UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS DA ENGENHARIA AMBIENTAL

MÁRIO AUGUSTO GUERZONI FIGUEIREDO

**Análise do gradiente da temperatura e umidade absoluta no
entorno da Represa do Lobo.**

São Carlos
2013

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS DA ENGENHARIA AMBIENTAL

**Análise do gradiente da temperatura e umidade absoluta no
entorno da Represa do Lobo.**

Dissertação apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos, da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção de Título Mestre em Ciências – Programa de Ciências da Engenharia Ambiental.

Área de Concentração: Ciências da Engenharia Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Francisco A. S. Vecchia.

São Carlos
2013

AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

FGG475
aa Figueiredo, Mário Augusto Guerzoni
Análise do gradiente da temperatura e umidade
absoluta no entorno da Represa do Lobo. / Mário Augusto
Guerzoni Figueiredo; orientador Francisco Arthur da
Silva Vecchia. São Carlos, 2013.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação
em Ciências da Engenharia Ambiental e Área de
Concentração em Ciências da Engenharia Ambiental --
Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de
São Paulo, 2013.

1. Temperatura. 2. Umidade . 3. Represa. 4.
Transecto. 5. Micro Clima. 6. Gradiente. I. Título.

FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Bacharel **MÁRIO AUGUSTO GUERZONI FIGUEIREDO**.

Título da dissertação: "Análise do gradiente da temperatura e umidade absoluta no entorno da Represa do Lobo".

Data da defesa: 19/08/2013

Comissão Julgadora:

Resultado:

Prof. Associado **Francisco Arthur da Silva Vecchia** (orientador)
(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC)

Aprovado

Prof. Dr. **Ricardo Augusto Felício**
(Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas/FFLCH/USP)

APROVADO

Prof. Dra. **Rosângela de Oliveira Colabone**
(Academia da Força Aérea – AFA/Pirassununga)

Aprovado

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental:
Prof. Dr. **Frederico Fabio Mauad**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:
Prof. Titular **Denis Vinicius Coury**

Gratidão

A minha gratidão à GRANDE MÃE, pela energia vital que tornou possível a execução desta investigação.

À minha mãe Ilda Guerzoni Figueiredo, que desde o início me incentivou e a meu pai Mário Pompeu Figueiredo pelo desafio criado.

À minha Companheira Ana Carina de Oliveira pela paciência, apoio e pelo maior presente que já recebi, minha filha, Alice de Oliveira Guerzoni Figueiredo, fonte de inspiração para minha vida.

Aos técnicos da estação climatológica do CRHEA, José André da Silva e José Roberto Maramarque “Betão” pelos ótimos momentos de convivência e de grandes trocas de experiências.

Aos colegas do grupo de climatologia, Elis Dener Alves Lima e Valdir Specian, pelas trocas positivas e também pelas sugestões dadas para que fosse possível finalizar este trabalho.

Ao pesquisador Sergio Leite Lopes pelos inúmeros artigos que me enviou e pelas horas dedicadas a este projeto de pesquisa. Sem a sua colaboração não teria chegado aonde cheguei.

Ao meu orientador Francisco Artur da Silva Vecchia pela confiança e apoio nos momentos mais confusos.

À Jéssica Guerzoni pelas sugestões.

À Capes pelo apoio financeiro sem o qual esta investigação não seria possível.

E a todos os outros que de alguma forma contribuíram para a realização desta investigação.

Resumo

A avaliação da interação reservatórios-atmosfera mostra-se limitada a estudos de grandes reservatórios, que visam analisar eventuais alterações na temperatura e umidade; identifica-se, portanto, a necessidade de estender estudos desta natureza a reservatórios menores. Neste contexto, a presente pesquisa buscou avaliar, por meio de um transecto, o gradiente da temperatura e umidade absoluta na margem da Represa do Lobo, localizada em Itirapina-SP, de modo a determinar se a existência da represa altera os valores medidos na estação meteorológica do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada – CRHEA, instalado nas proximidades. O transecto foi montado na área do CRHEA; ao longo dele, foram instalados sensores termopares tipo T para o registro das temperaturas de bulbo seco (Tbs) e bulbo úmido (Tbu), além de quatro *dataloggers*, para o armazenamento dos dados. A campanha de coleta foi realizada entre os meses de junho e setembro, período com o menor índice pluviométrico no ano, de modo a evitar alterações nos valores da umidade absoluta; os dados. No estudo, foi empregado o conceito de dias típicos experimentais, por apresentarem características semelhantes aos das Normais Climatológicas para a região e época do ano. Os dados foram analisados por meio do teste estatístico de Mann Whitney e gráficos *Boxplot*. A comparação estatística entre os psicrômetros revelou que a temperatura se manteve constante, com exceção de um gradiente de 1,5°C a 2°C verificado no 3º quartil dos *Boxplot* entre a Tbs1 e Tbs3. O mesmo ocorreu com a umidade absoluta, que apresentou variação de apenas 0,5 g/m³ entre dois dos psicrômetros. Conclui-se, portanto, que a metodologia utilizada não apontou evidências de que a presença da Represa do Lobo altere os valores da temperatura e umidade absoluta medidos na estação climatológica do CRHEA. Como recomendação para estudos posteriores cita-se a análise das movimentações das massas de ar, mais especificamente das plumas de umidade.

Palavras chave: Temperatura, Umidade, Represa, Transecto, Micro Clima, Gradiente.

Abstract

The assessment of the reservoir-atmosphere interaction seems to be limited to case studies of big reservoirs, that seek to analyze occasional alterations on temperature and humidity; one identifies, therefore, the need of extending such studies to smaller water bodies. The goal of this research is to evaluate, by means of a transect, the temperature gradient and absolute humidity at the Represa do Lobo, located between the cities of Itirapina and São Carlos, SP, in order to determine whether the presence of the reservoir exerts influence on the measurements performed at the meteorological station of the Center for Water Resources and Applied Ecology-CRHEA, installed nearby. The transect was installed in the CRHEA area. T-type thermocouple sensors were placed along its length, in order to record dry bulb (Tbs) and wet bulb (Tbu) temperatures; these data were stored in dataloggers. Data collection was conducted between June and September, period with the lowest rainfall in the year, so as to avoid changes in the values of absolute humidity. For data analysis, the concept of typical experimental days was used, because they have similar characteristics to the Normal Climatological for the region and time of the year. Data evaluation was performed using the Mann-Whitney test statistic and Boxplot graphs. The statistical comparison between psychrometers showed that temperature kept constant, except for a temperature gradient of 1.5°C to 2°C in the 3rd quartile of the Boxplot between Tbs1 and Tbs3. The same behavior was observed for absolute humidity: only a slight variation of 0.5 g/m³ was perceived between two psychrometers. It is therefore concluded that the adopted methodology did not point out evidence that the Represa do Lobo alters the values of temperature and absolute humidity measured at the CRHEA meteorological station. Suggestions for future studies include the assessment of air masses, more specifically the humidity plumes.

Keywords: Temperature, Humidity, Dam, Transect, Micro Climate, Gradient.

Lista de Figuras

Figura 1 – Demonstração das subzonas de alta e baixa pressão	27
Figura 2 – Fenômenos atmosféricos em diferentes escalas temporal e espacial, a área pontilhada representa as características na camada limite	29
Figura 3 – Estrutura vertical da atmosfera.....	32
Figura 4 – Fluxograma representativo do desenvolvimento da pesquisa.....	35
Figura 5 - localização da área de estudo, com destaque para a Represa do Lobo...	36
Figura 6 – Disposição dos psicrômetros e <i>dataloggers</i> ao longo do transecto.....	38
Figura 7 – Visualização em corte do transecto.....	39
Figura 8 – 1) Caixa ambientalmente selada utilizada de abrigo para os <i>dataloggers</i> 2) <i>Layout</i> do <i>datalogger</i> no interior da caixa ambientalmente selada	41
Figura 9 - Esquema do abrigo meteorológico utilizado na pesquisa.	42
Figura 10 – Esquema de montagem do abrigo meteorológico com destaque para os termopares a bulbo seco, bulbo úmido e reservatório de água.....	43
Figura 11 – Imagem do satélite GOES 12 Canal 4, infravermelho.....	44
Figura 12 – Gráfico da radiação solar global; o formato parabólico caracteriza dias de céu claro.....	47
Figura 13 - Gráfico da temperatura para os dias 20 a 24 de junho de 2011	56
Figura 14 - Gráfico da temperatura para os dias 10 a 15 de agosto de 2011	56
Figura 15 - Imagens do satélite GOES 12 canal 4 infravermelho para os dias 10 a 15 de Agosto, 12 horas (horário local); destaque para o deslocamento da frente fria pelo litoral nos dias 10, 11 e 12.....	57
Figura 16 – Gráfico do sentido e velocidade dos ventos para os dias 20 a 24 de junho.....	58
Figura 17 - Gráfico do sentido e velocidade dos ventos para os dias 12 a 15 de agosto.....	59
Figura 18 – Gráfico das temperaturas de bulbo úmido para os dias 20 a 24 de junho de 2011	62
Figura 19 - Gráfico das temperaturas de bulbo úmido para os dias 12 a 15 de agosto de 2011	64
Figura 20 – <i>Boxplot</i> com os dados dos conjuntos de bulbo seco referentes aos dias típicos experimentais 20 a 24 de junho e 12 a 15 de agosto de 2011.....	71
Figura 21 – Topografia do entorno da Represa do Lobo.....	72

Figura 22 - Modelo de drenagem do ar frio para o fundo do vale; as linhas paralelas representam isotérmicas	73
Figura 23 – Gráfico comparativo da radiação solar global entre os meses de junho e agosto.....	74
Figura 24 - <i>Boxplot</i> com o conjunto de dados de umidade absoluta referente aos dias típicos experimentais 20 a 24 de junho e 12 a 15 de agosto de 2011.....	75
Figura 25 – Movimento ilustrativo da deriva de uma pluma de umidade sobre a represa sendo deslocada pelos ventos	79
Figura 26 - Ilustração esquemática de uma sondagem de uma pluma na camada limite pela aeronave remotamente controlada.....	80

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Estatística descritiva para as temperaturas de bulbo seco para os dias 20 a 24 de junho de 2011	60
Tabela 2 - Estatística descritiva para as temperaturas de bulbo úmido para os dias 20 a 24 de junho de 2011	61
Tabela 3 - Estatística descritiva para os valores da umidade absoluta em (g/m ³) para os dias 20 a 24 de junho de 2011	62
Tabela 4 - Estatística descritiva para as temperaturas de bulbo seco para os dias 12 a 15 de Agosto de 2011	63
Tabela 5 - Estatística descritiva para as temperaturas de bulbo úmido para os dias 12 a 15 de Agosto de 2011.	64
Tabela 6 - Estatística descritiva para os valores da umidade absoluta em (g/m ³) para os dias 12 a 15 de Agosto de 2011	65
Tabela 7 - Resultados do teste de normalidade para os dados de bulbo seco	66
Tabela 8 - Resultados do teste de normalidade para os dados de bulbo úmido	67
Tabela 9 - Resultados do teste de normalidade para a umidade absoluta.....	68
Tabela 10 - Comparação das medianas dos dados da umidade absoluta para os meses de junho e agosto	69

Lista de Siglas

CRHEA	Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada
Tbs1	Temperatura de bulbo seco do sensor 1
Tbs2	Temperatura de bulbo seco do sensor 2
Tbs3	Temperatura de bulbo seco do sensor 3
Tbs4	Temperatura de bulbo seco do sensor
Tbs5	Temperatura de bulbo seco do sensor 5
Tbu1	Temperatura de bulbo úmido do sensor 1
Tbu2	Temperatura de bulbo úmido do sensor 2
Tbu3	Temperatura de bulbo úmido do sensor 3
Tbu4	Temperatura de bulbo úmido do sensor 4
Tbu5	Temperatura de bulbo úmido do sensor 5
UA1	Umidade absoluta calculada entre os sensores Tbs1 e Tbu1
UA2	Umidade absoluta calculada entre os sensores Tbs2 e Tbu2
UA3	Umidade absoluta calculada entre os sensores Tbs3 e Tbu3
UA4	Umidade absoluta calculada entre os sensores Tbs4 e Tbu4
UA5	Umidade absoluta calculada entre os sensores Tbs5 e Tbu5

Sumário

1	Introdução.....	17
2	Objetivos.....	19
2.1	Objetivo geral.....	19
2.2	Objetivos específicos.....	19
3	Revisão Bibliográfica	20
3.1	Atmosfera Terrestre.....	20
3.2	Vapor de Água.....	20
3.3	Importância do vapor de água na atmosfera	22
3.4	Entrada do vapor de água na atmosfera	22
3.5	Quantificando o vapor de água na atmosfera.....	23
3.5.1	Umidade	23
3.6	Lei dos Gases Ideais	25
3.7	A Pressão Atmosférica	26
3.8	Escala Espacial	27
3.8.1	Escala de abordagem.....	28
3.8.2	Escala temporal	29
3.9	Circulação das Massas de Ar Sobre o Planeta.....	30
3.10	Camada limite planetária	31
3.11	As Interações Reservatórios-Atmosfera	32
4	Procedimentos Metodológicos.....	35
4.1	Caracterização da área de estudo.....	36
4.2	Características Climáticas da Região da Investigação	36
4.2.1	Sistemas Convectivos de Mesoescala - CCMs	37
4.3	Montagem do transecto	38
4.4	Equipamentos e Periféricos.....	39
4.5	Programação dos <i>dataloggers</i> e instalação dos abrigos e sensores.....	44

4.6	Início das Medições	45
4.7	Escolha do período para realização da investigação.....	46
4.8	Organização e Análise dos Dados.....	47
4.8.1	Cálculo da Umidade Absoluta.....	48
4.8.2	Avaliações Estatísticas dos Dados	49
4.8.3	Estatística Descritiva	50
4.8.3.1	Média.....	50
4.8.3.2	Desvio Padrão	50
4.8.3.3	Erro Padrão da Média.....	51
4.8.3.4	Intervalo de Confiança da Média com 95% de Confiança	51
4.8.4	Teste de Normalidade	51
4.8.5	Teste de Comparação das Medianas – Mann Whitney	52
4.9	Representação Gráfica dos Dados por Meio de <i>Boxplot</i>	54
5	Resultados e Discussão	54
5.1	Caracterização dos Dias Típicos Experimentais Mês de Junho e Agosto	55
5.2	Análises Preliminares dos Dados	59
5.2.1	Análise dos Dados no Mês de Junho de 2011.....	60
5.2.2	Análise dos Dados no Mês de Agosto de 2011	63
5.3	Teste de Normalidade	65
5.4	Teste de Comparação das Medianas - Mann Whitney	68
5.5	Discussão dos Resultados Obtidos	69
5.5.1	Avaliação da Temperatura Por Meio de <i>Boxplots</i>	69
5.5.2	Avaliação da Umidade Absoluta Por Meio de <i>Boxplots</i>	74
6	Conclusões.....	77
6.1	Considerações e Recomendações	78
	Referências bibliográficas	81

1 Introdução

A análise dos impactos das variações das circulações climáticas regionais de modo geral requer que se enfrente uma grande dificuldade representada pela ausência de dados com a requerida distribuição espacial e temporal (STIVARI; DE OLIVEIRA; SOARES, 2005).

Os estudos realizados em lagos em geral avaliam as alterações ou interações que ocorrem nos meios aquáticos, isto é, entre o corpo de água e os organismos aquáticos nele existentes (SCHINDLER et al, 1996; ARHONDITSIS et al, 2004).

As inter-relações existentes entre uma represa e a atmosfera, por sua vez, são ainda pouco investigadas. Tais estudos são realizados em geral em grandes reservatórios, como os das usinas hidrelétricas, e visam principalmente avaliar eventuais variações da temperatura e da umidade relativa, com base em dados disponíveis em estações climatológicas.

No entanto, estudos realizados no Brasil com o objetivo de entender os impactos de uma represa na temperatura e umidade da região não identificaram claramente a existência de alterações.

A represa do Lobo, também conhecida como Represa do Broa, está localizada entre os municípios de Itirapina e Brotas, na Região central do Estado de São Paulo. Foi construída em 1936 para fins de produção de energia elétrica e, atualmente, além desta finalidade, é utilizada para recreação e lazer (IUCIF, 2011).

Nas proximidades da represa, encontra-se a Estação Climatológica do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada - CRHEA, vinculado ao campus São Carlos da Universidade de São Paulo. Os dados coletados pela Estação Climatológica são utilizados em inúmeras pesquisas da comunidade científica, sendo de grande importância para o monitoramento climatológico da região.

A inexistência de pesquisas sobre a influência de reservatórios menores que os estudados até o momento, aliada à indagação sobre se haveria influência da Represa do Lobo no microclima, e portanto, sobre os dados coletados na Estação Climatológica do CRHEA, motivou a pesquisa aqui relatada. De modo a entender e avaliar eventuais impactos da Represa do Lobo no seu entorno, adotou-se como

estratégia de pesquisa a análise dos gradientes de temperatura e umidade ao longo de um transecto especialmente instalado para esta investigação.

2 Objetivos

2.1 Objetivo geral

Esta pesquisa teve como objetivo geral analisar o comportamento da temperatura e umidade absoluta na margem da Represa do Lobo e como consequência, alterar as medidas de temperatura e a umidade absoluta na Estação climatológica do CRHEA.

2.2 Objetivos específicos

Para atingir o objetivo geral da pesquisa, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- avaliar o gradiente da temperatura e umidade absoluta na margem da Represa do Lobo por meio de um transecto;
- verificar se a existência da Represa do Lobo contribui para alterar os valores de temperatura e umidade absoluta medidos na Estação Climatológica do CRHEA.

3 Revisão Bibliográfica

3.1 Atmosfera Terrestre

A atmosfera terrestre é dividida didaticamente em camadas, sendo a troposfera a camada que está diretamente em contato com a superfície do planeta. Sua espessura varia de 15 a 18 km na região compreendida pelo Equador, e de 6 a 9 km nos polos. A espessura da troposfera pode aumentar ou diminuir dependendo da estação do ano e a sua temperatura é regulada por um gradiente térmico vertical de aproximadamente $-6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ para cada 1000 metros de altura, ou seja conforme nos distanciarmos da superfície, a temperatura diminui (VIANELLO; ALVES, 2004).

Este gradiente está diretamente associado ao quanto nos afastamos da superfície terrestre, estando, também relacionando aos diferentes tipos de solo que definem diferentes albedos, à diminuição dos sólidos suspensos no ar, à variação da concentração do vapor de água e à diminuição da pressão ao longo do perfil vertical da troposfera.

É na troposfera que se observam os principais fenômenos meteorológicos, que são desencadeados quando a radiação solar adentra pela troposfera. A radiação que entra na troposfera corresponde em média a 338 W/m^2 , representando 100% da energia que atravessou todas as camadas da atmosfera (SILVA, 2006; MENDOÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Estes processos são os formadores do clima, portanto, o clima global é a somatória dos movimentos do planeta, entrada de radiação, tipos de cobertura de solo, entre outros fatores.

A palavra clima deriva da palavra grega “*klima*”, que significa inclinação, fazendo referencia à inclinação do eixo de rotação da Terra em relação ao plano da eclíptica (ALLABY, 2007).

3.2 Vapor de Água

O vapor de água é um dos constituintes variáveis do ar atmosférico, sua presença na composição do ar varia de quase 0% nos desertos a até 4% nas regiões tropicais quentes e úmidas (VIANELLO; ALVES, 2004).

O termo “atmosfera” deriva do grego *atmós*, que significa ‘vapor’, ‘gás’. O vapor de água é o principal gás responsável pelo transporte e armazenamento de

energia na atmosfera, além de ser a maior fonte de energia latente na atmosfera tropical. Por isso, entender o seu comportamento e distribuição na atmosfera é de importância fundamental, assim como quantificar sua presença e movimentação contribuem no “avançar” dos estudos meteorológicos e climáticos.

Várias são as formas de quantificar a presença do vapor de água no ar, dentre elas, a umidade absoluta (UA), que corresponde ao peso em gramas do vapor de água em relação a um determinado volume de ar (WMO, 2008).

O vapor de água é o principal agente de transporte de calor na atmosfera, desempenhando um papel ativo nos processos dinâmicos que moldam a circulação global do clima e sendo responsável por cerca da metade do calor latente que vai em direção aos polos pelas trocas meridionais na atmosfera terrestre. Os mecanismos pelos quais o vapor de água exerce influência nos processos atmosféricos, assim como sua concentração, não são totalmente conhecidos. Isto posto, entender e compreender a dinâmica do vapor de água nos processos atmosféricos é fator essencial para os estudos climáticos (SCHINDLER et al., 1996; SHERWOOD et al., 2010).

Para compreender a entrada do vapor de água na atmosfera é preciso entender a entrada da radiação solar no planeta, pois é através desta radiação que todos os fenômenos climáticos terrestres são desencadeados. Grimm (1999)¹ observa que *“praticamente toda a troca de energia entre a Terra e o resto do Universo ocorre por radiação, que é a única que pode atravessar o relativo vazio do espaço”*.

A radiação solar propaga-se em linhas retas e sua incidência sobre o globo terrestre não é homogênea devido à geometria do planeta: tem-se no Equador a maior incidência dos raios solares e, conforme se segue em direção aos polos, o ângulo de incidência aumenta e com isso a radiação espalha-se por uma área maior (GRIMM, 1999).

A radiação solar que chega à Terra encontra-se na faixa do espectro do visível, emitida em comprimentos de onda curta, infravermelho próximo e infravermelho termal, isto é, em ondas longas (LEROUX, 2005).

1 Disponível em: <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/index.html>

A radiação emitida pela atmosfera depende principalmente da temperatura do ar, da umidade, da cobertura de nuvens e da altura das nuvens (ARHONDITSIS et al., 2004)

O balanço de radiação é a diferença entre a radiação solar incidente absorvida pela atmosfera, superfície terrestre ou pela superfície do oceano (fluxo de entrada) e a radiação infravermelha enviada da superfície e atmosfera para o espaço (fluxo de saída) (SILVA, 2006).

3.3 Importância do vapor de água na atmosfera

O vapor de água é o responsável pelos principais processos atmosféricos terrestres, sendo o fator determinante para o desenvolvimento dos distúrbios meteorológicos com influência direta e indireta na formação de nuvens, no balanço de radiação do planeta, nos fluxos de energia da superfície, entre outros. O vapor de água contido na atmosfera tropical é a maior fonte de energia latente da atmosfera (VIANELLO; ALVES, 2004).

O volume de vapor de água disponível na atmosfera está diretamente relacionado a fatores como pressão, temperatura, localização geográfica, cobertura do solo, entre outros, sendo que mais de 99% da água total disponível na atmosfera encontra-se na forma de vapor de água (WENTZ et al., 2007).

3.4 Entrada do vapor de água na atmosfera

A entrada do vapor de água na atmosfera ocorre dentro do ciclo hidrológico na interface globo/atmosfera, sendo este considerado um ciclo fechado, onde apenas 2% da energia solar recebida é convertida em energia mecânica, processo conhecido como “transferência meridional de calor”. Este fenômeno, juntamente com o movimento de rotação da Terra, é o principal responsável pelos processos de movimentação horizontal e vertical das massas de ar na atmosfera terrestre, formação de nuvens, entre outros fenômenos (VIANELLO; ALVES, 2004).

Os mecanismos responsáveis pela transferência meridional de calor para as áreas com balanço de radiação negativo são as correntes aéreas (transporte de calor sensível e latente) e, em segundo plano, as oceânicas (transporte de calor sensível). O transporte de calor

latente em direção aos polos está associado à mudança de fase da água, comprovando-se, assim, mais uma vez, sua importância para a energética do sistema superfície-atmosfera (SILVA, 2006, p. 209).

São esses processos que vão definir as características físicas, químicas e biológicas da atmosfera terrestre. Desta maneira, é com as movimentações das correntes convectivas ascendentes e descendentes formadas em ar instável por meio do aquecimento da superfície do planeta pelos raios solares incidentes que o vapor de água é incrementado na atmosfera.

O ar próximo à superfície aquece-se por transferência de calor (terra/ar) e fica menos denso que o ar em camadas adjacentes; devido à instabilidade circundante, ele se desprende da camada mais baixa próxima do solo e começa sua ascensão pelo perfil vertical da atmosfera, tendo portanto um movimento vertical e um horizontal que depende basicamente do sentido² dos ventos, da temperatura e da pressão atmosférica.

Como a pressão atmosférica é produto da altitude, ou seja, quanto maior a altitude menor a pressão, o vapor de água, ao adentrar a atmosfera, leva consigo o calor latente consumido na transição do estado inicial, sólido ou líquido, ao estado gasoso. Posteriormente, ao voltar para o estado líquido ou gasoso, transfere ao ambiente o calor latente liberado (SILVA, 2006). Desse modo, segundo o autor, o vapor de água revela-se um eficiente veículo de calor, transportando energia das regiões mais aquecidas do planeta para as mais frias.

3.5 Quantificando o vapor de água na atmosfera

3.5.1 Umidade

Umidade é a forma que se utiliza para descrever a existência de vapor de água na atmosfera. A concentração do vapor de água é elemento decisivo no ciclo hidrológico, sendo um dos principais constituintes atmosféricos nas zonas tropicais. A concentração de vapor d'água na atmosfera é relativamente pequena: pode atingir

2 Os vetores possuem 3 características: 1º Módulo: é o valor numérico que representa o tamanho do vetor. 2º Direção: é a posição ocupada pela reta. 3º Sentido: é a direção para onde ele aponta. Sobre uma direção encontram-se dois sentidos (DEVORE; BERK, 2012). Por este motivo, deve-se utilizar o termo *sentido do vento* e não *direção do vento*, visto que o vento tem sentido definido.

até 4% em volume, e tem sua concentração diminuída conforme nos afastamos da superfície do planeta (VIANELLO; ALVES, 2004; SILVA, 2006).

A umidade do ar pode ser definida simplificada como a presença de vapor de água na atmosfera. É quantificável de várias maneiras, sendo que esta investigação utilizou as seguintes:

- a) pressão de vapor;
- b) pressão de saturação do vapor;
- c) umidade absoluta – UA.

Pressão de vapor: é a pressão exercida pelo vapor de água presente na atmosfera; pode ser calculada através da seguinte equação (WMO, 2008):

$$e = e_{su} - A \times P \times (t_s - t_u)$$

Onde:

e = pressão real do vapor (mmHg);

e_{su} = pressão de saturação do vapor (mmHg) à temperatura de bulbo úmido;

A = constante psicrométrica ($^{\circ}\text{C}^{-1}$), cujos valores são:

$6,7 \times 10^{-4}$ para psicrômetros aspirados;

$8,0 \times 10^{-4}$ para psicrômetros sem aspiração;

P = pressão atmosférica local instantânea (mmHg);

$(t_s - t_u)$ = depressão psicrométrica ($^{\circ}\text{C}$)

Pressão de saturação do vapor: é a pressão do vapor no ar em equilíbrio com uma superfície d'água ou gelo, podendo ser obtida através da seguinte equação (WMO, 2008):

$$e_s = 6,1078 * 10^{\frac{7,5 * t_{bs}}{237,3 + t_{bs}}}$$

Onde:

e_s = pressão de saturação do vapor (milibar);

t_{bs} = temperatura de bulbo seco ($^{\circ}\text{C}$).

Umidade absoluta ou densidade absoluta: é a razão entre a massa de vapor de água e o volume de ar. Pode ser obtida através da seguinte equação (WMO, 2008):

$$UA = 216,68 \frac{e}{t}$$

Onde:

UA = umidade absoluta (g.m^{-3});

e = pressão real do vapor (milibar);

t = temperatura (kelvin)

Dessa forma, compreender a movimentação da umidade no contexto do clima local, regional e global é fundamental para o entendimento do ritmo climático, assim como da dinâmica existente entre os elementos climáticos.

Por esta razão, buscou-se nesta investigação compreender o gradiente da umidade absoluta na Represa do Lobo de modo a contribuir para o entendimento das movimentações das massas de vapor d'água que dela se desprendem.

3.6 Lei dos Gases Ideais

Para compreender a estrutura atmosférica que é composta por inúmeros gases, assume-se que ela se comporta como um gás ideal ou perfeito (ANDREWS, 2010). Este gás é composto por minúsculas partículas, ou seja, é um modelo que considera que as interações existentes entre as moléculas são perfeitamente elásticas, não ocasionando a perda da energia cinética das moléculas (SILVA, 2006).

Este modelo utiliza as variáveis, pressão, temperatura e volume para representar o comportamento dos gases atmosféricos, entre eles o vapor de água, e pode ser representado pela seguinte equação (WMO, 2008):

$$pV_m = RT$$

Onde:

p = pressão;

V_m = volume de um molar;

R = constante universal dos gases = $8,314472 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$;

T = temperatura absoluta.

A lei de John Dalton afirma que a pressão total exercida por uma mistura de gases é igual à somatória das pressões exercidas por cada um dos gases constituintes desta mistura. Desta maneira, quando o vapor de água entra na atmosfera, exerce sobre ela uma determinada pressão. Essa pressão está diretamente relacionada com a temperatura, pois quando o ar se aquece, ele se expande, diminuindo assim sua densidade e conseqüentemente provocando a diminuição da pressão (AMBAUM, 2010; ANDREWS, 2010).

Dessa maneira, quanto maior a concentração de vapor de água no ar atmosférico, menor será a densidade da massa de ar, pois o peso molecular da água é 18,016 kg/mol e do ar é 28,964 kg/mol (FLEAGLE; BUSINGER, 1980).

Mantendo a temperatura e o volume constantes, a massa de ar seco exercerá maior pressão que a massa de ar úmido. Contudo, alterações na temperatura ou na concentração de vapor de água no ar atmosférico podem ocorrer devido ao deslocamento de massas de ar sobre diferentes superfícies (vegetação, solo exposto, rocha etc.) ou por modificação local, em massas estacionárias (GRIMM, 1999).

3.7 A Pressão Atmosférica

Pressão atmosférica (p) é o termo dado ao peso exercido por uma coluna de ar, com seção reta de área unitária, que se encontra acima do observador, em um dado instante e local. Fisicamente, representa o peso que a atmosfera exerce por unidade de área (SILVA, 2006; ALLABY, 2007).

O termo descreve também as diferenças das densidades das massas de ar, onde são observadas altas e baixas pressões. As altas pressões estão relacionadas com clima ensolarado; isso ocorre porque o ar descendente inibe a formação de nuvens. Já as zonas de baixa pressão estão normalmente relacionadas com mau tempo, pois o ar, ao subir, se esfria e desta maneira o vapor nele presente se condensa, transformando-se em nuvens que podem produzir chuvas, tempestades entre outros fenômenos. Por isso, o clima é muito mais instável nas zonas baixa pressão (ALLABY, 2006).

Em geral tem-se o predomínio de altas pressões nas latitudes 30° norte e sul. As médias pressões predominam nas altas latitudes e nos trópicos, e as

pressões mais baixas são encontradas nas regiões da Islândia e nas Ilhas Aleutas (FLEAGLE; BUSINGER, 1980).

Os centros de altas e baixas pressões não são homogêneos: quando se estuda a micro escala, observa-se a existência de vários pequenos centros de alta pressão (A) e baixa pressão (B) (Figura 1). Logo, compreender o comportamento da pressão atmosférica é de grande importância para estudos mais precisos das características climáticas, como previsão de chuvas e entrada de frentes frias.

Figura 1 – Demonstração das subzonas de alta e baixa pressão
Fonte: Stoeterau (2004)

3.8 Escala Espacial

Macroclima ou zonas climáticas: são unidades de estudo de grandes escalas atmosféricas e de grandes áreas geográficas. Em geral, possuem um interesse limitado devido à abstração dos resultados que exigem, e também porque as zonas estão demasiadamente fracionadas em regiões para que o estudo destas seja rico em conclusões (ALLABY, 2007).

Mesoclimas ou climas regionais: constituem uma face do clima zonal, de dimensões lineares que variam de 2 a 2000 km, sendo subdivididos em *meso- α* , *meso- β* , e *meso- γ* referindo-se à escala horizontal de 200-2000 km, 20-200 km, e 2-20 km. Estas escalas de circulação atmosférica são determinadas pela influência em grande escala (CUADRAT; PITA, 1997; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

Microclimas ou climas locais: são limitados pelos fenômenos que se originam no domínio da camada superficial denominada Camada Limite Atmosférica (ABL) ou a Camada Limite Planetária (CLP) (ARYA, 2001). São unidades menores do clima regional, bastante diferentes entre si, cujas características meteorológicas estão muito ligadas às condições locais, como por exemplo uma cidade, um vale ou um bosque. Sua extensão pode alcançar de 100 a 10.000 metros no sentido horizontal e aproximadamente 100 metros no sentido vertical (CUADRAT; PITA, 1997).

O microclima representa o clima da camada de ar contígua à superfície do planeta, de lugares pequenos ou de áreas bem delimitadas em que a natureza dos elementos meteorológicos está condicionada fundamentalmente às características do entorno imediato do que a fatores locais ou regionais. Seu estudo implica o uso de instrumentos específicos para registro das pequenas mudanças, que na maioria das vezes ocorrem a menos de 2 metros de altura. As observações micro meteorológicas têm revelado que as variações são muito maiores no intervalo compreendido pelos 2 primeiros metros e em curtos períodos de tempo do que ao longo de centenas de quilômetros, pois as variações das condições climáticas próximas do solo ocorrem em curtos períodos de tempo (OKE, 1987; CUADRAT; PITA, 1997; ARYA, 2001).

3.8.1 Escala de abordagem

A atmosfera terrestre é determinada por uma grande variedade de fenômenos que são definidos e delimitados pelas escalas espaciais e temporais envolvidas (OKE, 1987). Assim, a escala de abordagem deve ser entendida como o tamanho do recorte, seja ele, espacial ou temporal. A (Figura 2) demonstra os fenômenos em diferentes escalas: no eixo X tem-se a escala espacial e no eixo Y a escala temporal. Quando se cruza os eixos X e Y, o ponto do cruzamento determina o tipo de fenômeno que ocorre para aquela dada escala temporal e espacial.

Figura 2 – Fenômenos atmosféricos em diferentes escalas temporal e espacial, a área pontilhada representa as características na camada limite
 Fonte: Oke (1987), adaptado.

Esta delimitação é fundamental para o entendimento da dimensão das dinâmicas climáticas, assim como para a contextualização do estudo dentro de uma conjuntura climática. Para melhor entendimento, dimensões espacial macro, meso e microclimáticas como a escala espacial são descritas abaixo, porém esta investigação se deteve ao recorte **microclimático e temporal instantâneo**.

3.8.2 Escala temporal

A escala temporal é frequentemente dividida em três:

Paleoclimática: *Paleo* deriva da palavra Grega *palaio*, que significa antigo. Busca reconstruir as condições atmosféricas do passado com base em investigações apoiadas em evidências geológicas ou paleológicas que, indiretamente, fornecem dados que permitem deduzir as características mais importantes do clima (ALLABY, 2007).

Secular e Instantânea: Estas duas classes apoiam-se em fontes diretas de dados, que procedem de estações meteorológicas (automáticas e convencionais) existentes na superfície terrestre. Por volta da década de 1950 a 1960 os estudos começaram a apoiar-se em informações fornecidas por sensores remotos instalados em satélites ou em aviões (CUADRAT; PITA, 1997).

3.9 Circulação das Massas de Ar Sobre o Planeta

Os ventos são fluxos de ar que se movimentam em relação à Terra. Mais especificamente, constituem a componente horizontal ($\vec{V}_z = u\vec{i} + v\vec{j}$) do vetor velocidade ($\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$) do ar. Toda movimentação requer um agente propulsor, e, no caso das movimentações de massas de ar, o Sol em conjunto com as movimentações do planeta são os propulsores (STOETERAU, 2004; SILVA, 2006). Com efeito, as movimentações das massas de ar sobre a superfície do planeta estão diretamente relacionadas com a incidência da radiação nas diferentes latitudes do globo.

O processo global de circulação das massas de ar, conhecido como transferência meridional de calor, tem seu início através do aquecimento da superfície do planeta pela radiação recebida do Sol (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Este aquecimento não é homogêneo por toda superfície devido à superfície do planeta ser irregular, apresentando montanhas e vales, diferenças da cobertura vegetal e dos tipos de solo e rochas, entre outros aspectos. Esta distribuição desigual de energia constitui a origem do processo de circulação global. O mesmo processo heterogêneo de trocas de calor atua também na microescala e esta distribuição gera os gradientes térmicos responsáveis pelas movimentações nesta escala.

O entendimento dos processos de trocas de calor é muito importante para que se possa compreender a dinâmica da temperatura em diferentes superfícies, assim como relacionar os processos de grande escala influenciando nos processos de pequena escala, como os observados nesta investigação.

3.10 Camada limite planetária

Conforme apresentado no perfil vertical da atmosfera (Figura 3), a Camada Limite Planetária (CLP) ou camada de Ekman é a parte inferior da troposfera, onde predomina o escoamento turbulento. Quando o Sol aquece a superfície da Terra, surge um gradiente de temperatura que possibilita a transferência de calor por correntes convectivas das camadas mais baixas para as camadas mais altas da troposfera. Esta movimentação cria condições para que os gases das camadas mais baixas sejam misturados com os das camadas mais altas, o que permite que a profundidade da camada limite aumente. Esta camada não tem uma altura definida, sua profundidade da camada varia ao longo do tempo. Esta variação depende das características do relevo, da rugosidade do solo da velocidade do vento entre outros fatores - em regiões como Himalaia e os Andes, por exemplo, a camada limite pode ultrapassar os 14000 metros de altitude (OKE, 1987; ARYA, 2001; PETROSYAN et al., 2011). Acima da camada limite planetária tem-se a atmosfera livre, onde se admite que o escoamento não sofra influência direta da superfície, sendo um escoamento sem atrito.

. O entendimento da camada limite tem-se mostrado de fundamental importância para a realização das previsões atmosféricas. Os modelos de alta resolução das interações entre os sistemas atmosfera, hidrosfera e biosfera depende fortemente de uma descrição precisa dos processos físicos na camada limite planetária (CLP).

Figura 3 – Estrutura vertical da atmosfera
Fonte: Oke (1987), adaptado

3.11 As Interações Reservatórios-Atmosfera

A grande dificuldade de se estudar os impactos das variações das circulações climáticas regionais é a ausência de dados com a requerida distribuição espacial e temporal (STIVARI; DE OLIVEIRA; SOARES, 2005). O número de estudos realizados, principalmente no Brasil, sobre as inter-relações existentes entre uma represa e a atmosfera ainda são pouco expressivos. Nota-se que grande parte dos estudos realizados em lagos procura avaliar as interações existentes entre o corpo de água e suas inter-relações com organismos aquáticos como algas, ou seja, quais são as alterações ou interações que ocorrem nos meios aquáticos, e não a interface espelho d'água - atmosfera (SCHINDLER et al., 1996; ARHONDITSIS et al., 2004).

No Brasil, os estudos das interações reservatórios-atmosfera focaram principalmente grandes reservatórios. Sanches e Fisch (2005) estudaram a distribuição de chuvas na Usina Hidrelétrica (UHE) de Tucuruí (PA), utilizando dados diários de precipitação de duas estações meteorológicas do período de 1972 a 1983 (pré-enchimento) e 1984 a 1996 (pós-enchimento) para as cidades de Tucuruí e Marabá (PA). Os pesquisadores constataram que não ocorreram alterações significativas nos regimes e ritmos de precipitação, quanto aos totais mensais de precipitação, quantidade de dias com chuvas, início e final do período chuvoso. No

entanto, foi percebido um leve indício de que o mês de outubro, por ser um mês de transição entre a estação seca e a chuvosa, “*possa estar suscetível a um aumento de chuvas fracas e moderadas, como produto do aumento da disponibilidade de umidade para evaporação promovida pela formação do lago.*” (SANCHES; FISCH, 2005, p. 50).

Diversos estudos têm demonstrado que lagos com larguras entre 3 e 80 km são capazes de suportar circulações térmicas que são conhecidas como brisa lacustre (SEGAL et al, 1997; SUN et al, 1997; STIVARI; DE OLIVEIRA; SOARES, 2005).

Stivari et al. (2005) estudaram a brisa lacustre de Itaipu, com base nos dados de quatro estações meteorológicas convencionais, temperatura do ar sobre o lago e temperatura na superfície do lago. Os autores reportam que os dados avaliados indicam a presença de circulação local com características de brisa lacustre, com a presença de vento horizontal divergente durante o dia e vento convergente durante a noite. Apontam, ainda, a existência de um gradiente térmico sobre o lago, que pode variar de 0 a -1,5°C entre julho e janeiro e de -2 a -3°C para o resto do ano, além da diminuição da amplitude térmica regional devido à construção do lago.

Rodrigues e Canônica (2006), realizaram um estudo utilizando médias de temperatura e pluviosidade para a Usina Hidrelétrica Itá, localizada entre os Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Os autores descrevem que não foram constatadas alterações pré e pós-construção no regime pluviométrico, mas foram constatadas alterações na temperatura, causadas possivelmente pela construção do lago.

Correia e Dias (2003) utilizaram dados de estações às margens da represa de Sobradinho, aplicando o modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) para avaliação das variações nos padrões do vento, temperatura e umidade com a represa em sua cota alta e também na cota baixa. Os autores descrevem que é possível verificar uma complexa rede de interações atmosféricas responsáveis pela geração de um sistema de circulações também complexas, que resulta em alterações significativas nos padrões do vento, temperatura e umidade, devido à alteração do nível do reservatório.

Em estudo realizado na represa de Itaipu, Grimm (1983) constatou, por meio da aplicação estatística, algumas variações na temperatura, umidade, velocidade do

vento e evaporação. Através do teste múltiplo de Mann-Whitney e dos testes aplicados para interpretar seus resultados, a autora comprovou que é “possível revelar uma variação global, ainda que em alguns meses ela não possa ser estatisticamente detectada.” A autora, no entanto, relata que as séries de dados eram ainda reduzidas.

Por sua vez, o estudo realizado por Freitas e Dias (2004) procurou avaliar os impactos das represas Billings e Guarapiranga nas condições atmosféricas da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) através de modelagem numérica da atmosfera utilizando o *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS). Os autores destacam que as brisas lacustres causam uma diminuição da temperatura na RMSP da ordem de 0,2 e 0,9° C no período diurno dos dias em que as emissões veiculares não são intensas. Segundo os autores, isso se deve ao transporte de umidade procedente das áreas das represas para a RMSP através da brisa lacustre.

O estudo realizado por Rabin et al (1990), que teve por objetivo entender a formação de nuvens *Cúmulos* de origens convectivas sobre solos secos e úmidos, destaca que características da paisagem, como cobertura vegetal, tipo e umidade do solo e rugosidade da superfície, controlam as quantidades de calor e umidade que são acrescidas ao ar em resposta à absorção da radiação solar na superfície da Terra. Esta característica está associada a razão de Bowen, que é a razão entre o calor sensível (quantidade de calor necessária para variar a temperatura de um corpo sem que haja variação do estado físico da matéria) e o calor latente (quantidade de calor necessária para variar o estado físico da matéria sem variar a temperatura); ou seja, é a razão entre a energia disponibilizada para realização dos processos de condução e convecção (calor sensível) e energia disponibilizada para o processo de vaporização da água (calor latente) (OKE, 1987; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Pode ser obtida através da seguinte equação:

$$B = \frac{Q_h}{Q_e}$$

Onde:

B = Razão de Bowen

Q_h = Calor sensível

Q_e = Calor latente

Já o estudo de Souza e Galvani (2009), que motivou esta investigação, procurou verificar as possíveis alterações no clima local e do clima urbano da cidade

de Presidente Epitácio devido à formação do lago artificial da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (Porto Primavera). A Represa está localizada no extremo oeste do Estado de São Paulo e possui área de 2.250 km². Os autores propuseram avaliar por meio de um transecto de aproximadamente 7 km de comprimento equipado com sete postos de observação as variações da temperatura e umidade relativa. Com os resultados obtidos, os autores concluíram que a presença do lago próximo ao ambiente urbano não contribui ou influencia no aumento da temperatura do ar e da umidade relativa do ar, porém contribui para um maior equilíbrio térmico e higrométrico (SOUZA; GALVANI, 2009).

Assim, a revisão bibliográfica realizada demonstra que a grande maioria dos estudos das inter-relações represa-atmosfera, principalmente no Brasil, tem tido como objetivo avaliar as variações da temperatura e da umidade relativa. Isso se deve ao fato de que tais dados estão disponíveis nas estações climatológicas.

4 Procedimentos Metodológicos

A pesquisa ora relatada teve seu início com a revisão bibliográfica, seguida da calibração e montagem dos equipamentos, coleta e avaliação dos dados, definição dos dias típicos experimentais, análises estatísticas e avaliação dos *boxplots*, análise e discussão dos dados, finalizando com as conclusões e recomendações. A (Figura 4), a seguir, descreve resumidamente a metodologia utilizada.

Figura 4 – Fluxograma representativo do desenvolvimento da pesquisa
Fonte: o autor

4.1 Caracterização da área de estudo

A área de estudo está localizada sobre a Crosta Basáltica pertencente à formação geológica Botucatu, grupo São Bento, no planalto do Rio Paraná na borda da linha de *cuestas* areníticas da Serra Geral. A área em questão fica na divisa dos municípios de Itirapina e Brotas, na sub-bacia do Ribeirão do Lobo, entre as coordenadas 22°10'19" / 22°20'05" S e 47°54'05" / 47°53'51" W (Figura 5). O relevo é suavemente ondulado com desníveis da ordem de 50 metros (TOLENTINO, 1967; ARGENTON, 2004; IBGE, 2006).

A área é abastecida pelo Rio Itaqueri e Ribeirão do Lobo, sendo que os córregos do Geraldo, Perdizes, Limoeiro e/ou Água Branca figuram como os principais afluentes. A represa possui espelho d'água de 6,8 km² e volume de 22x10⁶ m³ (STRASKRABA; TUNDISI, 2000; ARGENTON, 2004).

Figura 5 - localização da área de estudo, com destaque para a Represa do Lobo
Fonte: o autor

4.2 Características Climáticas da Região da Investigação

A área desta investigação está localizada próximo ao centro geográfico do estado de São Paulo, região sudeste do Brasil, que se encontra entre as

coordenadas (14° a 25°) de latitude Sul, sendo atravessada pelo Trópico de Capricórnio na coordenada aproximada de 23°, zona tropical (IBGE, 2002).

Esta região é fortemente submetida à radiação solar que, por conseguinte, favorece os processos de evaporação (NIMER, 1979).

As regiões tropicais brasileiras, com exceção da região oeste amazônica, têm os ventos soprando de Leste a Noroeste, provenientes das altas pressões oriundas do anticiclone semifixo do Atlântico Sul. Esta massa possui temperaturas mais elevadas devido à incidência solar na região (NIMER, 1979).

Os estudos realizados por Tolentino (1967) demonstraram que a região de São Carlos enquadra-se nos seguintes esquemas climáticos: de acordo com Koeppen (1930) o clima é Cwa, ou seja, clima quente de inverno seco com transição para clima tropical com verão úmido e inverno seco, tendo amplitudes térmicas entre o verão e inverno menores que 5 °C; pela classificação de Thornthwaite, o clima é BB'w, ou seja, úmido mesotermal com deficiência de umidade no inverno. E, segundo a classificação de Serebrenick, o clima é TUV, ou seja, tropical úmido com verão chuvoso e chuvas abundantes na primavera, isto é, temperado úmido (TOLENTINO, 1967).

4.2.1 Sistemas Convectivos de Mesoescala - CCMs

Segundo Sant'Anna (2005), existe no verão o predomínio de correntes de ar vindas de leste, originadas por meio dos ventos alísios de baixa troposfera que são formados pela Massa Tropical Atlântica. O autor descreve ainda que no período primavera/verão, o anticiclone polar favorece o avanço das frentes frias através da condução das massas de ar superiores, devido ao deslocamento do equador térmico para o hemisfério norte.

Outro fator que tem forte influência sobre os padrões climáticos da região é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS é caracterizada por uma banda de nebulosidade convectiva formada no início de agosto no oeste da bacia Amazônica, que nos meses de primavera e verão se estende da região Amazônica até o Atlântico subtropical no sentido noroeste-sudeste, formando um grande corredor de instabilidade que altera os padrões de umidade sobre a região em que está atuando.

4.3 Montagem do transecto

Transectos são linhas pelas quais são realizadas coletas de dados (amostras coletadas por meio automático ou observações visuais realizadas por pesquisadores, por exemplo), estes dados são utilizados para fins científicos, amostrais, entre outros. Os estudos realizados por meio de transectos foram propostos inicialmente pelos botânicos (YAPP, 1956; HIBY; KRISHNA, 2001). Com o passar dos anos, o uso dos transectos passou a ser difundido também na climatologia (LEETMAA; SPAIN, 1981; JUVIK; NULLET, 1994; VIVONI et al., 2007; GALVANI et al., 2009; SOUZA, 2010).

Esta investigação utilizou um transecto onde foram instalados psicrômetros digitais para coleta das temperaturas de bulbo seco (Tbs) e bulbo úmido (Tbu). Os equipamentos foram instalados no interior do CRHEA - Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada – USP, na margem da Represa do Lobo.

O transecto se estendeu por 264 metros e foi montado com cinco psicrômetros, instalados a 1,5 metros de altura. O psicrômetro digital foi confeccionado com sensores termopar tipo T (Tbs e Tbu), que foram instalados e numerados a partir da margem da represa até a Estação Climatológica do CRHEA (Figura 6).

Figura 6 – Disposição dos psicrômetros e *dataloggers* ao longo do transecto
Fonte: O autor, a partir de imagem do Google Earth

Foi realizado o levantamento planialtimétrico cadastral por meio de estação total *Leica* modelo TC 307 para permitir a visualização em corte do transecto (Figura 7).

Figura 7 – Visualização em corte do transecto
Fonte: o autor

Para a montagem e definição do espaçamento entre os abrigos, adotou-se como referência o trabalho de Souza (2010), que analisou a variação de temperatura e umidade relativa por meio de um transecto linear de 7.079 metros com sete abrigos que partiram da margem do lago da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta, Porto Primavera, passando pelo ambiente urbano até o ambiente rural. O autor estabeleceu a distância de 1.763 metros entre o primeiro sensor, na margem da represa e o segundo, na área de transição entre o lago e a área urbana, e não verificou mudanças significativas nos valores de temperatura e umidade.

No intuito de caracterizar a variação da temperatura e umidade absoluta na área mais próxima à represa, e com isso averiguar se a existência da represa poderia causar interferência nos valores medidos na Estação Climatologia do CRHEA, optou-se pela utilização de psicrômetros mais próximos uns dos outros.

4.4 Equipamentos e Periféricos

Foram utilizados quatro *dataloggers* modelo CR10X para coletar e armazenar os dados de temperatura T_{bs} , T_{bu} , radiação solar global, pressão atmosférica, sentido e velocidade do vento, umidade relativa e pluviosidade. Destes, três foram utilizados para coletar e armazenar os dados de temperatura T_{bs} e T_{bu} . Para isso, os *dataloggers* foram equipados com multiplexadores AM 416/32 que têm por finalidade ampliar o número de canais disponíveis para coleta de dados para 32 canais ou mais.

O quarto *datalogger* foi utilizado para instalar os sensores meteorológicos:

- 1) sensor de pressão barométrica *CS105*;
- 2) pluviômetro *Texas Electronics TE525MM/TE525M*;
- 3) sensor de temperatura e umidade relativa *Vaisala HMP45C* e abrigo térmico 41003;
- 4) piranômetro Licor LI200X;
- 5) sensor de sentido e velocidade do vento *03001 RM*.

A utilização de cada um dos sensores é descrita a seguir.

Os dados da pressão foram utilizados para os cálculos da pressão real do vapor “ e ” da pressão de saturação do vapor “ e_s ”. Os valores de “ e ” e “ e_s ” foram utilizados nos cálculos da umidade absoluta.

Os dados do pluviógrafo foram utilizados para identificar os dias de chuva que antecederam os dias típicos experimentais e também o entendimento da dispersão da umidade ao longo dos dias de céu claro e posteriores à chuva.

O sensor HMP 45C foi utilizado nesta investigação como sensor padrão, uma vez que por se tratar de um sensor mais robusto, realiza medições mais confiáveis.

A radiação solar global foi utilizada na elaboração dos gráficos para a identificação dos dias de céu claro, e os dados de sentido e velocidade do vento tiveram por finalidade dar suporte ao processo de avaliação de entradas de frentes frias na massa atuante.

Para a coleta dados, foi também a utilização dos seguintes periféricos em conjunto com os *dataloggers*:

- 1) três termistores modelo *CR10XTCR*, instalados entre as duas barras no painel de controle dos *dataloggers* em conjunto com os multiplexadores. Estes equipamentos aferem a temperatura de referência para minimizar os gradientes de temperatura dos termopares, conferindo maior precisão a eles (CAMPBELL, 2003);
- 2) quatro baterias 12 V - 7Ah para o adequado funcionamento dos *dataloggers* nos períodos sem incidência solar (período noturno/céu coberto por nuvens)

Os *dataloggers*, baterias, e termistores foram instalados em caixas confeccionadas em fibra de vidro, denominadas “caixas ambientalmente seladas” (Figura 8).

3) Quatro placas solares da marca *Solarex*. As placas solares tiveram a função de recarregar as baterias para que os *dataloggers* pudessem coletar os dados nos períodos noturnos.

4) Oito abrigos meteorológicos tubulares de ventilação natural (passiva). A escolha do abrigo baseou-se nos trabalhos desenvolvidos por Vecchia (1997), Marin et al. (2001), Oliveira (2007) e Tarara e Hoheisel (2007).

Figura 8 – 1) Caixa ambientalmente selada utilizada de abrigo para os *dataloggers* 2) Layout do *datalogger* no interior da caixa ambientalmente selada

Fonte: o autor

Existem dois tipos básicos de abrigos meteorológicos: os de placas planas e os tubulares, com ventilação passiva ou forçada (TARARA; HOHEISEL, 2007).

A ventilação forçada é uma medida mitigadora das diferenças nos valores de temperatura tomados tanto durante o dia como à noite (OLIVEIRA, 2007).

Os abrigos de ventilação natural são considerados adequados o suficiente para as tomadas de medidas de temperaturas do ar com a utilização de termopares (VECCHIA, 1997; VECCHIA; NOLASCO, 2006).

Os abrigos foram confeccionados em tubos de PVC de 100 mm de diâmetro e 300 mm de comprimento, na cor branca, e foram revestidos com uma camada de *foil* (Figura 9).

Figura 9 - Esquema do abrigo meteorológico utilizado na pesquisa.
Fonte: Oliveira (2007), adapt.

O *foil* é uma manta composta por uma cobertura de alumínio e camadas de filme de polietileno com alvéolos de ar, seu objetivo é o isolamento térmico do abrigo contra as radiações solares.

5) Cinco recipientes de dois litros que foram enchidos com água e acoplados horizontalmente na parte inferior dos abrigos meteorológicos, para servirem como reservatórios de água para a umidificação dos cordões de bulbo úmido. O bulbo úmido é composto por um sensor termopar envolvido por um cordão confeccionado em algodão com comprimento de 15 cm na cor branca (Figura 10). Os cordões de algodão são os responsáveis por umidificar os sensores termopares por meio do processo conhecido como capilaridade.

6) Quatro postes de madeira nas medidas 8 x 8 x 180 cm, onde foram afixados os abrigos meteorológicos. Os postes foram afixados no solo em buracos de 30 cm de profundidade por 20 cm de diâmetro.

7) Sensores Termopar tipo T (cobre – constantan) – IR 2 X 24 AWG (PVC - PVC), com solda em ambiente argônio. O termopar ou par termoelétrico é um fio composto por dois condutores metálicos de natureza distinta. Quando estes dois condutores têm suas extremidades unidas, isso cria uma resistência elétrica e esta

resistência gera uma diferença de potencial (ddp) que varia com as mudanças de temperatura. Este efeito é conhecido como “efeito Seebeck” (PARK; TAYA, 2005).

Figura 10 – Esquema de montagem do abrigo meteorológico com destaque para os termopares a bulbo seco, bulbo úmido e reservatório de água

Fonte: o autor

Conhecida a diferença de potencial (ddp) e a temperatura em que ela ocorre, é possível elaborar uma curva de calibração, ou seja, para cada valor de temperatura tem-se um valor em miliwatts (mW). Desta maneira o *datalogger* é capaz de transformar valores de tensão em valores de temperatura.

8 - Imagens do satélite GOES 12 (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), canal 4, infravermelho de baixa resolução espacial e alta resolução temporal (15 minutos), disponíveis para *download* no site do CPTEC ³.

Com a análise das imagens de satélite (Figura 11), foi possível identificar qual sistema atmosférico estava atuando sobre a área da investigação nos dias típicos experimentais, ou seja, se o domínio era de uma Massa Polar Atlântica (mPa) ou de uma Massa Tropical Atlântica (mTa).

³ Disponível em: http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/goes_antteriores.jsp

Figura 11 – Imagem do satélite GOES 12 Canal 4, infravermelho
Fonte: CPTEC (2011a)

4.5 Programação dos *dataloggers* e instalação dos abrigos e sensores

Utilizou-se o *software Short Cut 2.8* da Campbell Scientific para a programação dos *dataloggers* modelo CR10X. Este programa permite capacitar o *hardware* dos *dataloggers* a coletar e armazenar os dados provenientes dos sensores.

Todos os *dataloggers* foram programados para fazer uma medição a cada 10 segundos e armazenar uma média a cada 30 minutos, perfazendo assim um total de 48 registros diários da temperatura. A exceção foi o *datalogger* 4, cujo tempo de armazenamento para o sensor (pluviômetro *Texas Electronics TE525MM/TE525M*) foi de 10 minutos. Utilizou-se o tempo de 10 minutos para identificação de chuvas intensas e, para isso, a maior resolução temporal dos dados foi necessária.

Após a programação, todos os *dataloggers* foram montados um ao lado do outro nas dependências da Estação Climatológica do CHREA para aferição dos sensores termopar. O primeiro procedimento utilizado para esta aferição constituiu em ligar todos os sensores termopares nos multiplexadores dos *dataloggers*. O segundo passo consistiu em mergulhar todos os sensores termopar em um recipiente contendo gelo a 0°C para a aferição que foi realizada por meio do monitoramento instantâneo⁴ para observar as variações dos valores dos dados de temperatura. Observou-se que todos os dados de temperatura coletados por meio dos sensores estiveram entre os limites de confiança de $\pm 1^\circ\text{C}$, portanto, adequados para a realização da pesquisa.

Posteriormente a esta aferição, os equipamentos foram instalados no transecto. Os sensores termopares foram instalados em abrigos que tiveram suas aberturas na direção norte – sul⁵.

Os psicrômetros foram instalados a 1,50 metros do solo, seguindo as normas da Organização Mundial de Meteorologia, que recomenda distâncias entre 1,30m e 2m de altura (WMO, 2008).

4.6 Início das Medições

As medições tiveram início no dia 26 de outubro de 2010, como parte da disciplina de Climatologia II, e foram finalizadas em setembro de 2011. Durante as medições, alguns problemas tiveram que ser solucionados:

- Os abrigos foram inicialmente instalados com suas aberturas em direções aleatórias; porém, constatou-se que alguns deles tiveram suas aberturas direcionadas para a direção Leste/Oeste. Com isso, ao amanhecer e ao final da tarde, o sol incidia diretamente sobre os termopares, o que provocou alterações nos valores medidos nestes sensores. Assim, esses abrigos tiveram suas aberturas reposicionadas na direção Norte/Sul para evitar erros de medição.

- Inicialmente, optou-se por um cordão sintético composto por 10% de algodão para umidificar os bulbos úmidos; foi verificado, no entanto, que a água não

4 Como os *dataloggers* realizaram a leitura dos dados a cada 30 segundos foi possível, por meio de um computador portátil conectado às estações, proceder à análise visual das variações dos resultados dos dados de temperatura pelo período de 30 minutos.

5 Devido ao fato do Sol fazer sua trajetória aparente no sentido leste – oeste, se os abrigos fossem instalados no sentido leste - oeste a radiação solar atingiria diretamente os sensores na parte da manhã e na parte da tarde, devido ao ângulo de incidência dos raios solares.

umedecia corretamente o sensor termopar. Como solução, todos os cordões de bulbo úmido foram trocados por gases cirúrgicas 100% algodão. Estas funcionam muito bem, mas seu tempo de vida útil é curto - poucos dias - e elas se decompõem deixando de umedecer os bulbos úmidos. Para solucionar o problema, foram realizados testes com materiais como cordas e cadarços de tênis de diversas composições. O procedimento consistiu em pendurar os cordões secos, inserindo uma de suas pontas em um copo cheio de água por um período de 24 horas. No dia seguinte verificou-se que o cadarço de tênis 100 % algodão foi o que teve melhor resultado: a água, por capilaridade, ascendeu através dele por aproximadamente 3 cm acima do espelho d'água do reservatório e, por esta razão, foi adotado como cordão para medir os valores de bulbo úmido.

4.7 Escolha do período para realização da investigação

Esta pesquisa adotou a abordagem dinâmica dos fenômenos climáticos. Esta abordagem traz o conceito de ritmo climático, que expressa a sucessão dos estados atmosféricos, que conduz, implicitamente, ao conceito de habitual, ou seja, que se repete com frequência. Utilizou-se também o conceito de episódios climáticos representativos e dias típicos experimentais (MONTEIRO, 1971; VECCHIA, 1997; VECCHIA; NOLASCO, 2006). Esta abordagem permite verificar os sistemas atmosféricos atuantes e também definir os dias típicos experimentais.

A avaliação pautada na escolha dos dias de céu claro e sinopticamente estáveis é muito importante para uma melhor avaliação dos dados, pois não estratifica os efeitos do sol sobre os fluxos de calor sensível (SEGAL et al., 1997). Isto significa dizer que o fluxo da radiação solar que chega à superfície se mantém estável por todo o período do dia, e com isso as superfícies se aquecem de maneira mais homogênea, não criando diferentes gradientes de temperaturas. Por exemplo, se uma nuvem encobre parcialmente o Sol, uma área vai ficar na sombra (área mais fria) e a outra continuará sendo atingida pelos raios solares (área mais quente), o que ocasiona valores de temperatura diferente entre os sensores.

Para identificar os dias de céu claro, sem a cobertura de nuvens, foram utilizados os gráficos da radiação solar global, que apresenta formato parabólico (Figura 12). Este formato possibilita identificar que naquele dia não se observou a

presença de nuvens, ou seja, a radiação solar não foi interrompida pelas nuvens na área da investigação.

Outro fator considerado na escolha do período da investigação foi dar preferência aos meses mais secos do ano. A observação dos meses mais secos permite verificar de maneira mais precisa qualquer impacto da represa na umidade absoluta do entorno. Caso fossem utilizados os meses mais úmidos, seria mais difícil perceber alguma variação nos valores da umidade absoluta.

Para a escolha do período de coleta dos dados, foi realizada uma pesquisa por meio das Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990⁶, definindo-se o seguinte período: junho, julho, agosto e setembro.

Figura 12 – Gráfico da radiação solar global; o formato parabólico caracteriza dias de céu claro

Fonte: o autor

4.8 Organização e Análise dos Dados

Os dados coletados pelos *dataloggers* são organizados em formato de arquivos '.dat'. O formato '.dat' vem do inglês *data*, ou seja, dados, porém neste formato não seria possível manipulá-los diretamente em planilhas do Microsoft Excel. Por este motivo, foi necessário importar estes dados para planilhas no Excel, organizando-os em linhas e colunas, para que fosse possível analisá-los.

Foi elaborada no Excel uma planilha formatada em colunas com todas as equações necessárias para os cálculos da umidade absoluta, cujo procedimento será descrito em detalhes no item 4.8.1.

⁶ Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>

O processo de avaliação dos dados teve como base a climatologia dinâmica, que é um método para explicar a circulação atmosférica sobre uma determinada localidade em termos dos processos e transformações de massa energia. A abordagem da climatologia dinâmica é fundamentada nas características dos movimentos e dos processos termodinâmicos que o produziram; a movimentação do ar é o resultado dos processos termodinâmicos originados na interface Terra-ar pela presença do Sol, que altera os valores de temperatura, densidade e pressão, dando origem às movimentações horizontais e verticais das massas de ar (OLIVER, 2005).

A abordagem dinâmica preconiza um olhar mais detalhado sobre os encadeamentos atmosféricos; este tipo de análise permite avaliar de forma mais precisa e instantânea os processos formadores do clima, reduzindo, por exemplo, a utilização das médias nos estudos climáticos.

A utilização de médias no tratamento dos dados pela climatologia tradicional acaba por mascarar as características observadas. Assim, a abordagem climática não deve analisar os elementos climatológicos isoladamente, pois isso leva a generalizações (CARACRISTI, 2003).

Dessa forma, a utilização de estações climatológicas automáticas contribuiu significativamente para a aquisição dos dados, pois com elas é possível coletar grande número de dados em pequenos intervalos de tempo. Esta característica possibilita maior detalhamento dos processos geradores do clima, facilitando a avaliação das variações dos elementos formadores do clima.

4.8.1 Cálculo da Umidade Absoluta

Nesta pesquisa utilizou-se o método analítico para o cálculo da umidade absoluta. Este método considera três variáveis: depressão psicométrica, pressão de saturação do vapor e pressão real do vapor. Os cálculos foram realizados em planilhas do Microsoft Excel® 2010 em quatro passos:

Primeiro passo: calculou-se a pressão de saturação do vapor a bulbo seco, pela equação de Tetens (WMO, 2008).

$$e_s = 6,1078 * 10^{\frac{7,5 * t_{bs}}{237,3 + t_{bs}}} \quad 5)$$

Onde:

e_s = pressão de saturação do vapor (milibar);

t_{bs} = temperatura de bulbo seco (°C).

Segundo passo: calculou-se a pressão de saturação do vapor a bulbo úmido (WMO, 2008)

$$e_{su} = 6,1078 * 10^{\frac{7,5 * t_{bu}}{237,3 + t_{bu}}} \quad 6)$$

Onde:

e_{su} = pressão de saturação do vapor a bulbo úmido (milibar)

t_{bu} = temperatura de bulbo úmido (°C)

Terceiro passo: calculou-se a pressão real do vapor (WMO, 2008).

$$e = (e_{su} - ((0,0008 * P) * (t_{bs} - t_{bu})) * 1,3332199208) \quad 7)$$

Onde:

e_{su} = pressão de saturação do vapor a bulbo úmido (milibar)

0,0008 = constante psicrométrica

P = pressão atmosférica local

t_{bs} = temperatura de bulbo seco (°C)

t_{bu} = temperatura de bulbo úmido (°C)

1,3332199208 = fator de conversão de mmHg para milibar

Quarto passo: Calculou-se a umidade absoluta (WMO, 2008).

$$UA = 216,68 \frac{e}{t} \quad 8)$$

Onde:

UA = umidade absoluta (g.m⁻³)

e = pressão real do vapor (milibar).

t = temperatura (kelvin)

4.8.2 Avaliações Estatísticas dos Dados

A estatística é fundamentalmente uma ciência pautada nas incertezas. Busca avaliá-las e quantificá-las, bem como fazer inferências e previsões em face destas incertezas. Não surpreende, portanto, que a estatística tem um papel importante nas ciências atmosféricas, uma vez que é o comportamento incerto da atmosfera que a torna tão interessante (WILKS, 2006).

É comum dividir a ciência estatística em duas áreas, estatística descritiva e estatística inferencial, sendo ambas importantes para as ciências atmosféricas. A estatística descritiva refere-se à organização e sumarização dos dados. A estatística

inferencial é entendida como o conjunto de métodos e procedimentos utilizados para tirar conclusões sobre os processos subjacentes que deram origem aos dados (WILKS, 2006).

A rigor, os processos climáticos podem ser considerados determinísticos, porém, a capacidade de analisá-los e descrevê-los com ferramentas deterministas como ocorre na termodinâmica não é possível. Por isso, é necessário fazer o uso da probabilidade e estatística para buscar entender e compreender o sistema climático (STORCH; ZWIERS, 1999).

4.8.3 Estatística Descritiva

Estatística descritiva é o ramo da estatística que aplica várias técnicas para descrever e sintetizar um determinado conjunto de dados. Os conceitos e métodos estatísticos contribuem para a melhor compreensão dos fenômenos que nos rodeiam.

Os métodos descritivos envolvem a determinação da média, mediana, curtose, desvios-padrão, coeficientes de correlação, entre outros cálculos (DEVORE; BERK, 2012).

4.8.3.1 Média

A média aritmética, ou média de um conjunto de medições, é definida como a soma das medições dividida pelo número total de medições; constitui o ponto de equilíbrio do conjunto de dados (LYMAN; OTT, 2010), sendo calculada pela seguinte equação:

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad 9)$$

4.8.3.2 Desvio Padrão

O desvio padrão de um conjunto de dados é definido como a medida mais comum da dispersão estatística (LYMAN; OTT, 2010), sendo calculado pela seguinte equação:

$$S = \sqrt{\sum_{i=1}^n w_i (x_i - \bar{x})^2 \frac{2}{d}} \quad 10)$$

Onde: $d = n - 1$

4.8.3.3 Erro Padrão da Média

O erro padrão da média permite avaliar a precisão ou a representatividade da estimativa obtida para a média. Ele é inversamente proporcional ao tamanho da amostra e diretamente proporcional ao desvio padrão (JÚNIOR, 2005); é calculado pela seguinte equação:

$$\bar{S} = \frac{S}{\sqrt{w}} \quad 11)$$

4.8.3.4 Intervalo de Confiança da Média com 95% de Confiança

O intervalo de confiança de um conjunto de dados é definido por um conjunto de valores, estabelecidos por um limite inferior (LI) e um limite superior (LS) com intervalo de confiança de 95% (JÚNIOR, 2005). Tais limites são calculados pelas seguintes equações:

$$\text{Limite Inferior:} \quad LI = \bar{x} - t\left(1 - \frac{\alpha}{2}\right) \frac{s}{\sqrt{n}} \quad 12)$$

$$\text{Limite Superior:} \quad LS = \bar{x} + t\left(1 - \frac{\alpha}{2}\right) \frac{s}{\sqrt{n}} \quad 13)$$

Onde: $t(1 - \frac{\alpha}{2})$ é o valor crítico $(1 - \frac{\alpha}{2})$ da função estatística de *t-Student* com grau de liberdade de $n - 1$.

4.8.4 Teste de Normalidade

A distribuição de probabilidade normal é a mais importante para os estudos em probabilidade e estatística. A função de densidade de uma distribuição de probabilidade normal tem formato de um sino, sendo também conhecida como distribuição de Gauss. Os testes de normalidade são utilizados para determinar se

um conjunto de dados está bem modelado por uma distribuição normal (M.RAMACHANDRAN; P.TSOKOS, 2009).

O teste de normalidade é utilizado para determinar se os dados de uma dada amostra foram tirados a partir de uma população normalmente distribuída (dentro de uma tolerância). A normalidade é pré-requisito para diversos testes estatísticos, como o teste t de *Student* e ANOVA que exigem que o conjunto de uma dada amostra esteja distribuído normalmente. Se a suposição de normalidade não é válida, os resultados destes testes não serão fiáveis (RAMACHANDRAN; TSOKOS, 2009; THAS, 2010).

Um dos testes para determinar se uma amostra tem distribuição normal é o teste de Kolmogorov-Smirnov (KS). O teste baseia-se na distância máxima entre a função de distribuição empírica e da função de distribuição cumulativa real da mesma. Se o valor calculado de D é estatisticamente significativo (para $p = 0,05$) rejeita-se a hipótese que a distribuição estudada é normal. Para distribuição ser considerada, o valor de p deve ser maior que 0,05 (RAMACHANDRAN; TSOKOS, 2009).

O teste de Kolmogorov-Smirnov (KS) para testar a hipótese nula de duas amostras $H_1: F_1 = f_2$ versus $H_1: F_1 \neq f_2$ utiliza a seguinte equação:

$$D_n = \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n}} \sup_{x \in S} |\hat{F}_{1n_1}(x) - \hat{F}_{2n_2}(x)| = \sup_{x \in S} |\mathbb{C}_{n12}(x)| \quad 14)$$

Onde: $\mathbb{C}_{n12}(x) = \sqrt{n_1 n_2 / n} (\hat{F}_{1n_1}(x) - \hat{F}_{2n_2}(x))$ é o processo de contraste, pois contrasta as duas distribuições da amostra.

4.8.5 Teste de Comparação das Medianas – Mann Whitney

Este teste foi desenvolvido em 1947 por Henry B. Mann e D.R Whitney, e é amplamente utilizado para descobrir se existem diferenças significativas entre a mediana de duas amostras, sendo semelhante ao teste paramétrico 't' para avaliar a diferença entre as médias de duas amostras independentes. O teste de Mann Whitney é um poderoso teste estatístico para avaliar as diferenças de tendência central (ISRAEL, 2008).

Quando a distribuição dos dados não passa pelos pressupostos de normalidade, devem-se utilizar testes não paramétricos e o teste de Mann-Whitney possibilita a análise dos dados. Este teste é muito eficaz na análise de pequenas e

grandes amostras, não há necessidade do número de dados entre os conjuntos serem iguais, isto é, as amostras podem ter tamanhos diferentes (ISRAEL, 2008).

Considere dois conjuntos independentes $F(x)$ e $G(y)$ com tamanhos n_1 e n_2 , e os dados das amostras são descritos por $x_1, x_2, \dots, x_{n_1}$ e $y_1, y_2, \dots, y_{n_2}$.

A hipótese nula $H_0 : F(x) = G(y)$ é que as duas distribuições são iguais. A hipótese alternativa a H_1 são:

$$H_1: F(x) \neq G(y);$$

$$H_1: F(x) < G(y) \text{ o } x'_s \text{ tende a ser maior que } y'_s; \text{ ou};$$

$$H_1: F(x) > G(y) \text{ o } x'_s \text{ tende a ser menor que } y'_s$$

Este teste segue os seguintes passos: Combina x_1, y_1 , em um grupo.

$$S_1 = \sum_{i=1}^n r_{1i} \quad 15)$$

$$S_2 = \sum_{j=1}^n r_{2j} \quad 16)$$

O teste estatístico U é definido por:

$$U = S_1 - \frac{n_1(n_1 + 1)}{2} \quad 17)$$

$$z = \frac{U - M(U) \pm \frac{1}{2}}{\sqrt{Var(U)}} \quad 18)$$

Onde

$$M(U) = \frac{n_1 n_2}{2} \quad 19)$$

$$Var(U) = \frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12} - \frac{n_1 n_2}{(n_1 - n_2)(n_1 + n_2 - 1)} X TS \quad 20)$$

Onde

$$TS = \sum_{j=1}^t \frac{(t_j)(t_j - 1)(t_j + 1)}{12} \quad 21)$$

t é o numero de vinculo no conjunto e t_j é o numero de vínculos no conjunto de grau j . Note, se nenhum vinculo estiver presente, a variância de U se reduz a:

$$\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12} \quad 22)$$

Este teste procurou comparar a existência de diferenças significativas com um intervalo de confiança de 95 % para os sensores de bulbo seco, bulbo úmido e umidade absoluta.

4.9 Representação Gráfica dos Dados por Meio de *Boxplot*

No intuito de demonstrar as principais características de cada um dos conjuntos de dados, foram construídos gráficos *boxplot*. O *boxplot* é um gráfico que possibilita representar a distribuição de um conjunto de dados a partir de cinco fatores: valor mínimo e valor máximo, primeiro quartil (Q1), mediana ou segundo quartil (Q2), terceiro quartil (Q3), sendo que o intervalo entre os quartis Q1 e Q2 representa 50% dos dados centrais da distribuição (THAS, 2010).

Deste modo, para visualizar o comportamento que representasse a distribuição das séries de dados dos sensores de bulbo seco, bulbo úmido e da umidade absoluta ao longo do transecto, utilizou-se, neste estudo, do terceiro quartil, pois este representa 75% dos dados.

5 Resultados e Discussão

Inicialmente será apresentada a caracterização dos dias típicos experimentais e a análise preliminar dos dados.

Para caracterizar os dias típicos experimentais, foram elaborados e analisados os gráficos da radiação solar global para os 122 dias dos meses de junho a setembro. Por meio desta análise, foi possível identificar neste período 44 dias que apresentaram gráficos da radiação solar global em formato parabólico como mostrando anteriormente na (Figura 12).

De posse destes resultados, foram verificados os conjuntos de dias contíguos dentre os 44 disponíveis, e, com esta análise, foram identificados três conjuntos de dias: 20, 21, 22, 23 e 24 de junho; 10, 11, 12, 13, 14 e 15 de agosto; e 1, 2, 3, 4, 5 e 6 de setembro.

Seguindo com a caracterização dos dias típicos experimentais, foram analisados os períodos que antecederam estes três conjuntos de dias no intuito de verificar a ocorrência de chuvas.

A verificação da ocorrência de chuvas se faz necessário para eliminar seus impactos na umidade absoluta na área da investigação. Uma chuva elevaria a quantidade de água disponível no solo e consequentemente aumentaria a disponibilidade de vapor de água no ar.

Observou-se para o mês de junho, que o último dia de chuva, anterior ao dia 20, foi o dia 09 de junho, com total acumulado de 20,9mm. O período de onze dias sem precipitação eliminou qualquer influência do fator chuva nos dias 20 a 24 de junho que, assim, puderam ser avaliados no intuito de identificá-los como dias típicos experimentais.

Para o mês de agosto, o último dia de chuva observado antes do dia 10 foi o dia 02 de agosto, com total acumulado de 3,1mm. O período de sete dias sem chuva eliminou qualquer influência do fator chuva sobre os dados coletados entre os dias 10 e 15 de agosto, tornando estes dados também relevantes para a análise de dias típicos experimentais.

Já para o terceiro conjunto, foi observada a ocorrência de chuva, que acumulou 37,5mm, no dia 31 de agosto. Esta chuva descaracterizou o conjunto dos dias 1 a 6 de setembro como dias típicos experimentais, tendo em vista o espaço de menos de um dia entre a última chuva e o primeiro dia do conjunto, e por este motivo os dados foram descartados.

5.1 Caracterização dos Dias Típicos Experimentais Mês de Junho e Agosto

A análise dos valores das máximas e mínimas temperaturas para os dias 20, 21, 22, 23 e 24 de junho apresentaram valores mais homogêneos e dentro do intervalo das máximas (27,7°C) e mínimas (6,2°C) das Normais Climatológicas (1961 a 1990)⁷ para a cidade de São Carlos (Figura 13).

⁷ Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php#>

Figura 13 - Gráfico da temperatura para os dias 20 a 24 de junho de 2011

Fonte: o autor

A análise dos valores das máximas e mínimas de temperatura para os dias 10, 11, 12, 13, 14 e 15 de agosto, possibilitou identificar que os dias 10 e 11 apresentaram temperaturas mais baixas que os demais dias, (Figura 14).

Figura 14 - Gráfico da temperatura para os dias 10 a 15 de agosto de 2011

Fonte: o autor

A diminuição das temperaturas máximas para os dias 10 e 11 foi consequência da passagem de uma frente fria pelo litoral de São Paulo. A frente fria foi observada por meio da síntese sinótica mensal de agosto de 2011⁸, e também pela análise das imagens do satélite GOES 12 (Figura 15). Como essa diminuição foi observada somente nesses dias, eles foram descartados.

Os dias 12, 13, 14 e 15 apresentaram valores de temperatura dentro do intervalo das máximas (30,7°C) e mínimas (7,2°C) das normais climatológicas (1961

⁸ Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/19168>

a 1990)⁹; por serem representativos para o referido período, foram escolhidos para a próxima análise.

Os valores da umidade relativa para os dias 20, 21, 22, 23 e 24 de junho e 12, 13, 14 e 15 de agosto apresentaram variação entre as máximas 90% e mínimas 27% das Normais Climatológicas de (1961 a 1990)¹⁰ para a cidade de São Carlos. Assim, também foram considerados representativos de dias típicos para estas épocas do ano e selecionados para a próxima análise.

Figura 15 - Imagens do satélite GOES 12 canal 4 infravermelho para os dias 10 a 15 de Agosto, 12 horas (horário local); destaque para o deslocamento da frente fria pelo litoral nos dias 10, 11 e 12

Fonte: CPTEC (2011b)

Outros aspectos avaliados foram o sentido e a velocidade dos ventos. As velocidades máximas para o intervalo de 20 a 24 de junho estiveram entre 2 e 3 m/s, com o predomínio de ventos leste (Figura 16), ou seja, dentro dos valores esperados para esta época do ano.

A velocidade e o sentido dos ventos para os dias 12 a 15 de agosto apresentaram velocidades máximas, que variaram entre 3 a 5 m/s e o sentido predominante foi de leste (Figura 17).

⁹ Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php#>

¹⁰ Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php#>

Esta avaliação permitiu verificar que não existiram anomalias nos padrões do vento. Todos os valores apresentaram características dentro dos valores das Normais Climatológicas de (1961 a 1990)¹¹ para região do estudo.

Para entender os processos geradores do tempo para os referidos períodos, foi avaliada a síntese sinótica mensal de junho e agosto de 2011¹² para verificar qual a massa dominante sobre a área de estudo nos referidos dias. Esta análise identificou que os dias em questão estiveram sobre o domínio da massa Tropical Atlântica (mTa).

Figura 16 – Gráfico do sentido e velocidade dos ventos para os dias 20 a 24 de junho.
Fonte: o autor

11 Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/clima.php#>

12 Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/noticias/faces/noticias.jsp?idConsulta=&idQuadros=109>

Figura 17 - Gráfico do sentido e velocidade dos ventos para os dias 12 a 15 de agosto
Fonte: o autor

Este procedimento permitiu distinguir quais foram os processos responsáveis pelas características do tempo meteorológico, considerando a atuação de sistemas atmosféricos (massas de ar) e identificar dois conjuntos de dias como episódios representativos do clima, caracterizando-se assim os dias típicos experimentais.

5.2 Análises Preliminares dos Dados

Para demonstrar e compreender o comportamento dos conjuntos de dados (junho e agosto), foram elaboradas tabelas contendo os resultados obtidos por meio dos testes estatísticos de médias, desvio padrão, erro padrão das médias e limites inferior e superior com intervalo de confiança de 95% para os conjuntos de dados de bulbo seco, bulbo úmido e umidade absoluta.

5.2.1 Análise dos Dados no Mês de Junho de 2011

A (Tabela 1) apresenta os resultados da estatística descritiva para os dados de bulbo seco dos dias representativos do mês de junho. Foi possível observar as variações dos valores de temperatura ao longo dos dias 20, 21, 22, 23 e 24 de junho de 2011 para os valores da média, desvio padrão, erro padrão da média e limite inferior e superior da média. Os resultados das médias para os 5 sensores demonstraram pouca variação, ou seja, os valores permaneceram dentro do intervalo de erro do equipamento, $\pm 1^{\circ}\text{C}$.

O desvio padrão descreveu muito bem as variações da temperatura máximas e mínimas entre os períodos diurnos e noturnos. O erro da média praticamente não apresentou diferença entre os sensores.

Tabela 1 – Estatística descritiva para as temperaturas de bulbo seco para os dias 20 a 24 de junho de 2011

Sensor	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão da Média	Limite Inferior e Superior da Média (Intervalo de Confiança - 95%)	
Tbs1	17,1	6,0	0,4	16,3	17,9
Tbs2	17,3	6,0	0,4	16,6	18,1
Tbs3	17,6	6,8	0,4	16,8	18,5
Tbs4	17,8	7,0	0,5	16,9	18,7
Tbs5	17,5	6,3	0,4	16,7	18,4

Fonte: o autor

Os resultados dos limites inferiores e superiores demonstram que os valores da temperatura se mantiveram bem estáveis durante os dias, com pouca variação entre os valores máximos e mínimos, o que permite dizer que os dias foram estáveis.

Na análise dos resultados dos dados de temperaturas de bulbo úmido (Tabela 2), observou-se que as maiores diferenças das médias foram encontradas nos sensores Tbu3 e Tbu5. Este incremento nos valores médios permitiu identificar a existência de problemas com estes sensores, ocasionados por dificuldades na umidificação nos cordões de bulbo úmido.

Os resultados do desvio padrão e do limite inferior e superior confirmaram as maiores variações nos valores de temperatura nos sensores Tbu3 e Tbu5.

Tabela 2 - Estatística descritiva para as temperaturas de bulbo úmido para os dias 20 a 24 de junho de 2011

Sensor	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão da Média	Limite Inferior e Superior da Média (Intervalo de Confiança - 95%)	
Tbu1	14,7	3,2	0,2	14,3	15,1
Tbu2	14,9	3,0	0,2	14,5	15,2
Tbu3	15,6	4,2	0,3	15,1	16,2
Tbu4	14,8	3,3	0,2	14,4	15,2
Tbu5	15,3	3,6	0,2	14,8	15,7

Fonte: o autor

Com isso, buscou-se por meio do gráfico (Figura 18), avaliar o comportamento das séries de dados para entender as variações diárias. Verificou-se que os sensores Tbu3 e Tbu5 apresentaram maiores variações ao longo dos dias experimentais. Tais variações foram atribuídas a problemas com a umidificação do cordão de bulbo úmido: ao longo dos dias experimentais, percebeu-se que, como os abrigos tinham suas extremidades abertas, alguns pássaros entraram em seu interior, e retiraram os cordões de bulbo úmido dos reservatórios, causando seu ressecamento, e elevando assim as temperaturas medidas.

É interessante observar que uma pequena variação na distância entre o sensor e o nível de água no reservatório pode ocasionar diferenças significativas na umidificação dos cordões de bulbo úmido e consequentemente nos valores medidos. No caso desta investigação, o espelho d'água não poderia estar a mais de 3 cm do sensor. Isto porque, conforme verificado com base em uma observação realizada com diversos tipos de cordões, a água, por capilaridade, sobe no máximo 3 cm pelo cordão.

Figura 18 – Gráfico das temperaturas de bulbo úmido para os dias 20 a 24 de junho de 2011
Fonte: o autor

Estes problemas na umidificação criaram uma propagação de erros que ficou evidente quando se observou os resultados da umidade absoluta (Tabela 3).

Os valores observados para as médias da UA3 e UA5 foram da ordem de 1 g/m³ maior que os demais.

Tabela 3 - Estatística descritiva para os valores da umidade absoluta em (g/m³) para os dias 20 a 24 de junho de 2011

Sensor	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão da Média	Limite Inferior e Superior da Média (Intervalo de Confiança - 95%)	
UA 1	11,4	1,4	0,1	11,3	11,6
UA 2	11,5	1,2	0,1	11,4	11,7
UA 3	12,5	2,3	0,1	12,2	12,8
UA 4	11,2	1,2	0,1	11,0	11,3
UA 5	12,0	1,8	0,1	11,7	12,2

Fonte: o autor

Os resultados do desvio padrão e limite inferior e superior confirmaram as maiores variações na UA3 e UA5. O erro padrão da média se manteve igual para todos os sensores.

5.2.2 Análise dos Dados no Mês de Agosto de 2011

A observação dos resultados da estatística descritiva para os dados de temperatura de bulbo seco nos dias 12, 13, 14 e 15 de agosto apresentou resultados semelhantes aos dias do mês de junho. A maior diferença observada nos valores médios foi de 1,2°C entre os sensores Seco1 e Seco2. Esta diferença não foi observada para os dados do mês de junho.

O gradiente de temperatura observado entre os sensores está relacionado à maior disponibilidade energética no mês de agosto em relação ao mês de junho. No mês de junho os valores máximos observados da radiação solar global foram da ordem de 525 W.m² enquanto que para o mês de agosto os valores máximos observados foram de 650 W.m².

A maior incidência de energia solar no mês de agosto refletiu no maior aquecimento do solo, em um intervalo de tempo menor, criando assim o gradiente térmico que foi observado entre o sensor que estava sobre a água e o sensor que estava sobre o solo, ou seja, nas proximidades do corpo hídrico (Tabela 4).

Tabela 4 - Estatística descritiva para as temperaturas de bulbo seco para os dias 12 a 15 de Agosto de 2011

Sensor	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão da Média	Limite Inferior e Superior da Média (Intervalo de Confiança - 95%)	
Tbs1	19,3	6,9	0,5	18,3	20,2
Tbs2	20,5	7,6	0,5	19,5	21,6
Tbs3	20,3	7,9	0,6	19,2	21,4
Tbs4	20,3	7,8	0,6	19,2	21,4
Tbs5	20,5	7,3	0,5	19,4	21,5

Fonte: o autor

Os valores da temperatura de bulbo úmido não apresentaram alterações significativas na média, desvio padrão, erro padrão da média e limites inferior e superior. A exceção foi o sensor Tbu3 que apresentou maior diferença nos valores máximos (Tabela 5).

Tabela 5 - Estatística descritiva para as temperaturas de bulbo úmido para os dias 12 a 15 de Agosto de 2011.

Sensor	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão da Média	Limite Inferior e Superior da Média (Intervalo de Confiança - 95%)	
Tbu1	15,1	3,0	0,2	14,6	15,5
Tbu2	15,5	2,9	0,2	15,1	15,9
Tbu3	16,1	3,8	0,3	15,6	16,7
Tbu4	15,0	2,9	0,2	14,6	15,5
Tbu5	15,3	2,8	0,2	14,9	15,7

Fonte: o autor

Esta variação ocorreu devido a problemas no cordão de bulbo úmido que não umidificou adequadamente o sensor que assim registrou uma temperatura maior (Figura 19).

Figura 19 - Gráfico das temperaturas de bulbo úmido para os dias 12 a 15 de agosto de 2011

Fonte: o autor

A observação dos resultados da umidade absoluta permitiu verificar que não existiu variação significativa entre os sensores. As variações observadas estão ligadas mais à precisão dos sensores que à efetiva variação da umidade absoluta ao longo do transecto (Tabela 6).

Tabela 6 - Estatística descritiva para os valores da umidade absoluta em (g/m^3) para os dias 12 a 15 de Agosto de 2011

Sensor	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão da Média	Limite Inferior e Superior da Média (Intervalo de Confiança - 95%)	
UA 1	11,4	1,4	0,1	11,3	11,6
UA 2	11,5	1,2	0,1	11,4	11,7
UA 3	12,5	2,3	0,1	12,2	12,8
UA 4	11,2	1,2	0,1	11,0	11,3
UA 5	12,0	1,8	0,1	1,7	12,2

Fonte: o autor

5.3 Teste de Normalidade

O teste de normalidade foi aplicado por meio do *software Origin 8.6* nos sensores de bulbo seco, bulbo úmido e umidade absoluta, referentes aos meses de junho e agosto.

O teste de normalidade foi rejeitado em todos os sensores de bulbo seco para os meses de junho e agosto, ou seja, não foi apresentada diferença significativa. Os resultados dos testes de normalidade para os sensores de bulbo seco são demonstrados na (Tabela 7).

Para os sensores de bulbo úmido a normalidade foi rejeitada para todos os sensores do mês de junho e aceita nos sensores Tbu1 e Tbu5 do mês de agosto.

Nos dados da umidade absoluta, a normalidade foi rejeitada somente na UA5 para o mês de junho e foi aceita totalmente para todos os sensores no mês de agosto.

A normalidade foi rejeitada para todos os dados, que constituíram assim conjunto não paramétrico.

Tabela 7 - Resultados do teste de normalidade para os dados de bulbo seco

Mês de Junho		
Sensor	Valor de P	Decisão com nível de 5%
Tbs1	0,00	Normalidade rejeitada
Tbs2	0,00	Normalidade rejeitada
Tbs3	0,00	Normalidade rejeitada
Tbs4	0,00	Normalidade rejeitada
Tbs5	0,00	Normalidade rejeitada
Mês de Agosto		
Sensor	Valor de P	Decisão com nível de 5%
Tbs1	0,00	Normalidade rejeitada
Tbs2	0,00	Normalidade rejeitada
Tbs3	0,00	Normalidade rejeitada
Tbs4	0,00	Normalidade rejeitada
Tbs5	0,00	Normalidade rejeitada

Fonte: o autor

Os resultados para o teste de normalidade dos sensores de bulbo úmido estão demonstrados na (Tabela 8).

Tabela 8 - Resultados do teste de normalidade para os dados de bulbo úmido

Mês de Junho		
Sensor	Valor de P	Decisão com nível de 5%
Tbu1	0,01	Normalidade rejeitada
Tbu2	0,00	Normalidade rejeitada
Tbu3	0,01	Normalidade rejeitada
Tbu4	0,00	Normalidade rejeitada
Tbu5	0,00	Normalidade rejeitada
Mês de Agosto		
Sensor	Valor de P	Decisão com nível de 5%
Tbu1	0,08	Normalidade aceita
Tbu2	0,00	Normalidade rejeitada
Tbu3	0,01	Normalidade rejeitada
Tbu4	0,01	Normalidade rejeitada
Tbu5	0,13	Normalidade aceita

Fonte: o autor

O teste de normalidade para os dados de umidade absoluta são demonstrados na (Tabela 9).

Tabela 9 - Resultados do teste de normalidade para a umidade absoluta

Mês de Junho		
Sensor	Valor de P	Decisão com nível de 5%
UA1	0,33	Normalidade aceita
UA2	0,20	Normalidade aceita
UA3	0,22	Normalidade aceita
UA4	0,40	Normalidade aceita
UA5	0,02	Normalidade rejeitada
Mês de Agosto		
Sensor	Valor de P	Decisão com nível de 5%
UA1	0,55	Normalidade aceita
UA2	0,15	Normalidade aceita
UA3	0,28	Normalidade aceita
UA4	0,21	Normalidade aceita
UA5	0,63	Normalidade aceita

Fonte: o autor

De posse dos resultados, foi possível definir dois conjuntos de dados: paramétricos e não paramétricos (WILKS, 2006; DONNER; BARBOSA, 2008; THAS, 2010). Fundamentado nos resultados obtidos nos testes de normalidade, alguns conjuntos de dados permitiriam a utilização de testes paramétricos como o ANOVA, porém não é possível utilizar este teste para todos os conjuntos. Assim, adotou-se para esta investigação o teste não paramétrico de Mann Whitney.

5.4 Teste de Comparação das Medianas - Mann Whitney

Com o intuito de verificar a existência de diferenças significativas entre os valores da umidade absoluta, realizou-se o teste de Mann Whitney com o intervalo de confiança de 95%. A comparação foi realizada separadamente por mês.

Os resultados das análises estatísticas indicaram que no mês de junho não existiu diferença significativa entre os conjuntos de umidade absoluta. Os resultados que se apresentaram significativos foram decorrência de problemas com os cordões de bulbo úmido.

No mês de agosto o teste de Mann Whitney indicou que a UA1 apresentou tendência de ser maior que a UA4. A UA2 apresentou a tendência de ser maior que

a UA4 e UA5. Os demais dados apresentaram problemas nos cordões de bulbo úmido. Estes erros foram demonstrados anteriormente nas (Figura 18) e (Figura 19).

Os resultados das análises estatísticas para os dados da umidade absoluta dos meses de junho e agosto são apresentados na (Tabela 10).

Tabela 10 - Comparação das medianas dos dados da umidade absoluta para os meses de junho e agosto

Sensores comparados	Resultados (junho)	Resultados (agosto)
UA5 x UA4	UA5 > UA4 (erro no sensor Tbu5)	sem diferenças significativas
UA5 x UA3	UA5 < UA3 (erro no sensor Tbu3)	UA5 < UA3 (erro no sensor Tbu3)
UA5 x UA2	UA5 > UA2 (erro no sensor Tbu5)	UA5 < UA2
UA5 x UA1	UA5 > UA1 (erro no sensor Tbu5)	sem diferenças significativas
UA4 x UA3	UA4 < UA3 (erro no sensor Tbu3)	UA4 < UA3 (erro no sensor Tbu3)
UA4 x UA2	sem diferenças significativas	UA4 < UA2
UA4 x UA1	sem diferenças significativas	UA4 < UA1
UA3 x UA2	UA3 > UA2 (erro no sensor Tbu3)	UA3 > UA2 (erro no sensor Tbu3)
UA3 x UA1	UA3 > UA1 (erro no sensor Tbu3)	UA3 > UA1 (erro no sensor Tbu3)
UA2 x UA1	sem diferenças significativas	sem diferenças significativas

Fonte: o autor

5.5 Discussão dos Resultados Obtidos

Fundamentado nos resultados obtidos por meio das análises estatísticas e pelo teste de Mann Whitney não foi possível chegar a uma conclusão. Sendo assim, para encontrar respostas e subsidiar as conclusões do estudo, foram utilizados gráficos *Boxplot* para demonstrar graficamente as características dos conjuntos.

5.5.1 Avaliação da Temperatura Por Meio de *Boxplots*

Observou-se no 3° quartil dos *Boxplots* um gradiente térmico de 1,5 °C para os dias típicos experimentais do mês de junho e de 2 °C para os dias típicos experimentais do mês de agosto.

O mês de junho apresentou um gradiente térmico distribuído entre os sensores Tbs1, Tbs2, Tbs3 e Tbs4, mostrado pela seta na (Figura 20a), sendo que o sensor Tbs5 apresentou a mesma temperatura do sensor Tbs4.

No mês de agosto, o gradiente térmico ocorreu apenas entre o sensor Tbs1 e Tbs2, mostrado pela seta na (Figura 20b). Nos demais sensores, as temperaturas registradas se mantiveram iguais. Estes valores corroboram aqueles encontrados por Stivari, de Oliveira e Soares (2005).

Para entender este comportamento da temperatura entre os meses de junho e agosto, procurou-se verificar quais as características atmosféricas e topográficas da região onde a represa está inserida.

A represa está localizada em um fundo de vale (Figura 21); desse modo, tem-se no período diurno a transferência das massas de ar das camadas mais densas para as camadas menos densas, ou seja, o ar que está sobre a represa é mais frio – e, portanto, mais denso - que o ar nas margens. Esta diferença de densidade cria um fluxo de ar no sentido represa-solo, ou seja, movimentação ascendente.

Já no período noturno este fluxo é invertido, ou seja, o ar que está sobre o solo se resfria mais rapidamente que o ar que está sobre a represa e isso cria um fluxo de ar no sentido solo-represa, ou seja, movimentação descendente. Por isso, teremos no período noturno um acúmulo de ar mais frio e denso ocupando o vale onde a represa está localizada, situação que é denominada drenagem de ar frio, responsável pela formação de lagos de ar frio (OKE, 1987; LOPES, 1995).

Figura 20 – *Boxplot* com os dados dos conjuntos de bulbo seco referentes aos dias típicos experimentais 20 a 24 de junho e 12 a 15 de agosto de 2011

Fonte: o autor

O ar frio começa a escoar lentamente pelas vertentes, da parte mais alta para parte mais baixa, pouco depois do por do Sol. Neste período começa a se formar a inversão térmica na base das vertentes, formando o lago de ar frio. Este processo é finalizado primeiramente nas vertentes expostas a radiação solar, pouco depois do nascer do Sol. (OKE, 1987; LOPES, 1995). O processo de formação de lagos de ar frio é demonstrando em detalhes na (Figura 22).

Figura 21 – Topografia do entorno da Represa do Lobo
Fonte: Elaborado por Elis Dener Lima Alves

Como no mês de junho a radiação solar global sobre a área da investigação foi menor que a do mês de agosto, isso afetou diretamente a maneira como estas massas de ar foram dissipadas do fundo do vale nas primeiras horas da manhã; ou seja, com a menor disponibilidade de energia, a massa de ar frio leva mais tempo para ser aquecida no mês de junho do que no mês de agosto, e isso pode explicar o gradiente de temperatura mais distribuído pelos sensores no mês de junho em relação ao mês de agosto.

Figura 22 - Modelo de drenagem do ar frio para o fundo do vale; as linhas paralelas representam isotérmicas

Fonte: Nakamura (1989) *apud* Lopes (1995)

Verificou-se que os valores das temperaturas se distribuíram por 180 metros (distância entre o sensor Tbs1 e Tbs4) no mês de junho e por 64 metros no mês de agosto (distância entre o sensor Tbs1 e Tbs2). A diferença observada nos valores da

temperatura pode ser resultado da maior disponibilidade de energia solar no mês de agosto em relação ao mês de junho (Figura 23). As características geográficas da região também podem contribuir com a diferença nos valores da temperatura, pois criam condições para a formação de um lago de ar frio.

Estas características propiciam condições para que o lago de ar frio seja desfeito mais rápido no mês de agosto em relação ao mês de junho. Isso pode explicar a distribuição distinta da temperatura ao longo do transecto entre os dois períodos estudados. Fato semelhante foi demonstrado nos estudos realizados por (LOPES (1995)).

Figura 23 – Gráfico comparativo da radiação solar global entre os meses de junho e agosto
Fonte: o autor

5.5.2 Avaliação da Umidade Absoluta Por Meio de *Boxplots*

A análise dos dados da umidade absoluta por meio dos gráficos *Boxplots*, no 3º quartil (Figura 24) possibilitou constatar que os valores da umidade absoluta foram maiores na UA3 e UA5 no mês de junho e UA3 no mês de agosto. Isso corrobora com os resultados das análises estatísticas apresentado anteriormente na (Tabela 10). Os maiores valores observados foram resultado do problema ocorrido na umidificação dos cordões de bulbo úmido dos sensores Tbu3 e Tbu5 no mês de junho e Tbu3 no mês de agosto.

Figura 24 - *Boxplot* com o conjunto de dados de umidade absoluta referente aos dias típicos experimentais 20 a 24 de junho e 12 a 15 de agosto de 2011

Fonte: o autor

Os valores que não foram afetados pelos problemas nos cordões de bulbo úmido no mês de junho foram UA1, UA2 e a UA4. A UA1 e UA2 apresentaram o mesmo valor, $12,5 \text{ g/m}^3$, enquanto a UA4 apresentou valor de 12 g/m^3 , ou seja, uma diferença de $0,5 \text{ g/m}^3$.

No mês de agosto, as UA1 e UA2 apresentaram o valor de $11,5 \text{ g/m}^3$, as UA4 e UA5 apresentaram os valores de 11 e $11,3 \text{ g/m}^3$, uma diferença de 0,5 e $0,2 \text{ g.m}^{-3}$, respectivamente.

A diferença de $0,5 \text{ g/m}^3$ entre a UA2 e UA4 ocorreu tanto para o mês de junho quanto para o mês de agosto, porém, a análise estatística (Tabela 10) apresentou diferença significativa apenas para o mês de agosto.

A diferença observada entre a UA2 e a UA4, no mês de junho e UA2, UA4 e UA5, no mês agosto, corrobora a existência do lago de ar frio. Como o ar frio é mais denso, ele detém o vapor d'água sobre a parte mais baixa, nas proximidades do espelho d'água. Isso pode explicar a diferença de umidade observada.

Pôde-se perceber, com os resultados da pesquisa, que a umidade absoluta se distribuiu por 64 metros no mês de junho e por 180 metros no mês de agosto, após isso a distribuição fica constante como aconteceu com os valores da temperatura.

A comparação dos resultados desta pesquisa com os de outras investigações evidencia a dificuldade se chegar a uma resposta conclusiva sobre a influência das represas no comportamento da umidade no seu entorno. Para contextualizar as contradições existentes a esse respeito, vale citar o trabalho de Souza e Galvani (2009) na represa de Presidente Epitácio (SP), que demonstrou que a presença da represa próximo ao ambiente urbano não contribui ou influencia no aumento da temperatura do ar e da umidade relativa do ar. Rodrigues e Canônica (2006) estudaram a Represa de Itá, localizada entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul e não constataram alterações (pré e pós-construção da represa) no regime pluviométrico, mas identificaram alterações na temperatura, causadas “possivelmente” pela construção do lago.

6 Conclusões

Esta investigação encontrou um pequeno gradiente entre os valores da temperatura do ar e umidade absoluta, que foi observado por meio dos boxplots por até 180 metros da margem, sendo que após esta distância os valores se estabilizam. No entanto, é importante salientar que a variação encontrada está dentro do intervalo de confiança dos sensores utilizados. Cabe ressaltar também que tais variações podem estar relacionadas com as movimentações atmosféricas, ou seja, fatores como sentido dos ventos, correntes ascendentes e descendentes podem e devem contribuir para as variações da temperatura e umidade em uma escala microclimática e, por isso, carecem de estudos mais específicos. Isso permite concluir que, com o método utilizado, não é possível avaliar de maneira precisa o real impacto da Represa do Lobo no microclima.

Portanto, a partir dos resultados desta investigação e da revisão bibliográfica empreendida, são apresentadas as seguintes considerações:

1° É muito provável que a Represa do Lobo não exerça influência sobre os valores da temperatura do ar e umidade absoluta monitorados na Estação Climatológica do CRHEA.

2° Investigações que visam realizar comparações entre diferentes medidas de temperatura do ar em uma escala microclimática exigem equipamentos com alta resolução temporal, da ordem de segundos, e medição de temperatura com precisão na ordem de 0,1 °C. Sensores com precisão na faixa de $\pm 1^\circ\text{C}$, como os utilizados nesta pesquisa, não são capazes de captar as nuances do microclima, conforme apontam Rennó e Williams (1995).

3° O uso do transecto fixo para entender processos dinâmicos da atmosfera mostrou-se limitado para este tipo de investigação. São necessários métodos capazes de medir os deslocamentos horizontais e verticais da atmosfera até a camada limite ou acima dela.

4° A utilização dos dias típicos experimentais se mostrou muito eficiente, pois possibilita a captação de dados dentro de um sistema atmosférico mais estável e, portanto, descrever o comportamento da temperatura do ar e da umidade absoluta de maneira mais eficiente, conforme mostram alguns estudos (WILLIAMS et al., 2002; ANDREWS, 2010).

6.1 Considerações e Recomendações

As considerações e recomendações apresentadas a seguir foram em sua maioria sintetizadas ao longo da realização da pesquisa, sobretudo em função de problemas enfrentados ao longo do trabalho de campo.

O transecto deve ser mantido limpo, devendo ser realizado o desbaste do mato ao longo de sua extensão. Além da correta manutenção e limpeza da área, é de fundamental importância que todas as pessoas que circulam pelo local tenham conhecimento da existência dos equipamentos. Por duas vezes, o pessoal responsável pela limpeza cortou os termopares; dois deles foram inutilizados e necessitaram ser substituídos.

Como apontado anteriormente, o posicionamento da abertura dos abrigos influi bastante sobre a qualidade dos dados. Assim, é necessário atentar para que ela esteja posicionada na direção norte/sul de modo a impedir incidência direta do sol sobre os sensores, o que, como observado no início da pesquisa, certamente conduzirá a erros de medição.

Outro detalhe que deve receber atenção é o correto isolamento de todas as entradas dos abrigos ambientalmente selados, utilizados para abrigar os *dataloggers*, pois abelhas e marimbondos costumam construir suas casas neste tipo de ambiente. Nesta investigação ocorreu a invasão em dois abrigos, uma por abelhas e outra por marimbondos. O mesmo problema pode ser percebido nos abrigos meteorológicos, que têm suas extremidades abertas; devem ser realizadas vistorias periódicas para evitar que pássaros façam seus ninhos no interior do abrigo, ou que puxem os cordões de bulbo úmido para fora do reservatório de água. Neste caso, uma solução é a instalação de fios de nylon de maneira a impedir invasões.

Recomenda-se também realizar o teste de todos os equipamentos para garantir que estão funcionando corretamente, antes de instalá-los. Nesta investigação houve problemas com um dos *dataloggers*, pois a bateria estava com defeito. Quando o sol estava presente alimentando as placas solares, o *datalogger* funcionava perfeitamente; porém, na ausência do sol, o equipamento parava de funcionar, causando a perda de dados.

No mais, para verificar efetivamente se há ou não influência da represa do Lobo nos valores da temperatura do ar e umidade absoluta monitorados na Estação

Climatológica do CRHEA, recomenda-se empreender o estudo das chamadas plumas de umidade. Tal recomendação foi motivada pelo seguinte questionamento: “o que acontece com a água que evapora da represa, ou seja, qual é a dinâmica do vapor d’água que evapora da represa na atmosfera?”

Os processos atmosféricos de troca de massa e energia são regidos inicialmente pelo Sol e, em consequência deste, pelas movimentações horizontais e verticais dos fluxos de ar. Estas movimentações transportam o vapor d’água da superfície da represa até chegarem à camada limite, formando as chamadas “plumas de umidade” semelhante à situação apresentada na (Figura 25).

Figura 25 – Movimento ilustrativo da deriva de uma pluma de umidade sobre a represa sendo deslocada pelos ventos

Fonte: Prem; Mackley (2005), adapt.

Para estudar as “plumas de umidade”, será necessário empregar métodos capazes de captar tais movimentações, e de medir os fluxos até a Camada Limite Planetária, como o proposto por Rennó e Willians (1995). Os autores utilizaram uma aeronave remotamente controlada (ARC) equipada com radiossondas *Vaisala Inc.* para a tomada de medidas quase-Lagrange (Figura 26), e indicaram vantagens neste tipo de medição. Acredita-se que para a realização de medidas das “plumas de umidade” este método tenha que ser aprimorado, pois a deriva das plumas pode atingir distâncias além da coberta por uma ARC.

Figura 26 - Ilustração esquemática de uma sondagem de uma pluma na camada limite pela aeronave remotamente controlada

Fonte: Rennó; Williams (1995)

O estudo das “plumas de umidade” pode contribuir para o entendimento da dinâmica dos processos de formação de nuvens convectivas do tipo *Cumulus*. A formação destas nuvens está associada às características de cobertura vegetal, tipo e umidade do solo e rugosidade da superfície, entre outros fatores que controlam as quantidades de calor e umidade que são acrescentadas ao ar (RABIN et al., 1990).

Referências bibliográficas

ALLABY, M. (2006). **Guide to weather**. 1.ed. New York: Dorling Kindersley Publishing.

_____. (2007). **Encyclopedia of weather and climate**. 1.ed. New York: Facts On File.

AMBAUM, M. H. P. (2010). **Thermal Physics of the Atmosphere**. Oxford: Wiley-Blackwell.

ANDREWS, D. G. (2010). **An Introduction to atmospheric physics**. 2.ed. New York: Cambridge University Press.

ARGENTON, É. C. (2004). **Limnologia, balneabilidade e impactos ambientais: uma análise temporal e espacial na represa do Lobo (Broa), Itirapina/Brotas - SP**. 146. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 26 mar. 2004.

ARHONDITSIS, G. B.; BRETT, M. T.; DE GASPERI, C. L.; SCHINDLER, D. E. (2004). Effects of climatic variability on the thermal properties of Lake Washington. **Limnology and Oceanography**, v.49, n.1, p.256-270, Jan.

ARYA, S. P. (2001). **Introduction to Micrometeorology**. 2.ed. California.: Academic Press.

CAMPBELL. (2003). Disponível em: < <http://www.campbellsci.com/cr10xtcr> >. Acesso em: 18 jun. 2011.

CORREIA, M. D. F.; DIAS, M. A. F. D. S. (2003). Variação do nível do reservatório de Sabradinho e seu impacto sobre o clima da região. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.8, n.1, p.157-168, jan/mar 2003.

CPTEC. (2011a). Satélite AQUA. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>>. Acesso em: 16 de Ago 2012.

_____. (2011b). Síntese sinótica mensal. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/17820>>. Acesso em: 16 ago 2012.

CUADRAT, J. M.; PITA, M. F. (1997). **Climatología**. 1.ed. Madrid: Gráficas Rógar.

DEVORE, J. L.; BERK, K. N. (2012). **Modern mathematical Statistics with Applications**. New York: Springer.

DONNER, R. V.; BARBOSA, S. M. (2008). **Nonlinear time series Analysis in the geosciences - Applications in Climatology, Geodynamics and Solar-Terrestrial Physics**. Berlin: Springer-Verlag.

FLEAGLE, R. G.; BUSINGER, J. A. (1980). **An introduction to atmospheric physics**. 2.ed. Seattle, Washington: Academic Press.

FREITAS, E. D. D.; DIAS, P. L. D. S. (2004). os efeitos da brisa lacustre sobre as condições atmosféricas da região metropolitana de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, n.XIII. 2004, Fortaleza. **Anais**. SBMET. V.1. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/22-b8246336ff6f0377e58b1dba09e3399d.doc>>. Acesso em: 20 mar 2011.

GALVANI, E. et al. (2009). Relação entre umidade relativa do ar, cobertura vegetal e uso do solo no Parque Estadual de Intervalos (PEI) e seu entorno. In: XII Encontro de Geógrafos da América Latina - EGAL, n.12, 2009, Montevideo, Uruguai. **Anais**. Uruguai Red de Información y documentación de los Encuentros de Geografía de America Latina.

GRIMM, A. M. (1988). Verificação de variações climáticas na área do lago de Itaipu. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, n.5. 1983, Rio de Janeiro. **Anais**. SBMET. V.1, p.II. 7 - II. 11. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/10-669e3ec4d4f6867bcd29406ded925c9b.pdf>>. Acesso em: 10 jun 2011.

_____. (1999). Disponível em: <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/index.html>>. Acesso em: 04 jun. 2011.

HIBY, L.; KRISHNA, M. B. (2001). Line Transect Sampling from a Curving Path. **Biometrics**, Cambridge, v.57, p.727-731, September 2001. Disponível em: <http://ice-publisher.itm.ingenta.com/content/bpl/biom/2001/00000057/00000003/art00009;jsessionid=2s2u6to0a90hb.alexandra#aff_2>. Acesso em: 14 jun 2011.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. (2002). Geografia - Divisão regional. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geografia/default_div_int.shtm?c=1>. Acesso em: 03 jul. 2011.

_____. (2006). Geociências - Produtos. Mapeamento topográfico. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/default_prod.shtm>. Acesso em: 01 jun 2011.

IUCIF, N.G. (2011). **Estudos na Represa do Lobo (Itirapina/Brotas – SP): Revisão de algumas Teses e Dissertações Produzidas pelo PPGSEA**. Monografia (Graduação em Engenharia Ambiental). São Carlos: EESC-USP, 48 p.

ISRAEL, D. (2008). **Data Analysis in Business Research: A Step-by-Step Nonparametric Approach**. New Delhi: Response Books.

JÚNIOR, J. I. R. (2005). **Análises Estatísticas no Excel**. Viçosa: Editor UFV.

JUVIK, J. O.; NULLET, D. (1994). A Climate Transect through Tropical Montane Rain Forest in Hawaii. **Journal of Applied Meteorology**, v.33, n.11, p.1304-1312.

LEETMAA, A.; SPAIN, P. F. (1981). Results from a Velocity Transect Along the Equator from 125 to 159°W. **Journal of Physical Oceanography**, v.11, n.7, p.1030-1033.

LEROUX, M. (2005). **Global Warming- Myth or Reality? The Erring Ways of Climatology**. 1.ed. Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd.

LYMAN, R.; OTT, M. L. (2010). **An Introduction to Statistical Methods and Data Analysis**. 6.ed. Canada: Cengage Learning.

M.RAMACHANDRAN, K.; P.TSOKOS, C. (2009). **Mathematical Statistics with Applications**. California: Academic Press.

MARIN, F. R. et al. (2001). Construção e avaliação de psicrômetro aspirado de termopar. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v.58, n.4, p.839-844, out./dez. 2001.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. (2010). **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. 1.ed. Oxford: Wiley Blackwell.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. (2007). **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. 1.ed. São Paulo: Editora de Textos.

MONTEIRO, C. A. D. F. (1971). **Análise Rítmica em Climatologia: Problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho**. São Paulo: USP - Instituto de Geografia.

NIMER, E. (1979). **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE.

OKE, T. R. (1987). **Boundary Layer Climates**. 2.ed.: Taylor & Francis e-Library.

OLIVEIRA, M. J. D. (2007). **Avaliação experimental de interferências causadas pela radiação solar global e pela velocidade dos ventos em medições climatológicas da temperatura do ar**. Trabalho (Graduação) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, SP., 3 dez. 2007. 105 p.

OLIVER, J. E. (2005). **Encyclopedia of Word Climatology**. Great Britain: Springer.

PARK, J. J.; TAYA, M. (2005). Design of micro-temperature sensor array with thin film thermocouples. **Journal of Electronic Packaging**, v.127, n.3, p.286-289, Sep.

PETROSYAN, A. et al. (2011). The Martian Atmospheric Boundary Layer. **Reviews of Geophysics**, v.49, Sep 17.

PREM, H.; MACKLEY, W. (2005). **Thermalling**. Austria: CLUB, G. G.

RABIN, R. M. et al. (1990). Observed Effects of Landscape Variability on Convective Clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.71, n.3, p.272-280, 1990/03/01.

RENNÓ, N. O.; WILLIAMS, E. R. (1995). Quasi-Lagrangian Measurements in Convective Boundary Layer Plumes and Their Implications for the Calculation of CAPE. **Monthly Weather Review**, v.123, n.9, p.2733-2742, 1995/09/01.

RODRIGUES, M. L. G.; CANÔNICA, E. Análise preliminar do impacto do reservatório de Itá no clima local. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia. 2006, Florianópolis. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/14-c933c33a75fda99064a68a548fac46f2.pdf>>. Acesso em: 17 mai. 2011.

SANCHES, F.; FISCH, G. (2005). As possíveis alterações microclimáticas devido a formação do lago artificial da hidrelétrica de Tucuruí -PA. **Acta Amazonica**, v.35, p.41-50, mar.

SANT'ANNA, J. L. N. (2005). Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, São Paulo, v.1, n.1, p.43-60, dez. 2005.

SCHINDLER, D. W. et al. (1996). The effects of climatic warming on the properties of boreal lakes and streams at the Experimental Lakes Area, northwestern Ontario. **Limnology and Oceanography**, v.41, n.5, p.1004-1017, Jul.

SEGAL, M.; (1997). Small lake daytime breezes: some observational and conceptual evaluations. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n.6, p.1135-1147.

SHERWOOD, S. C. (2010). Tropospheric water vapor, convection, and climate. **Reviews of Geophysics**, v.48, 13 Apr. 2011.

SILVA, M. A. V. (2006). **Meteorologia e Climatologia**. 2.ed. Recife: Edição digital.

SOUZA, M. B. D. (2010). **Influência de lagos artificiais no clima local e no clima urbano: estudo de caso em Presidente Epitácio (SP)**. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

SOUZA, M. B. D.; GALVANI, E. (2009). Influência da formação de reservatórios no microclima: estudos preliminares de Presidente Epitácio (SP). In: EGAL 2009 - Programa on-line 12 Encuentro de Geógrafos de América Latina, 2009, Montevideo.

STIVARI, S. M. S.; DE OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. (2005). On the climate impact of the local circulation in the Itaipu Lake area. **Climatic Change**, v.72, n.1-2, p.103-121, Sep.

STOETERAU, K. W. (2004). **Voando com ciência voando com consciência**. 1.ed. São Paulo: Art Editora.

STORCH, H. V.; ZWIERS, F. W. (1999). **Statistical Analysis in Climate Research**. 1.ed. Cambridge: Cambridge University Press.

STRASKRABA, M.; TUNDISI, J. G. (2000). **Diretrizes para o gerenciamento de lagos**. 1.ed. São Carlos: IIE.

SUN, J.L. et al. (1997). Lake-induced atmospheric circulations during BOREAS. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.102, n.D24, p.29155-29166, Dec.

TARARA, J. M.; HOHEISEL, G. A. (2007). Low-cost shielding to minimize radiation errors of temperature sensors in the field. **Hortscience**, v.42, n.6, p.1372-1379, Oct.

THAS, O. (2010). **Comparing Distributions**. Belgium: Springer.

TOLENTINO, M. (1967). **Estudo Crítico Sobre o Clima da Região de São Carlos**. Concurso de monografias municipais. São Carlos: Prefeitura Municipal. 78p.

VECCHIA, F.; NOLASCO, G. C. (2006). Reacción ante el calor de cuatro sistemas de cubiertas. **Ingeniería Revista Académica**, Yucatán, v.10, p.17 - 23, enero - abril. Disponível em: <http://redalyc.uaemex.mx/redalyc/src/inicio/ArtPdfRed.jsp?iCve=46710102>. Acesso em: 18 jun. 2011.

VECCHIA, F. A. S. (1997). **Clima e ambiente contruido: A abordagem dinâmica aplicada ao conforto humano**. 329. Tese (doutor) - Departamento de Geografia, USP, São Paulo, 1997.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. (2004). **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa: UFV.

VIVONI, E.R. et al. (2007). Variation of Hydrometeorological Conditions along a Topographic Transect in Northwestern Mexico during the North American Monsoon. **Journal of Climate**, v.20, n.9, p.1792-1809.

WENTZ, F. J. et al. (2007). How much more rain will global warming bring? **Science**, v.317, n.5835, p.233-235. Disponível em: <http://www.sciencemag.org/content/317/5835/233.full.pdf>. Acesso em: 10 jul. 2011.

WILKS, D. S. (2006). **Statistical methods in the atmospheric sciences**. London: Elsevier.

WILLIAMS, E. et al. (2002). Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.107, n.D20, Sep-Oct.

WMO - WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (2008). **Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation**. 7.ed. Geneve: Chairperson, Publications Board. Disponível em: www.wmo.org. Acesso em: 25 mai. 2011.

YAPP, W. B. (1956). The Theory of Line Transects. **Bird Study**, v.3, n.2, p.93 - 104.