de 1998, no mesmo sítio experimental. O IPE-1 coletou informações ambientais no momento de transição da estação alagada para a estação seca, caracterizada uma fina camada de água com variação entre 7 a 15 cm. Os equipamentos convencionais foram praticamente os mesmos, porém o anemômetro sônico foi o Gill-Solent foi ajustado para amostragem com resolução temporal de 21 Hz.

## 5.1 CARACTERÍSTICAS EXPERIMENTAIS

No período da campanha foram documentadas, DOMINGUES *et al.* (2004), através de fotografia a diminuição da visibilidade atmosférica provocadas por queimadas locais de origem antrópica em algumas ocasiões. Também foram registradas atividades convectivas associadas à passagem de duas frentes frias (dias 14-15 e 19-20) e períodos de pequena precipitação, porém o experimento foi caracterizado por circulação anticiclônica (sistema de alta pressão) o que favoreceu a estabilidade atmosférica.

A partir dos registros originais de resposta lenta (dias 255 a 265) da campanha IPE-2, foram estimadas as variáveis termodinâmicas, em médias de meia em meia hora nos níveis 8, 10, 14 e 22 m. A variável  $\theta_v$  foi utilizada no lugar de  $\theta$  porque seus

valores foram significativamente maiores na ordem de 3 a 5 K, o que significa a importância da inclusão da informação de umidade na temperatura potencial sobretudo em eventos convectivos.

Em setembro ocorre a transição da estação seca para a chuvosa no Pantanal, porém a região apresenta grande variabilidade climática, e na ocasião do experimento houve atraso das chuvas. Logo, o registro do IPE-2 foi caracterizado como significativo da estação seca. Mesmo assim, foi verificada bastante disponibilidade de umidade, que armazenada no solo é transferida para a atmosfera pela evaporação e pela vegetação. O ciclo diurno é bem definido na evolução de  $q$  e  $T$ , Figuras 5.1 e 5.2.

Com bastante disponibilidade de radiação líquida, máxima média de  $543 \text{ W/m}^2$ , com valores ainda maiores em dia de céu limpo, a temperatura do ar tende a aumentar até atingir seu valor máximo, porém, uma vez que existe demanda para a transformação de fase da água, provocada pela constante presença de vegetação na região o valor da máxima pode ser reduzido.

Depois do por do sol a temperatura diminui gradativamente devido ao comportamento dos componentes do balanço de radiação, ou seja, não existe compensação para a perda radiativa de onda longa da superfície para a atmosfera. O alcance do valor mínimo também é reduzido porque a umidade presente na atmosfera retém parte da radiação de onda longa desprendida pela superfície.

## 5.2 VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

### TEMPERATURA

A evolução temporal média horária da temperatura potencial virtual  $\theta_v$  sobre a superfície do Pantanal teve como característica um ciclo diurno de aquecimento e resfriamento bem definido com significativa amplitude térmica, da ordem de 11 K. Como  $\theta_v$  é uma variável conservativa em processos adiabáticos, sem mudança de fase, ela possibilita a comparação de temperatura entre dois níveis em processos termodinâmicos adiabáticos e sem mudança de fase, e, além disso, é uma variável que contém informação de umidade do ar. No experimento foi verificada uma diferença de até  $3,5 \text{ }^\circ\text{C}$  entre a temperatura potencial  $\theta$  e a temperatura potencial virtual  $\theta_v$ , o que ressalta a necessidade da inclusão do termo de umidade na temperatura na região do Pantanal.

A Figura 5.2 mostra a evolução temporal de  $\theta_v$  em médias de 30 min para a campanha intensiva IPE-2 em dois níveis extremos (8 e 22 m), com suas respectivas

propagações de erros. O valor máximo médio de  $\theta_v$  ( $\sim 33,5$  °C) nos dois níveis ocorreu por volta das 14 h 30 min, com 2,5 h de defasagem em relação à insolação máxima, esse comportamento do aquecimento atmosférico sobre a superfície é esperado uma vez que foram utilizados dados médios em condições de céu claro, e sem precipitação. Já o valor mínimo de temperatura ( $\sim 23,8$  °C) ocorreu imediatamente no momento anterior ao nascer do Sol. É importante ressaltar que a propagação da incerteza (barra de erros) é maior nos horários de intensa atividade convectiva entre 13 e 18 h, e menor entre os horários de 7 às 12 h.

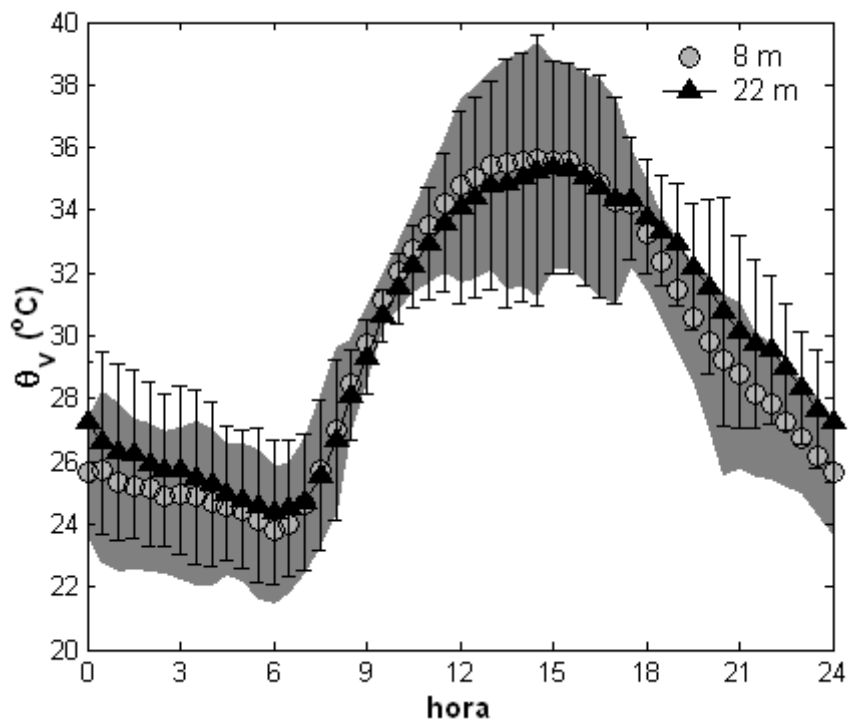


FIGURA 5.2 Evolução média da temperatura potencial virtual no experimento IPE-2 nos 261 a 265. Níveis de 8 m (círculos) e 22 m (triângulos), com suas respectivas incertezas padrão propagadas, área pintada e barra de erro, respectivamente.

Com o resfriamento radiativo após o por do Sol, por volta das 18 h, ocorre uma inversão térmica entre os níveis extremos (8 e 22 m) que se intensifica e persiste durante a madrugada até culminar na mínima temperatura que em valores médios foi de aproximadamente 21,4°C às 6 h.

Após o nascer do Sol, com o aquecimento da superfície, a camada de inversão térmica é quebrada porque a energia é propagada por convecção, e assim as propriedades físicas como a temperatura, são misturadas através da camada. Assim,

a temperatura tende a ser a mesma, inclusive nos níveis extremos, contudo, nos horários próximos ao da máxima temperatura, mais precisamente entre os horários de 11 h e 15 h, isso não ocorreu. Este fato provavelmente está associado à estratificação da umidade na camada limite superficial.

## UMIDADE

A evolução temporal da umidade específica é função do curso diurno de evapotranspiração, da temperatura, do vento, dentre outras interferências provocadas pela turbulência na CLS, porém, aqui, como mostram os resultados, o ciclo diurno não apresentou um padrão de ciclo diurno bem definido como o da temperatura. Esse fato pode estar associado à proximidade do sensor ao solo (4 m), a obtenção de umidade específica nos outros níveis foi prejudicada no IPE-2. A Figura 5.3 mostra a evolução temporal média da umidade específica no nível de 4 m, seu valor máximo foi de aproximadamente de 14 g/kg, com amplitude diurna de cerca de 2 g/kg.

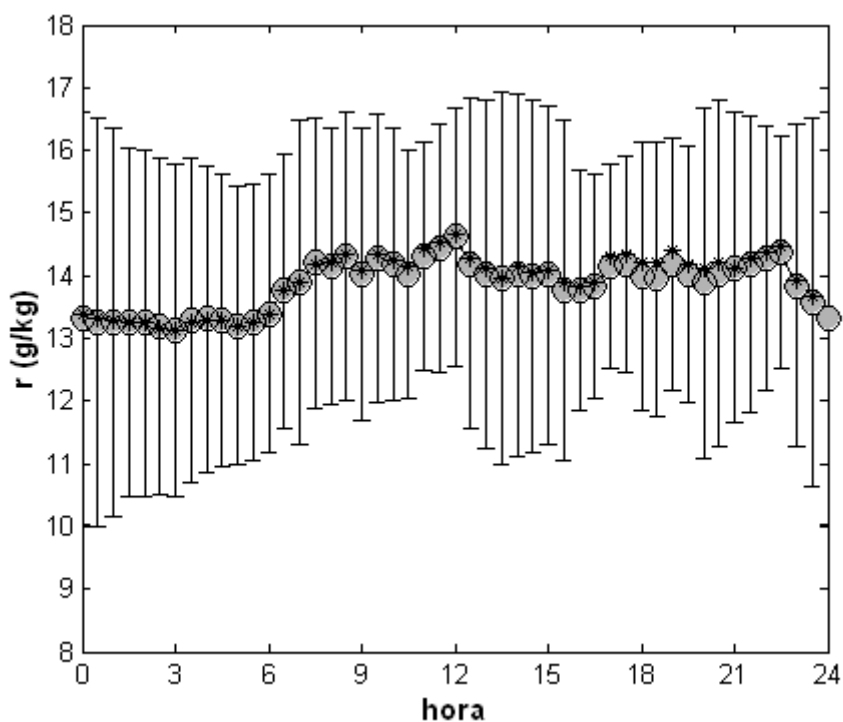
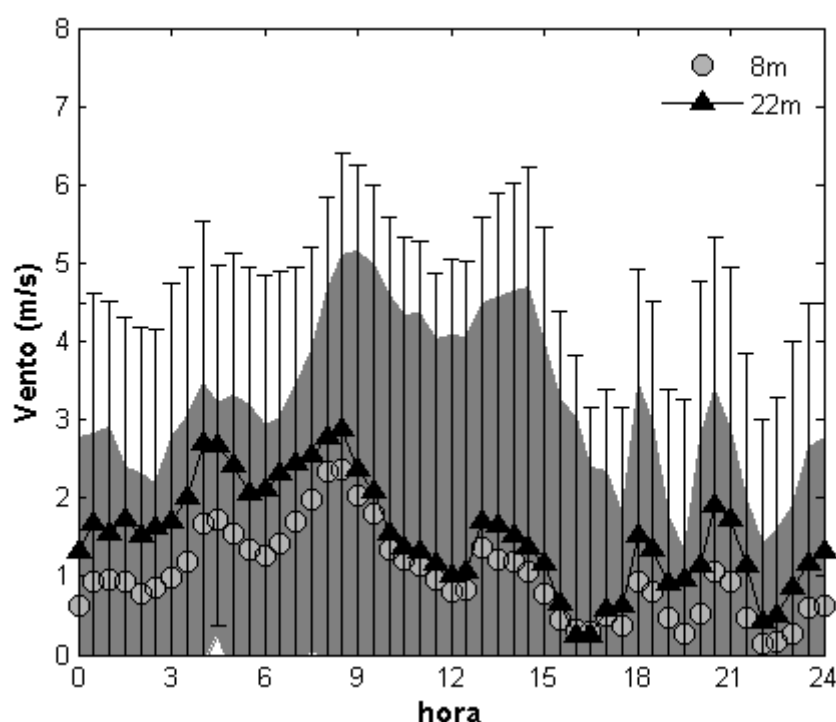


Figura 5.3 Evolução média da razão de mistura para no experimento IPE-2 entre os dias 261 a 265. Nível de 4 m (círculos) e barra de erro com suas respectivas incertezas propagadas e nível de 2 m (asterisco), sem barra de erro.

## VENTO

O IPE-2 foi caracterizado por circulação atmosférica anticiclônica, isto é, um sistema de alta pressão com direção predominante N-NE, em condições de vento com baixa magnitude e poucas rajadas, verificadas nos períodos de entrada de frente (duas frentes frias) cujos dados foram excluídos dos cálculos da média. Os valores do vento médios são menores no período diurno, convectivo, e maiores nos períodos de transição, porém, a propagação dos desvios padrão é maior no primeiro caso.



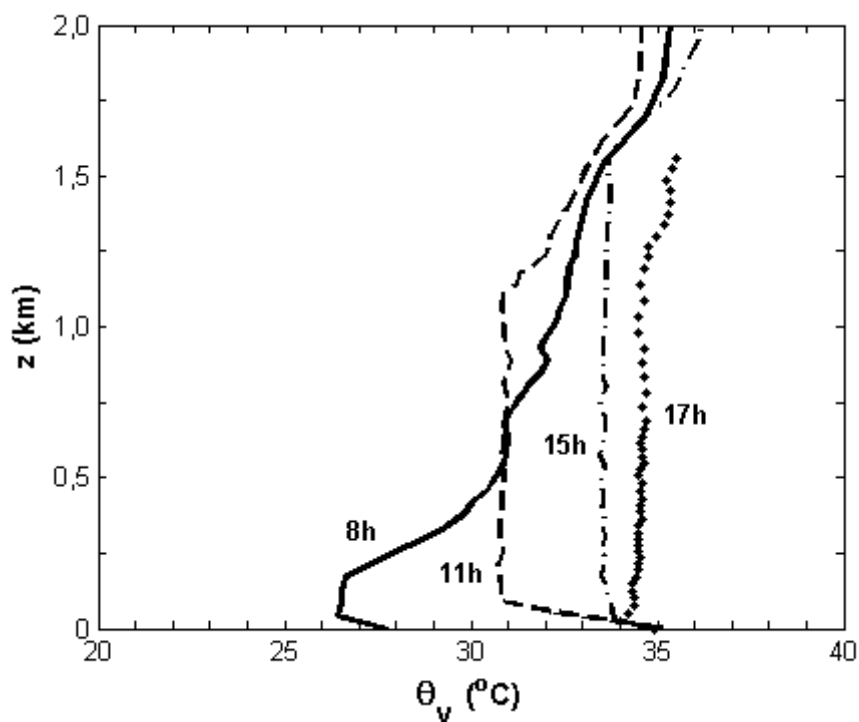
**Figura 5.4** Evolução do vento em médias de 30 minutos nos dias 255 e 265 da campanha IPE-2 (set. 1999), no Pantanal Sul Mato-Grossense. Níveis 8 m (círculos) e 22 m (triângulos), e com suas respectivas propagações de erros: área pintada e barra de erro.

### 5.3 SONDAGEM ATMOSFÉRICA

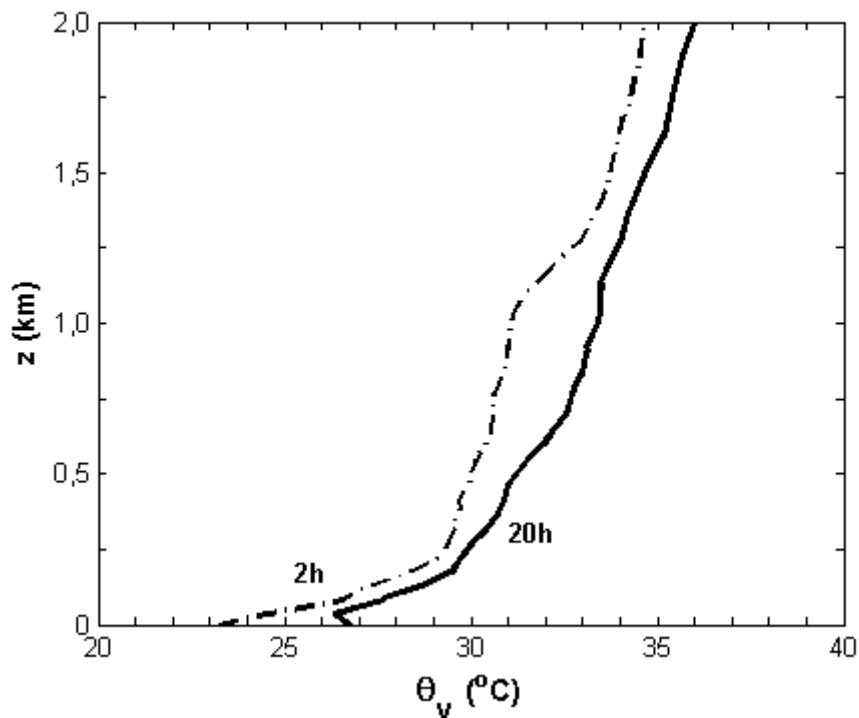
A radiossondagem é uma ferramenta fundamental para estudos atmosféricos para perfis de grande profundidade. A campanha intensiva IPE-2 foi beneficiada com amostragem do perfil atmosférico, com pelo menos quatro leituras diárias, em vários dias corridos. Como mencionado anteriormente, através das informações de temperatura e umidade, em diferentes horários, é possível estimar a evolução da camada limite atmosférica. Os perfis verticais da temperatura potencial virtual, para o período diurno (Figura 5.5) e noturno (Figura 5.6), mostram a evolução da CLA em dia

de céu claro (22 de setembro). A inversão térmica verificada logo nos primeiros metros a partir da superfície (8 h e 11 h) é quebrada à medida que a temperatura do ar aumenta. A partir das 11 h a camada de mistura já é bem definida e atinge uma altura de até 1,5 km, aproximadamente.

No horário convectivo a camada é instável, e embora a *lapse rate* seja adiabática, o conceito de estabilidade estática não se aplica, já que o gradiente vertical é praticamente nulo. No período noturno, ocorreu uma inversão térmica bem próxima a superfície às 20 h, embora a altura da camada limite residual tenha se mantido. O comportamento verificado é idêntico ao encontrado na literatura e indica que a camada limite atmosférica do Pantanal foi bem desenvolvida e apresentou padrão diurno.



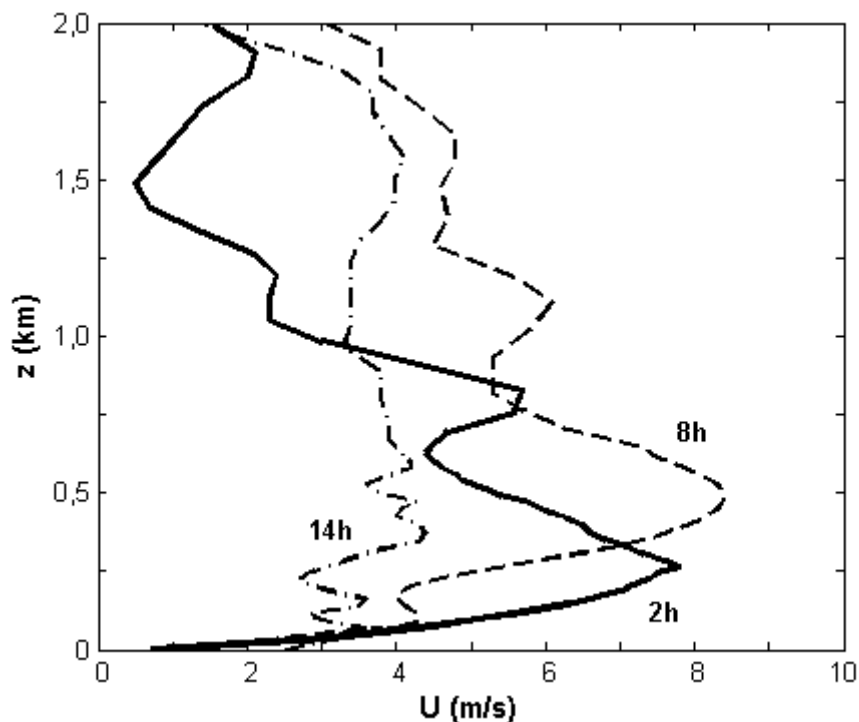
**Figura 5.5** Variação diurna dos perfis verticais da temperatura potencial virtual no dia 265 (22 de setembro) da campanha IPE-2.



**Figura 5.6** Variação noturna dos perfis verticais da temperatura potencial virtual nos dias 21 (20 h) e 22 (2 h) da campanha IPE-2, Pantanal.

Os horários de transição apresentam os maiores valores da magnitude do vento (Figura 5.4) e podem estar associados aos Jatos em baixos Níveis (JBN) (Figura 5.6), enquanto o desvio padrão é maior em horário convectivo. Os JBN são aumentos abruptos da magnitude do vento verificado nos perfis verticais na CN. Os JBN da Campanha IPE-2 foram verificados por ANDRADE (2003) e SÁ e ANDRADE (2004) e em uma camada de até 800 m. Os autores ressaltam que a ocorrência dos JNB no Pantanal divide a turbulência em duas partes distintas: uma abaixo do JBN, local onde ocorre forte mistura turbulenta, e acima onde a mistura quase não ocorre. Esses resultados sugeriram que esses fenômenos desempenham papel fundamental na geração de turbulência principalmente durante noites secas em condições bastante estáveis.

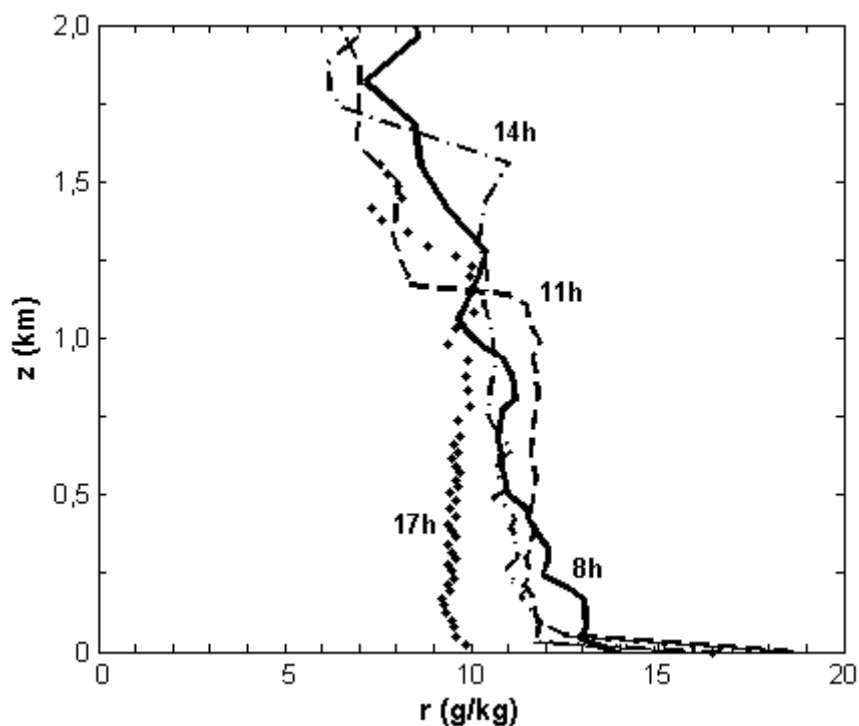
Na Figura 5.7, é mostrado o perfil vertical do vento na CLA em duas fases distintas: a primeira, no período da madrugada (2 h, horário local) e no período da manhã (8 h, horário local) do dia 19 de setembro, em que a magnitude do vento atinge valores consideráveis (até 8 m/s) nos primeiros metros a partir do solo (200 a 500 m); e a segunda, em que ocorre uma situação convectiva no período da tarde, quando o gradiente vertical é nulo e a magnitude é bem menor em relação aos valores mensurados na primeira fase.



**Figura 5.7** Perfis verticais da velocidade do vento com Jatos em baixos Níveis. Radiossondagem do 19 de setembro, campanha IPE-2, Pantanal.

O perfil da umidade específica (Figura 5.8) mostra a capacidade de transferência do vapor de água longo da camada de mistura (CM) em horários convectivos, com gradiente nulo, até 2 km de altura. Após esse limiar, a umidade diminui bastante em função da altura.

A estimativa de  $z_i$  pelo método da sondagem (Figura 5.9) apresentou a evolução diurna esperada para CLA em condições convectivas. Após o nascer do Sol, a quebra da inversão térmica noturna pelo aquecimento da superfície terrestre nas primeiras horas da manhã e o desenvolvimento de uma pequena camada bem misturada. Com o aumento da atividade convectiva, a CM possui rápido desenvolvimento vertical até atingir sua altura máxima no começo da tarde. No final da tarde a turbulência de origem térmica cessa e, então, com o resfriamento radiativo inicia-se o desenvolvimento de uma nova camada próximo à superfície (CLN).



**Figura 5.8** Variação diurna dos perfis verticais da razão de mistura no dia 265 (17 de setembro) da campanha IPE-2.

Existem diversas metodologias para estimar  $z_i$ . O método tradicional é baseado nos perfis verticais de  $\theta_v$  e  $q$  (SEIBERT *et al.*, 2000). KAIMAL *et al.* (1982) compararam diversas metodologias com medidas *in situ* e remotas, e concluíram que cada método tem suas limitações e seus pontos fortes. Segundo eles, houve uma boa concordância entre os métodos quando a inversão térmica no topo da CLA foi forte e bem definida, e uma maior variabilidade quando a estratificação foi fraca. Neste trabalho  $z_i$  será estimado por dois diferentes métodos: perfis verticais de  $\theta_v$  e  $q$ , obtidos por radiossondagem,

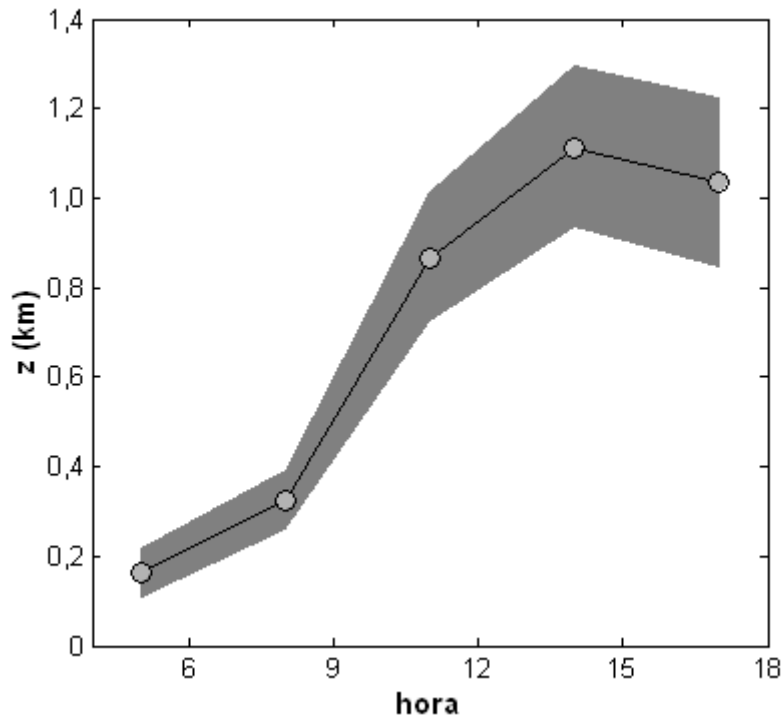


Figura 5.9 Evolução temporal da altura da CLS média a partir das radiossondagens no IPE-2.

#### 5.4 BALANÇO DE ENERGIA PELO MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN

As estimativas de  $\beta$  podem ser obtidas com a utilização da equação psicrométrica, porém, durante os períodos transição (nascer e por do Sol) e no período noturno  $\beta$  apresenta grande variabilidade, dado as incertezas na determinação dos gradientes termodinâmicos.

Conforme visto anteriormente, no Capítulo 2, os fluxos  $H$  e  $LE$  podem ser estimados a partir dos sinais de resposta lenta através do método do balanço de energia com uso a razão de Bowen (BREB, da sigla em inglês). Deve-se assumir que existem similaridades na difusividade entre calor e vapor de água. Além disso, as medidas devem ser realizadas próximas à superfície a fim de minimizarem-se erros devido a influencia da estratificação atmosférica. Desta forma, a razão de Bowen ( $\beta$ ) pode ser calculada pelas diferenças dos parâmetros  $T$  e  $q$  (ANDREAS, 1989; STULL, 1991; ARYA, 2001):

$$\beta = \frac{\rho C_p}{L_v} \frac{\partial T / \partial z}{\partial q / \partial z} = \frac{\rho C_p}{L_v} \frac{\partial T}{\partial q} \quad (5.1)$$

$c_p$  e  $L_v$  são as constantes do calor específico do ar a pressão constante e o calor latente da vaporização da água, respectivamente;  $T$  a temperatura do ar,  $q$  a umidade específica e  $z$  a altura. Quando  $\partial T/\partial z < 0$ ,  $H$  é maior do zero; e quando  $\partial q/\partial z < 0$ ,  $LE$  é maior do que zero. Os fluxos podem ser positivos, negativos, ou iguais a zero. Desta forma,  $\beta$  pode ser calculado a partir de nove possibilidades de combinação entre eles. Se houver similaridade de transferência de calor e de umidade, as situações: (a)  $LE < 0$  e  $H > 0$ , (b)  $LE < 0$  e  $H = 0$ , e (c)  $LE = 0$  e  $H > 0$ , são proibidas porque necessitariam do ar supersaturado próximo à superfície. Quando  $H = 0$  e  $LE = 0$ ,  $\beta$  é indefinido (ANDREAS, 1989).

Sobre superfícies úmidas a concentração de vapor de água na superfície pode ser assumida saturada. De acordo com PRIESLEY e TAYLOR (1972), a taxa de evaporação, desprezando os efeitos advectivos, pode ser obtida por:

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{L_v} \quad (5.2)$$

seja  $\Delta = de_s/dT$  é a inclinação da curva de saturação do vapor de água,  $\gamma$  é a constante psicométrica e  $L_v$  é o calor latente de vaporização.

Uma alternativa para determinar a evolução temporal média horária de  $\beta$  é utilizar a análise de Kalman para minimizar as incertezas (KALNAY, 2003). Neste caso, a precisão da análise é maior que a precisão das observações, obtida pela equação psicométrica, e do modelo proposto por Priestley e Taylor (1972) (MARQUES FILHO *et al.*, 2011). A partir de então, o fluxo de calor latente é calculado de forma indireta pelo método da Razão de Bowen Modificado (MBR, da sigla em inglês).

Os fluxos  $H$  e  $LE$  pelo BREB são derivados a partir da equação do balanço de energia e da razão de Bowen:

$$H_{BREB} = \frac{\beta}{1 + \beta} (R_n - G) \quad (5.3)$$

$$LE_{BREB} = \frac{1}{1 + \beta} (R_n - G) \quad (5.4)$$

Este método é bastante simples porque basta determinar o valor de  $\beta$  pelo método dos gradientes em pelo menos dois níveis, com estimativas a partir de registros ambientais de temperatura do ar e de umidade com instrumentação de resposta lenta, a radiação líquida e o fluxo de calor no solo. Como desvantagem, LIU e FOKEN (2001) ressaltam que o erro no fechamento do balanço de energia pode ser

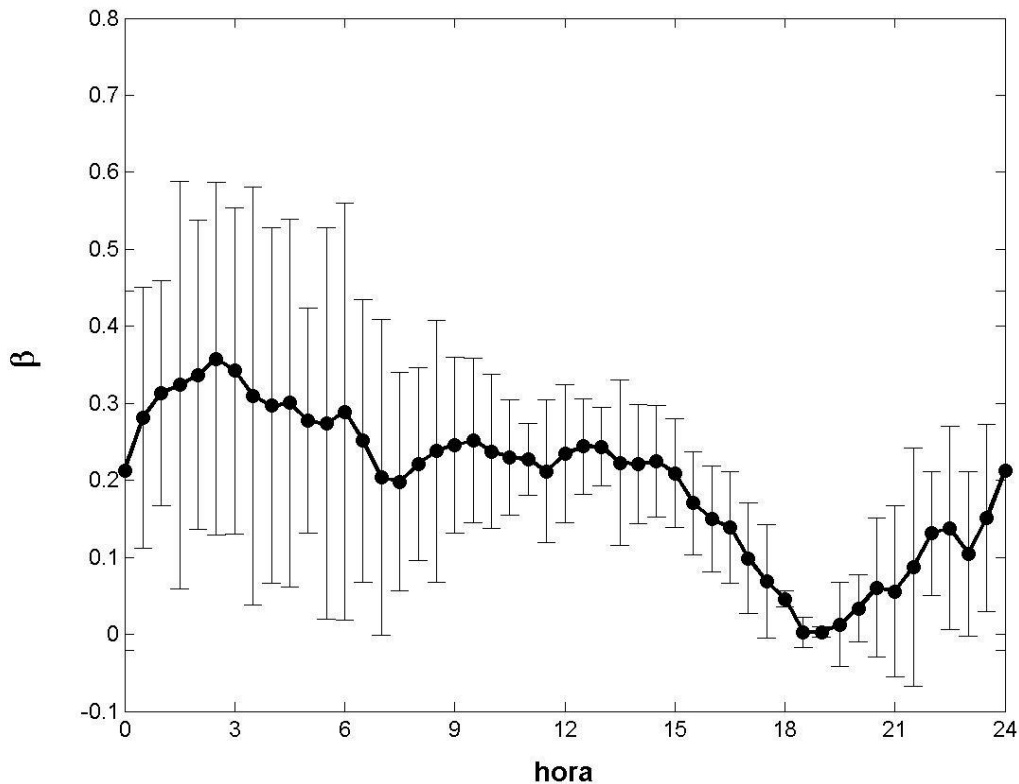
da ordem de 20 a 30% devido a incertezas nas medidas e o armazenamento de calor no solo já que as medidas não são realizadas diretamente na superfície. Esse erro residual,  $Re = R_n - G - H - LE$ , aparece com a necessidade do fechamento da equação do balanço de energia. A razão do resíduo e energia disponível

$$\frac{Re}{R_n - G} \cdot 100\% \text{ encontrada para o IPE-2 foi de } 33\%.$$

Os valores estimados a partir dos gradientes mostram forte ritmo controlado pelo ciclo diurno de aquecimento e resfriamento e do comportamento do vapor de água na CLS.

A variabilidade da razão de Bowen  $\beta$  é bastante significativa nos períodos matutinos e vespertinos, períodos caracterizados pela inversão térmica. O valor de  $\beta$  médio, atingiu um valor mínimo próximo de zero a partir do horário da máxima temperatura do ar, conforme a Figura 5.10, e valores bem maiores quando em horário de estabilidade, próximos a 0,4. Essa razão sempre permaneceu abaixo da unidade, o que indica que o fluxo de calor latente  $LE$  utiliza a maior parte da energia disponível.

Os valores aqui encontrados diferem em cerca de 10 a 20% dos estimados para a campanha IPE-1 por MARQUES FILHO *et al.* (2008). Ocasão em que o  $\beta$  mostrou-se menos susceptível ao ciclo diurno.



**Figura 5.10** Evolução temporal da razão de Bowen média estimada para a campanha experimental IPE-2 (12 a 27 de setembro de 1999) com suas respectivas barras de erro; linha tracejada representa o período convectivo com médias de 30 min e linha contínua os períodos matutinos e vespertinos com médias de 10 min.

## 5.5 MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN MODIFICADO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

O fluxo  $H$  foi calculado por *Eddy-Correlation* (RAUPACH e THOM, 1981; STULL, 1991; ARYA, 2001):

$$H_{MBR} = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (5.5)$$

$\rho$  é a massa específica do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_p = 1005$  ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) o calor específico a pressão constante,  $w'$  e  $T'$  as flutuações do componente vertical da velocidade do vento e da temperatura do ar, respectivamente, a barra representa a média temporal. No período convectivo as médias foram feitas em períodos de 30 min, para o período estável médias de 10 min.

O anemômetro sônico mede com alta frequência temporal as flutuações dos componentes do vento ( $u$ ,  $v$  e  $w$ ) e  $T$ , porém essas flutuações associadas à umidade podem interferir nas medidas, e conseqüentemente resultar em um pequeno erro na estimativa do fluxo de calor sensível. Desta forma, é preciso considerar que a temperatura medida pelo anemômetro sônico é  $T_s$  tem valor aproximado ao da temperatura virtual, e não da temperatura do ar. A equação que corrige esse efeito é (KAIMAL e BUSINGER, 1963; SCHOTANUS et. al., 1983; LIU e FOKEN, 2001):

$$\overline{w'T'_s} = \overline{w'T'} + 0,51\bar{T} \cdot \overline{w'q'} - 2 \frac{\bar{T} \cdot \bar{u}}{c^2} \overline{u'w'} \quad (5.6)$$

Em que  $c$  é a velocidade média do ar que pode ser substituída por  $\bar{c}^2 = 1,4R\bar{T}(1+0,5\bar{q})$  (SCHOTANUS *et al.*, 1983).

O primeiro termo da Equação (5.6) é o fluxo cinemático de calor sensível. O segundo termo a direita tem uma magnitude de erro de 10%, tanto para estabilidade quanto para instabilidade. O terceiro termo é pequeno em condições instáveis e relativamente considerável em condições próximas à neutralidade, porém como a magnitude do fluxo nessas condições é pequena seu erro absoluto também é pequeno. Como  $\overline{w'q'} = \frac{c_p}{Lv\beta} \overline{w'T'}$  o fluxo pode ser corrigido da seguinte forma:

$$\rho c_p (\overline{w'T'})_c = \rho c_p \frac{\left[ \overline{w'T'_s} + 2 \frac{\bar{T} \cdot \bar{u}}{c^2} + \overline{u'w'} \right]}{\left[ 1 + \frac{0,51 \cdot \bar{T} \cdot c_p}{Lv\beta} \right]} \quad (5.7)$$

Para os anemômetros sônicos mais recentes LIU *et al.* (2001) sugerem a seguinte correção que utiliza todos os componentes do vento:

$$H = \rho c_p \frac{\overline{w'T'_s} + \frac{2\bar{T}}{c^2} (\bar{u} \cdot \overline{u'w'} \cdot A + \bar{v} \cdot \overline{v'w'} \cdot B)}{1 + \frac{0,51 \cdot \bar{T} \cdot c_p}{Lv\beta}} \quad (5.8)$$

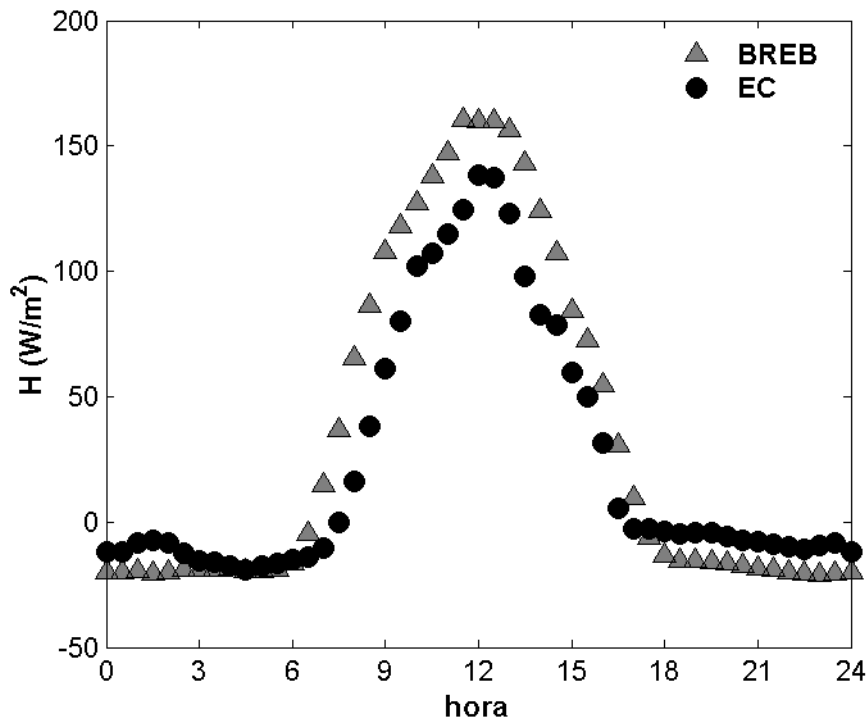
Em que A e B são fatores de correção que para o anemômetro utilizado no Pantanal (CSA-T3), com valor de 7/8.

## FLUXO DE CALOR LATENTE

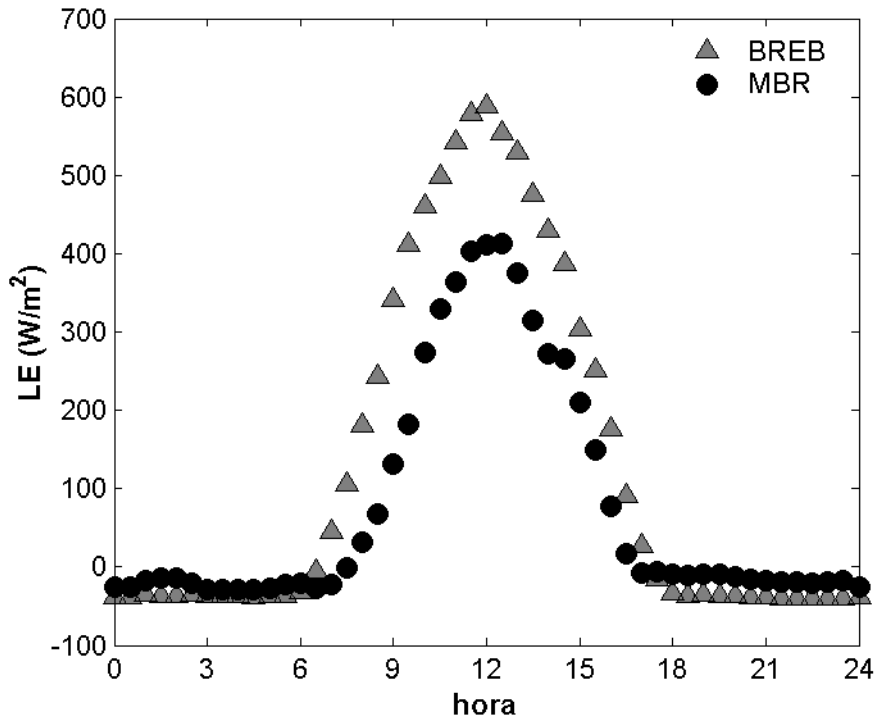
O fluxo  $LE$  foi estimado pelo método da Razão de Bowen Modificado (MBR) sugerido por LIU e FOKEN (2001):

$$LE_{MBR} = \frac{H_{MBR}}{\beta} \quad (5.9)$$

A Figura 5.1 compara os fluxos de calor sensível obtidos pelos métodos BREB e EC. Por outro lado, a Figura 5.12 compara os fluxos de calor latente obtidos pelos métodos BREB e MEB.



**Figura 5.11** Comparação das estimativas do fluxo de calor sensível nos dois métodos utilizados: método das correlações turbulentas (EC) e o método da razão de Bowen (BREB) para o experimento IPE-2.



**Figura 5.12** Comparação das estimativas do fluxo de calor latente nos dois métodos utilizados: método da razão de Bowen (BREB) e o método da razão de Bowen modificado (MBR) para o experimento IPE-2.

## 5.6 BALANÇO DE ENERGIA

A vegetação desempenha papel fundamental no microclima e balanço radiativo uma vez que ela tem a capacidade de modificar vários parâmetros ambientais como o albedo, a temperatura da superfície, a umidade do solo e a taxa de evaporação que influenciam no saldo de radiação e conseqüentemente no balanço de energia.

Para cada região, por conta de suas peculiaridades, novos termos devem ser incorporados a equação do balanço de energia para contemplar fontes e sumidouros. No Brasil, SÁ *et al.* (1988), estudaram o balanço de energia acima da Floresta Amazônica com a ajuda de uma torre de 45 m que mediu os termos do balanço de radiação, além de outros equipamentos, consideraram a importância em que o dossel da floresta exerce na partição dos fluxos de calor sensível e latente, desta forma o dossel foi incorporado na equação do balanço de energia. Já em MARQUES FILHO *et al.*, no experimento IPE-1, período de transição entre a estação alagada e seca (maio a abril de 1998), foi considerado a influência de uma lâmina d'água com até 15 cm nas proximidades da torre micrometeorológica.

Nos dois casos houve significativa superioridade do termo  $LE$  sobre  $H$ , situação em que sempre  $\beta < 1$ , devido à grande quantidade de vapor d'água na atmosfera

provocado pela constante evaporação e transpiração provocadas pela biomassa, no primeiro caso, e constante evaporação da lâmina de água no segundo.

O uso da região como bem de consumo deve ser avaliado, porque o clima pode ser modulado pelas práticas comuns do uso do solo pantaneiro. O aumento do desmatamento, associado às práticas de queimadas em áreas de pastagens, bastante comum nos meses mais secos (NUNES da CUNHA e JUNK, 2004) aumentam o material particulado na atmosfera e gases traço (ARTAXO *et al.*, 2002) que provocam a diminuição do saldo de radiação com significativas diferenças no balanço de energia, ressaltam BIUDES *et al.* (2009), que estimaram o balanço de energia no Norte do Pantanal (MS) pelo método BREB em duas regiões distintas: a primeira, região de pastagem, em que o fluxo de calor sensível  $H$  foi sempre maior do que o fluxo de calor latente  $LE$ ; e a segunda, região dominada de Cambarazal (*Vochysia divergens*), que é uma espécie adaptada para campos sazonalmente alagados, onde ocorreu a predominância de fluxo de calor latente sobre o fluxo de calor sensível.

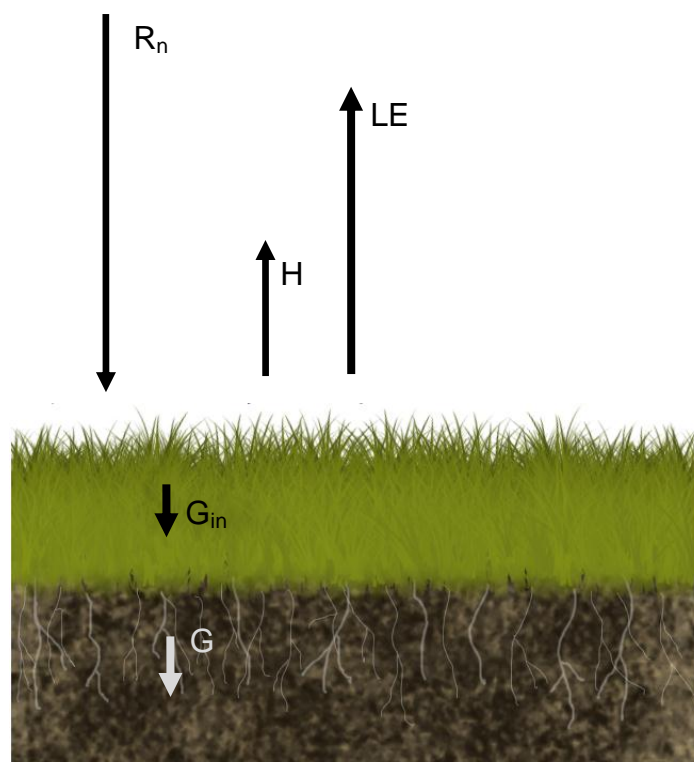
Aqui foi adotado  $G_{in}$  como termo de armazenamento na equação do Balanço de Energia,

$$G_{in} \approx R_n - H - LE \quad (5.10)$$

A biomassa e parte do solo foram incluídas como termo de armazenamento na equação do balanço de energia (Figura 5.13),  $\Delta S$ , que foi estimada como,

$$\Delta S \approx |G_{in}| - |G| \quad (5.11)$$

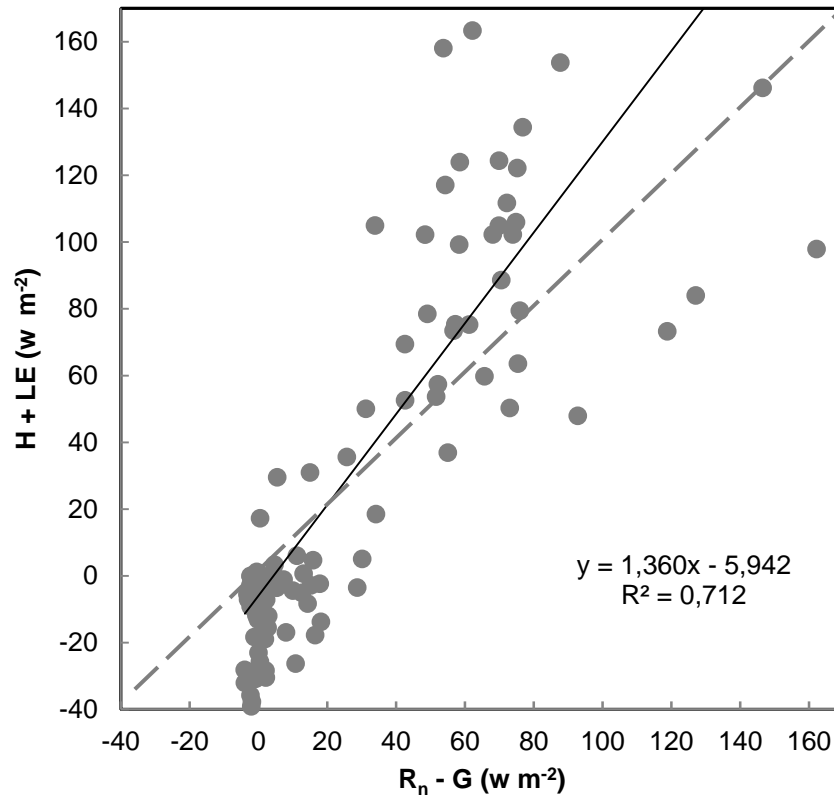
A inclusão do termo  $\Delta S$  implica o fechamento do balanço.



**Figura 5.13** Visualização esquemática dos termos do balanço de energia sobre a superfície do Pantanal Sul Mato-grossense em período diurno durante o experimento IPE-2.

A evapotranspiração durante o inverno hidrológico (de maio a setembro - outubro) transfere a água acumulada no solo para atmosfera. Isto faz com que a razão de Bowen seja menor que a unidade ligeiramente inferior a 0,5 encontrado no IPE-2. Essas estimativas estão consistentes com os valores encontrados por OLIVEIRA *et al.* (2006) para a região do Pantanal na campanha IPE-3 e que correspondem aos valores da literatura para regiões vegetadas e úmidas. Entretanto, para o período seco, OLIVEIRA *et al.* (2006) indicaram valores de  $\beta$  até seis vezes superiores aos encontrados aqui, ou seja,  $H \approx 3LE$ , valores estes mais condizentes com  $\beta$  para regiões semi-áridas (OKE, 1987).

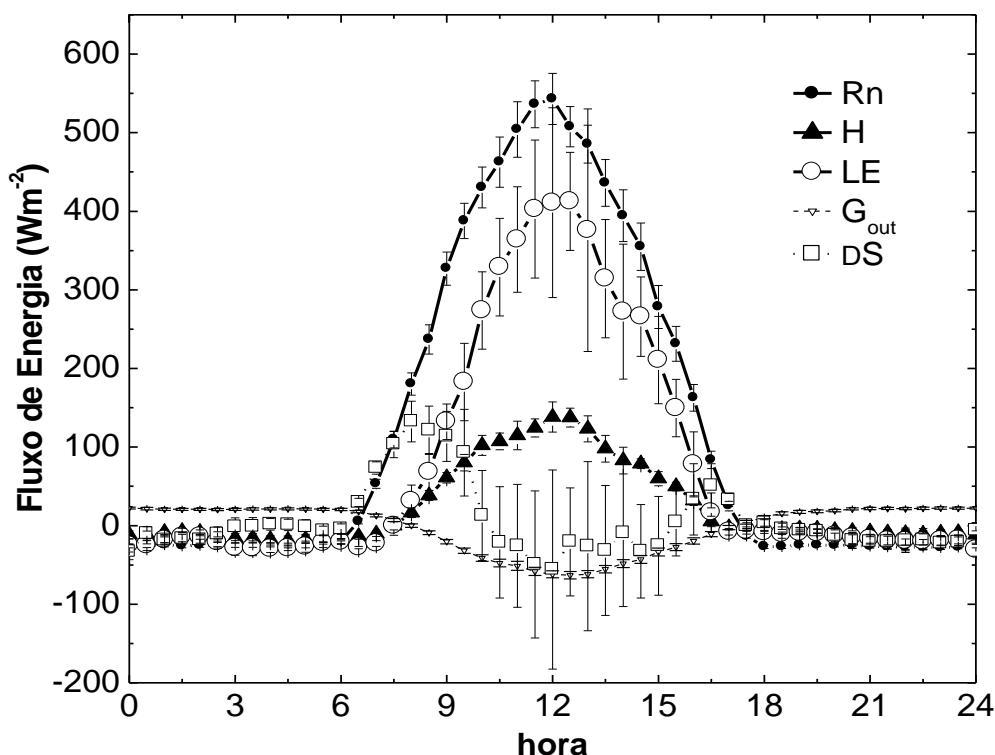
A Figura 5.14 permite visualizar o resultado do fechamento do balanço de energia pelo método BREB.



**Figura 5.13** Fechamento do balanço de energia na superfície do pantanal para a campanha IPE-2.

Os termos dos balanços de energia encontrados são característicos de uma região tropical vegetada (Figura 5.15).

O termo  $\Delta S$  é positivo durante as primeiras horas do dia, devido ao aquecimento da camada de armazenamento pela radiação solar. Após este período, seu valor diminui em decorrência da transferência de calor para as camadas inferiores do solo. Comparativamente, as diferenças de magnitude de  $G_{out}$  e  $\Delta S$  entre as estimativas realizadas para o IPE-1 (MARQUES FILHO *et al.*, 2008) e para IPE-2 são principalmente devido as condições de saturação do solo.



**Figura 5.15** Média da evolução temporal dos componentes do balanço de energia em superfície sobre a região do Pantanal Sul Mato-Grossense para o experimento IPE-2, com suas respectivas barras de erro.

A estimativa dos parâmetros medidos com instrumentação de resposta lenta foi obtida com 16 dias corridos de dados (12 a 27 de setembro).

A radiação líquida foi obtida pela média da radiação medida nos níveis de 4 e 21 m. Houve diferenças de até  $80 \text{ W/m}^2$  no  $R_n$  período diurno entre os experimentos IPE-1 (MARQUES FILHO *et al.*, 2008) e IPE-2. O balanço de energia na superfície estimado sobre a região do Pantanal Sul Mato-Grossense foram representativos de uma superfície vegetada com grande disponibilidade de umidade. Os componentes do balanço de energia superficial (BES) nos dois períodos estudados não apresentaram diferenças sazonais significativas. A razão de Bowen ficou abaixo de 0,5, o que indica que grande parte da energia disponível é utilizada nos processos evapotranspirativos.

A convecção é a principal forma de transporte de energia da superfície para a atmosfera durante o período diurno no Pantanal, o padrão observado da relação entre os fluxos de energia calor sensível e de calor latente é resultado da disponibilidade de água para a evaporação, porém, possíveis fontes ou sumidouros de energia devem ser considerados. O microclima do Pantanal é governado pela relação entres esses fluxos.

A questão da representatividade da região amostrada quanto ao balanço de energia depende de considerações a cerca do sítio experimental, que leva em relação à uniformidade do terreno, da vegetação, da distribuição de umidade no solo, dentre outros. Neste trabalho, assumiu-se a homogeneidade do terreno, assim como a hipótese de Taylor.

A estimativa do balanço de energia requer confiança nos dados, tanto na forma com que esses são coletados como no sistema de tratamento. Há ainda recentes discussões e considerações sobre diversos tipos de ferramental matemático, como filtros e tratamentos estatísticos para obterem-se estimativas mais coerentes dos fluxos turbulentos, assim como melhor compreender e interpretar os resultados fisicamente (VICKERS e MAHRT, 1997; MAHRT, 1998; LIU e FOKEN, 2001, BARTHLOTT e FIEDLER, 2003; HÖGSTRÖM e SMEDMAN, 2004; MAHRT, 2010).

Em MAHRT (2010) são discutidos erros comuns nos procedimentos para as estimativas dos fluxos turbulentos. O autor ressalta possíveis problemas em converter erros aleatórios em sistemáticos e na capacidade de diferenciar a turbulência de outros movimentos em outras escalas (fontes), é ressaltado ainda da necessidade do alinhamento correto do anemômetro sônico com o escoamento, e da representatividade espacial. Para o Pantanal, ZERI e SÁ (2011), por exemplo, investigaram a origem física dos turbulentos de calor sensível que estão vinculadas em até 90% com estruturas coerentes.

Nesta dissertação, foi verificada a consistência dos dados, e metodologias empregadas, face à literatura previamente mencionada e analisada ao longo do presente trabalho. Cabe ainda a observação final sobre a relevância do termo fluxo de calor latente em contraste ao fluxo de calor sensível. Na Figura 5.15, fica evidenciada, entre o horário da máxima temperatura do ar (15 h, horário local) e o horário do pôr do Sol, que o componente de calor latente absorve a quase totalidade da energia líquida disponível.

# CAPÍTULO 6

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 6.1 CONCLUSÕES

O Pantanal tem sido alvo de estudos acadêmicos, científicos e tecnológicos por ser uma região rica em recursos hídricos, a jusante da bacia do rio Cuiabá. Em particular, destaca-se a barragem do rio Manso (APM - MANSO), construída no ano 2000, que modifica o regime fluviométrico a jusante desse empreendimento com impacto na região pantaneira.

Por constituir uma área alagada sazonalmente e apresentar picos de cheias, há a necessidade de melhor entendimento da dinâmica do ciclo hidrológico ao longo das fases de enchente, cheia, vazante e estiagem. Complementarmente à disponibilidade de água, a avaliação da qualidade da água, que inclui estimativas da produção de sedimentos e da poluição difusa e pontual, estimula a produção de estudos de modelagem hidrometeorológica computacional.

Sob o ponto de vista geomorfológico, o Pantanal, em função de ser uma unidade de planície, apresenta fauna e flora que respeita as condições do meio, o que permite que se estenda o conceito de hidrograma ecológico empregado na literatura científica hidrológica para uma visão de natureza hidrometeorológica sistêmica dos biomas. Estudos sobre a fauna e a flora bem como sobre avaliação de impactos ambientais como queimadas, por exemplo, podem se beneficiar com informações físicas sobre a superfície. Adicionalmente, cabe ressaltar que o Pantanal insere-se ainda em uma região agropecuária, conhecida principalmente pela produção de extensiva de gado de corte e na produção de grãos.

Por outro lado, valoração econômica do Pantanal tem sido objeto de estudo recente por constituir um ecossistema único, rico em recursos naturais, e que pode estar em uma fase crítica entre a relação da conservação do meio ambiente e da exploração. Nesse ambiente, é crucial diferenciar os valores proporcionados entre as funções e os serviços. Os valores econômicos resultantes das funções proporcionadas por um ecossistema são funções dependentes dos seus processos naturais (físicos, químicos, biológicos, dentre outros). Também devem ser incluídos os processos que contribuem para a automanutenção do Pantanal.

Dessa forma, este trabalho visa contribuir com uma melhor compreensão dos processos físicos próximos à superfície, com foco nos elementos que compõem o balanço de energia e como esses interagem com o meio, para possibilitar tomadas de decisão políticas e econômicas e instigar estudos futuros.

Determinar as componentes do balanço de energia requer campanhas de campo com amostragens *in situ* a partir da instalação de torres micrometeorológicas, fundamentais para permitir a incorporação de informações mais recentes oriundas de imagens de satélite com vistas a estender essas análises na escala da bacia hidrográfica.

Nesta dissertação, foram estimados os componentes do balanço de energia do Pantanal Sul-Matogrossense para os dados da terceira campanha intensiva experimental do Pantanal (IPE), que foi caracterizada como representativa para o período seco.

A grande variabilidade pluviométrica, que dificulta as previsões de chuva via modelagem atmosférica, ainda não é um fenômeno muito bem entendido. Como previamente mencionado, há ainda relativa carência de estudos sobre os diversos microclimas na região pantaneira. O amplo programa experimental conhecido como Projeto Interdisciplinar do Pantanal (IPE - *Interdisciplinary Pantanal Experiment*) coletou informações hidrometeorológicas, além de contemplar a sazonalidade da região.

Com base nesse referencial, esta dissertação teve como objetivo a estimativa do balanço de energia do Pantanal Sul Mato-Grossense com a análise da energia disponível e dos fluxos de calor sensível e de calor latente sob o ponto de vista micrometeorológico.

Neste trabalho, optou-se pelo uso dos sinais representativos da estação seca, coletados durante a terceira campanha do IPE-2. O componente do balanço de energia na superfície BES, fluxo de calor sensível ( $H$ ), foi calculado de forma direta através dos registros realizados por anemômetro sônico instalado a 24 m do solo, no topo de uma torre micrometeorológica. O componente BES, fluxo de calor latente ( $LE$ ) foi estimado de forma indireta pelo método da razão de Bowen Modificado (BREB), já que não foram disponibilizados, no experimento, registros de flutuação de umidade. Os componentes que formam a energia disponível foram obtidos por fluxímetro no solo e saldoradiômetro.

O balanço de energia acima da superfície (BES) do Pantanal Sul Mato-grossense foi estimado a partir dos sinais ambientais registrados em campanha

intensiva denominada IPE-2 realizada no mês de setembro de 1999, que é a transição da estação seca para a estação chuvosa, contudo houve atraso das chuvas e, assim, esta campanha caracterizou a estação seca.

Algumas ocorrências de precipitação foram registradas ( $< 3$  mm), e, embora os sinais em períodos de chuva tenham sido excluídos das estimativas, não se pode de forma rigorosa desconsiderar seus efeitos no balanço de energia superficial (BES).

Os componentes do BES foram calculados inicialmente pelo método da razão de Bowen (BREB), com erro residual de 33%. A razão de Bowen média ficou em torno de 0,5, o que indica que grande parte da energia disponível é utilizada nos processos que envolvem a mudança de fase da água. As diferenças encontradas no fluxo de calor no solo e no termo de armazenamento devem-se à presença da lâmina de água e às diferentes condições de saturação do solo.

De todos os termos do balanço de energia, o fluxo de calor latente é visivelmente o de maior valor, fato explicado pela grande disponibilidade de água na forma de umidade específica. O termo que mais se aproxima deste é o fluxo de radiação líquida no final do período vespertino, isto é, entre o horário da máxima temperatura local e do ocaso. Este fato pode, provavelmente, estar associado a advecção de calor por áreas adjacentes.

A razão média no período diurno entre os fluxos de calor latente e de calor sensível é de 4 para 1, o que resulta em uma razão de Bowen de 0,25. Esta razão é uma evidência clara de que, mesmo no período seco, no Pantanal Sul-Matogrossosense, no período estudado, a maior parcela da energia disponível é utilizada na evapotranspiração.

A convecção é a principal forma de transporte de energia da superfície para a atmosfera durante o período diurno no Pantanal. Já no período noturno, o arrasto provocado pelo escoamento é a fonte da turbulência. Os resultados sugeriram que os jatos em baixo nível (JBN) desempenham papel fundamental na geração de turbulência, principalmente durante noites secas em condições bastante estáveis.

A relação entre os fluxos de calor sensível e de calor latente é definida pela disponibilidade de água para a evaporação, porém devem ser considerados possíveis fontes ou sumidouros de energia. O microclima do Pantanal é governado pela relação entre os fluxos, como evidenciaram os resultados produzidos na dissertação. Na seqüência, apresentam-se recomendações para futuros estudos.

## 6.2 RECOMENDAÇÕES

O emprego de geotecnologias conjuntamente com algoritmos de balanço de energia pode aduzir novas diretrizes para pesquisa na área hidrometeorológica. Mais especificamente, a tecnologia do sensoriamento remoto permite estimar espacialmente os valores de albedo, temperatura da superfície, fluxos de calor latente e de calor sensível e evapotranspiração. Por outro lado, para avaliar o rigor das estimativas por satélite, é necessária a utilização de informações micrometeorológicas em superfície com o intuito de validar as informações espaço-temporais passíveis de serem obtidas, por sensores que operam nas faixas do visível e infravermelho do espectro eletromagnético.

Para que informações micrometeorológicas possam ser utilizadas com maior frequência pelo sensoriamento remoto, e também por outras áreas de conhecimento, como recomendações, sugere-se, inicialmente, avaliar a teoria de similaridade de Monin-Obukhov para a camada limite superficial do Pantanal.

Recomenda-se, ainda, determinar suas curvas características de quantidade de momento e de calor, funções adimensionais, para permitir que, em estudos futuros, os elementos dos fluxos de calor sensível e de calor latente possam ser estimados indiretamente em função de gradientes de temperatura e de umidade entre dois níveis. Dessa forma, a logística operacional é facilitada e viabilizam-se procedimentos em campo menos complexos e realizados rotineiramente para o acompanhamento do microclima da região.

É relevante procurar, na camada limite superficial do Pantanal, a existência ou não de divergência de fluxos turbulentos, mediante a instalação de anemômetros sônicos em dois níveis na mesma torre micrometeorológica, assim como identificar quais fatores ambientais contribuem para esse fenômeno.

Finalmente, estimula-se a continuidade de campanhas experimentais no Pantanal, com finalidade de conhecer a fundo as características de variabilidade das chuvas e da sazonalidade, assim como também contemplar as diversas áreas particionadas em classes de vegetação e hidropedológicas, e a construção de um atlas climatológico e micrometeorológico para a região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDON, M. M., VILA da SILVA, J. S. V. **Fisionomias da Vegetação nas Sub-regiões do Pantanal Brasileiro**. São José dos Campos: INPE; Campinas: Embrapa Informática Agropecuária, CD-ROM, ISBN 85-50424-00-8, 2006.

ANA, Agência Nacional de Águas, disponível em: <http://www.ana.gov.br>, acesso em 20 de janeiro de 2010.

ANDRADE, E. S. **Estudo da Influência de Jatós de Baixos Níveis na Estrutura da Camada Limite Estável Acima do Pantanal Matogrossense**. Dissertação de Mestrado, Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos, 2003.

ARIEIRA, J., NUNES DA CUNHA, C., "Fitossociologia de uma Floresta Inundável Monodominante de *Vochysia divergens* Pohl (*Vochysiaceae*), no Pantanal Norte, MT, Brasil". **Acta Botanica Brasilica**, v.20, n.3, pp. 569-580, 2006.

ARTAXO, P.; MARTINS, J.V.; YAMASOE, M.A.; PROCÓPIO, A.S.; PAULIQUEVIS, T.M.; ANDREAE, M.O.; GUYON, P.; GATTI, L.V.; CORDOVA, A.M. "Physical and Chemical Properties of Aerosols in the Wet and Dry Season in Rondônia, Amazonia". **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. 20, pp. 8081-8095, 2002.

ARYA, S. P., **Introduction to Micrometeorology**. San Diego: Academic Press, International Geophysics; v.79, 420 p., 2001.

ARYA, S. P. "Micrometeorology and Atmospheric Boundary Layer". **Pure and Applied geophysics**, v.162, pp. 1721-1745, 2005.

ASSINE, M. L., SILVA, A. "Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil". **Geomorphology**, v. 113, pp. 189-199, 2009.

ASSINE, M. L., SOARES, P. C. "Quaternary of the Pantanal, West-Central Brazil". **Quaternary International**, v. 114, n. 1, pp. 23-34, 2004.

BARTHLOTT, C., FIEDLER, F. "Turbulence Structure in the Wake Region of a Meteorological Tower". **Boundary-Layer Meteorology**, v.108, pp.175-190, 2003.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, N., FEDDES, R. A., *et al.*, “A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): 1. Formulation”. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, pp. 198-212, 1998 a.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, N., FEDDES, R. A., *et al.*, “A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): 2. Validation”. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, pp. 213-229, 1998 b.

BIUDES, M. S.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; NOGUEIRA, J. S.; SANCHES, L, “Estimativa do Balanço de Energia em Carambarazal e Pastagem no Norte do Pantanal Pelo Método da Razão de Bowen”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, pp. 135-143, 2009.

BOHREN, C. F., ALBRECHT, B. A., **Atmospheric Thermodynamics**. New York – Oxford. Oxford University Press, 402 p., 1998.

BOLTON, D. “The Computation of Equivalent Potential Temperature”. **Monthly Weather Review**, v. 108, pp. 1046-1053, 1980.

BOLZAN, M. J. A. **Estudo da influência das estruturas coerentes e da rugosidade na estimativa de fluxos turbulentos sobre o Pantanal**. Dissertação de Mestrado, Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 1998.

BRASIL. Constituição (1988). **Constituição da República Federativa do Brasil**. Brasília, DF, Senado, 1988.

COHEN, J. C. P.; SÁ, L. D. A.; NOGUEIRA, D. S.; GANDU, A. W. “JATOS DE BAIXOS NÍVEIS ACIMA DA FLORESTA AMAZÔNICA EM CAXIUANÃ”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, pp. 271-282, 2006.

CSAT3 - Three Dimensional Sonic Anemometer. **Instruction Manual**. Utah: Campbell Scientific, Inc., 70 p., 2010.

DEARDORFF, J. W. “Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers”. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.29, pp. 91-115, 1972.

DOMINGUES, MARGARETE OLIVEIRA; MENDES JR., ODIM; CHAN CHOU, SIN; ABREU SÁ, LEONARDO DEANE DE; MANZI, ANTONIO OCIMAR. “Análise das condições Atmosféricas Durante a 2º Campanha do Experimento Interdisciplinar do

Pantanal Sul Mato-Grossense”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.1, pp. 73-88, 2004.

DRUILHET, A., DURAND, P. “Experimental Investigation of Atmospheric Boundary Layer Turbulence”. **Atmospheric Research**, v.43, pp. 345-388, 1997.

FERNANDES, L. C. **Avaliação de Diversas Equações Empíricas de Evapotranspiração. Estudo de Caso: Campos dos Goytacazes e Ilha do Fundão - RJ**. Dissertação de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2006.

FIGUEROA, S. N., SATYAMURTY, P., SILVA DIAS, P. L. “Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model”. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, n. 10, pp. 1573-1584, 1995.

GARCIA, E. A. C. “O Clima no Pantanal Mato-Grossense”. **Circular Técnica EMBRAPA/UEPAE**, nº14, 42 p., ISSN 0100-7866, Corumbá - MS, 1984.

GARCIA, E. A. C., CASTRO, L. H. R. “Análise da frequência de chuva no Pantanal Mato-Grossense”. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 21, n. 9, pp. 909-925, 1986

GARRAT, J. R., **The Atmospheric Boundary Layer**. Cambridge: Cambridge University Press, 316 p., 1992.

GIRARD, P., FANTIN-CRUZ, I., OLIVEIRA, S. M. L., HAMILTON, S. K. “Small-Scale Spatial Variation of Inundation Dynamics in a Floodplain of the Pantanal (Brazil)”. **HYDROBIOLOGIA**, v. 638, pp. 223-233, 2010.

HALLIWELL, D. H., ROUSE, W. R. "A Comparison of Sensible and Latent Heat Flux Calculations Using the Bowen Ratio and Aerodynamic Methods". **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 6, pp. 563-574, 1989.

HALTINER, G. J., WILLIAMS, R. T., **Numerical Prediction and Dynamic Meteorology**. New York: John Wiley & Sons, 397 p., 1980.

HARTMAN, D., **Global Physical Climatology**. Academic Press, NY, 1994.

HESS, S. L., **Introduction to Theoretical Meteorology**. New York: Holt, Rinehart and Winston, 362 p., 1966.

- HÖGSTRÖM, U., SMEDMAN, A., "Accuracy of Sonic Anemometers: Laminar Wind-Tunnel Calibrations Compared to Atmospheric *in situ* Calibrations against a Reference instrument". **Boundary-Layer Meteorology**, v.111, pp.33-54, 2004.
- HOLTON, J. R., **An Introduction to Dynamic Meteorology**. New York: Elsevier Academic Press, 535 p., 2004.
- HOWELL, J., SUN, J. "Surface Layer Fluxes in Stable Conditions". **Boundary-Layer Meteorology**, v.90, pp. 495–520, 1999.
- HØJSTRUP, J., "A Statistical Data Screening Procedure". **Measurement Science and Technology**, v. 4, pp. 153-157, 1993.
- JUNK, W. J., "Long-term Environmental Trends and the Future of Tropical Wetlands". **Environmental Conservation**, v.29, pp. 414-435, 2002.
- JUNK, W. J.; CATIA, N. C., "Pantanal: a large South American Wetland at a Crossroads". **Ecological Engineering**, v.24, pp. 391-401, 2005.
- KAIMAL, J. C. "Turbulence Spectra, Length Scales and Structure Parameters in the Stable Surface Layer". **Boundary-Layer Meteorology**, v.4, pp. 289-309, 1973.
- KAIMAL, J. C., ABSHIRE, N. L., CHADWICK, R. B., DECKER, M. T., HOOKE, W. H., KROPFLI, R. A., NEFF, W. D., PASQUALUCCI, F., HILDEBRAND, P. H. "Estimating the Depth of the Daytime Convective Boundary Layer". **Journal of Applied Meteorology**, v.21, n.8, pp.1123-1129, 1982.
- KAIMAL, J. C., J. A. BUSINGER, "A Continuous Wave Sonic Anemometer-Thermometer". **Journal of Applied Meteorology**, v.2, pp. 156-164, 1963.
- KAIMAL, J. C., FINNIGAN, J. J., **Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement**. New York: Oxford-University, 289 p., 1994.
- KAIMAL, J. C., GAYNOR, J. E., "Another Look to Sonic Thermometry". **Boundary-Layer Meteorology**, v.56, pp. 401-410, 1991.
- LEE, J. F., SEARS F. W. **Termodinâmica**. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico S. A., e Editora da Universidade de São Paulo, 667 p., 1969.

LIBOS, M. I. P. C. **Modelagem da Poluição não Pontual na Bacia do Rio Cuiabá Baseada em Geoprocessamento**. Dissertação de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2002.

LIBOS, M. I. P. C. **Modelagem Hidrológica Qualitativa: Estudo de Caso da Bacia Hidrográfica do Rio Manso - MT**. Tese de Doutorado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2008.

LIMA, D. R. O. **Diagnóstico de Chuvas de Previsão Meteorológica para a Bacia Hidrográfica do Rio Manso**. Dissertação de Mestrado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2005.

LIU, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. International Geophysics Series, Vol. 84, 583 p., 2002.

LIU, H., FOKEN, T., "A Modified Bowen Ratio Method to Determine Sensible and Latent Heat Fluxes". **Meteorologische Zeitschrift**, v. 10, n. 1, pp.71-78, 2001.

MAGALHAES, N. W. **Conheça o Pantanal**. São Paulo: Terragraph, 400 p., 1992.

MAHRT, L. "Flux Sampling Errors for Aircraft and Towers". **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.15, pp. 416-429, 1998.

MAHRT, L. "Computing Turbulent Fluxes near surface: Needed Improvements". **Agricultural and Forest Meteorology**, v.150, pp. 501-509, 2010.

MARQUES FILHO, E. P. **Alguns Aspectos Teóricos e Experimentais da CLS acima da Região do Pantanal Matogrossense**. Dissertação de Mestrado, Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 2000.

MARQUES FILHO, E. P., SÁ, L. D. A., KARAM, H. A., ALVALÁ, R. C. S., SOUZA, A., PEREIRA, M. M. R., "Atmospheric Surface Layer Characteristics of Turbulence above the Pantanal Wetland regarding the Similarity Theory". **Agricultural and Forest Meteorology**, v.148, pp. 883-892, 2008.

MARQUES FILHO, E. P., KARAM, H. A., MARTANO, P., SÁ, L. D. A., Razão de Bowen sobre a Região do Pantanal. In: **Anais do VII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**; Santa Maria – RS, novembro de 2011.

MONIN, A. S.; YAGLON, A. M., **Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence**. Cambridge, Massachusetts: MIT Press, 769 p., 1971.

MORAES, A. S. *et al.* “EMBRAPA PANTANAL: 25 anos de pesquisas em prol da conservação do Pantanal. “Corumbá – MS”. In: **III Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-Econômicos do Pantanal. Os Desafios do Novo Milênio**, 55 p., de 27 a 30 de novembro, 2000.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração Real e Umidade do Solo Usando Dados de Sensores Orbitais e a Metodologia SEBAL na Bacia do Rio São Francisco**. Tese de Doutorado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2008.

NOGUEIRA, M. T. L. C. **Transportes Turbulentos na Camada Superficial da Atmosfera em condições Diabáticas**. Dissertação de Mestrado, Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 1981.

NUNES DA CUNHA, C., JUNK, W. J., “Year-to-year Changes in Water Level Drive the Invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal Grasslands”. **Applied Vegetation Science**, v. 7, pp. 103-110, 2004.

OKE, T. R., **Boundary Layer Climates**. New York: Methuen, 435 p., 1987.

OLIVEIRA, V., *et al.*, “Fluxos Turbulentos de Energia Sobre o Pantanal Sul Mato-Grossense”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n.3b, pp. 371-377, 2006.

OLSON, D., DINERSTEIN, E., CANEVARI, P., DAVIDSON, I., CASTRO, G., MORISSET, V., ABELL, R., TOLEDO, E., **Freshwater Biodiversity of Latin America and Caribbean: A Conservation Assessment**. In: Report of a Workshop on The Conservation of Freshwater Biodiversity in Latin America and Caribbean. Biodiversity Support Program. Washington, DC: World Wildlife Fund, Inc., ISBN 1-887531-29-7, 70 p., 1998.

PAIVA, C. M. **Estimativa do Balanço de Energia da Temperatura da Superfície via Satélite NOAA-AVHRR**. Tese de Doutorado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, 2005.

PANOFSKY, H. A., DUTTON, J. A., **Atmospheric Turbulence**. New York: A. W. & Sons, 397 p., 1984.

POR, F. D. **The Pantanal of Mato Grosso (Brazil)**. Dordrecht: K. A. Publishers, 122 p., 1995.

RAO, V. B., CAVALCANTI, I. F. A., HADA, K., "Annual Variation of Rainfall over Brazil and Water Vapor Characteristics over South America". **Journal of Geophysical Research**, v.101, n.D21, pp. 26539-26551, 1996.

ROERINK, G. J., SU, B., MENENTI, M. "S-SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance". **Physics and Chemistry of the Earth, Part B**, v. 25, pp. 147-157, 2000.

ROGERS, R. R., YAU, M. K. **A Short Course in Cloud Physics**. Oxford: Pergamon Press, 293 p., 1989.

SÁ, L. D. A., ANDRADE, E. S., "Curvatura do Perfil Vertical de Temperatura Potencial Virtual Acima do Pantanal em Períodos Noturnos: Diferença entre as Estações Seca e Úmida". **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, pp. 413-417, 2006.

SÁ, L. D. A., VISWANADHAM, Y., MANZI, A. O. "Energy Flux Partitioning over the Amazon Forest". **Theoretical and Applied Climatology**, v.39, n. 1, pp. 1-16, 1988.

SCHOTANUS, P., F.T.M. NIEUWSTADT, H.A.R. DeBRUIN, "Temperature Measurement with a Sonic Anemometer and its Application to Heat and Moisture Fluctuations". **Boundary-Layer Meteorology**, v.26, pp. 81-93, 1983.

SEIBERT, P., et al. "Review and Intercomparison of Operational Methods for the Determination of the Mixing Height". **Atmospheric Environment**, v.34, pp. 1001-1027, 2000.

SILVA, J. M. C., RYLANDS, A. B., Da FONSECA, G. A. B. "The Fate of the Amazonian Areas of Endemism". **Conservation Biology**, v.19, pp. 689-694, 2005.

SILVA, M. P., MAURO, R.; MOURAO, G., *et al.* "Distribuição e Quantificação de Classes de Vegetação do Pantanal Através de Levantamento Aéreo". **Revista Brasileira de Botânica**, v.23, pp. 143-152, 2000.

SORBJAN, Z., **Structure of the Atmospheric Boundary Layer**. London: Prentice Hall, 317 p., 1989.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 666 p., 1988.

STULL, R. B. "Static Stability: An Update". **Bulletin American Meteorological Society**, v.72, pp.1521-1529, 1991.

STULL, R. B. **Meteorology for Scientists and Engineers**. California: Brooks Cole, 490 p., 1999.

SUN, J., S.K. ESBENSEN, L. MAHRT. "Estimation of Surface Heat Flux". **Journal of Atmospheric Sciences**, v.52, pp. 3162-3171, 1996.

TEXEIRA, G. G., SOARES-FILHO, B. S."Simulação da tendência do desmatamento nas cabeceiras do rio Xingu, mato grosso – Brasil. In: **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, INPE, p. 5483-5490, 25-30 abril 2009.

TENNEKES, H. "A model for the Dynamics of the Inversion above a Convective Boundary Layer". **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.30, pp. 558-567, 1973.

TUCCI, C., SILVEIRA, A., SANCHEZ, J., ALBUQUERQUE, F. "Flow Regionalization in the Upper Paraguay Basin, Brazil". **Hydrological Sciences Journal**, Journal des Sciences Hydrologiques, v.40, pp. 485-497, 1995.

UNESCO, **United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization**, Biosfere reserve, BRAZIL: PANTANAL, disponível em: <http://www.unesco.org/mabdb/br/brdir/directory/biores.asp?mode=gen&code=BRA+03>, acesso em 20 de janeiro de 2010.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife – PE: Livro em Versão Digital, 516 p., 2005.

VICKERS, D., MAHRT, L. "Quality Control and Flux Sampling for Tower and Aircraft Data". **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.14, pp. 512-526, 1997.

VILA da SILVA, J. S. **Aplicações de Técnicas de Sensoriamento Remoto e Sistema de Informações Geográficas na Avaliação da Dinâmica de Inundação no Pantanal**. São José dos Campos (INPE-5353-TDI/462). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1991.

VILA da SILVA, J. S., ABDON, M. D. "Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas Sub-Regiões". **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.33, pp. 1703–1711, 1998.

VON RANDOW, C., SÁ, L. D. A., GANNABATHULA, P. S. S. D., MANZI, A. O., ARLINO, P. R. A., KRUIJT, B., "Scale Variability of Atmospheric Surface Layer Fluxes

of Energy and Carbon over a Tropical Rain Forest in Southwest Amazonia 1. Diurnal Conditions”. **Journal of Geophysical Research**, v.107, pp. 8062-8074, 2002.

WALLACE, J. M., HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. San Diego: Academic Press, 467 p., 2006.

WILDE, P. N., STULL, R. B.; ELORANTA, E. W. “The LCL Zone and Cumulus Onset”. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.24, pp. 640-657, 1985.

XIAOHU, Liu, Eiji, Ohtaki. “An Independent Method to Determine The Height of the Mixed Layer”. **Boundary-Layer Meteorology**, v.85, pp.497-504, 1997.

ZERI, L. M. M. **Estudo Comparativo da Estrutura da Turbulência Atmosférica na Camada Limite Superficial Acima do Pantanal Matogrossense nos Períodos Úmido e Seco**. Dissertação de Mestrado, Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 2002.

ZEILHOFER, P., MOURAR, M. “Hydrological Changes in the Northern Pantanal Caused by the Manso Dam: Impact Analysis and Suggestions for Mitigation”. **Ecological Engineering**,v.35 pp.105-117, 2009.

ZERI, M., SÁ, L. D. A., “Scale Dependence of Coherent Structures Contribution to the Daytime Buoyancy Heat Flux over the Pantanal Wetland, Brazil”. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 2011.