

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ANÁLISE DE SÉRIES METEOROLÓGICAS DE
ALTITUDE NA GRANDE CUIABÁ COM MÉTODOS
DA TEORIA DA COMPLEXIDADE**

LÚCIO ÂNGELO VIDAL

ORIENTADOR: SÉRGIO ROBERTO DE PAULO

Cuiabá, MT, Junho de 2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ANÁLISE DE SÉRIES METEOROLÓGICAS DE
ALTITUDE NA GRANDE CUIABÁ COM MÉTODOS
DA TEORIA DA COMPLEXIDADE**

LÚCIO ÂNGELO VIDAL

*Tese apresentada ao Programa de
Pós-graduação em Física
Ambiental da Universidade Federal de
Mato Grosso, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Doutor em
Física Ambiental.*

ORIENTADOR: SÉRGIO ROBERTO DE PAULO

Cuiabá, MT, Junho de 2012

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

A584a Ângelo Vidal, Lúcio.
Análise de Séries Meteorológicas de Altitude na Grande Cuiabá
com Métodos da Teoria da Complexidade / Lúcio Ângelo Vidal. --
2012
viii, 78 f. ; 30 cm.

Orientador: Sérgio Roberto de Paulo.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso,
Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física
Ambiental, Cuiabá, 2012.
Inclui bibliografia.

1. variáveis meteorológicas. 2. sondagem atmosférica. 3.
variáveis de altitude. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

DEDICATÓRIA

*Aos meus pais, Genésia e Luciano;
à minha namorada, Andreia
e ao meu amigo Miqueias (in memoriam)*

AGRADECIMENTOS

- À minha namorada, Andreia da Silva Tavares por toda a compreensão, amizade, companheirismo e carinho.
- Ao professor Sérgio Roberto de Paulo por sua paciência e incentivo;
- À professora Iramaia Jorge Cabral de Paulo por me incentivar com suas palavras quando eu não mais acreditava que seria capaz de estar na Física Ambiental;
- Ao professor José de Souza Nogueira por sua bondade e por sempre ter acreditado que eu fosse capaz;
- À professora Marta Cristina de Jesus Albuquerque Nogueira por levar em conta meu conhecimento acumulado da EEAR;
- Ao professor Denilton Carlos Gaio pelas contribuições na reta final do trabalho;
- À professora Rita Maria Zorzenon dos Santos por me incentivar o extremo profissionalismo na UFPE durante a disciplina de Prática de Ensino de Física;
- À amizade de Paulo Zanella e seus irmãos, Franciele Bomfiglio, Thiago Emanuel, Vanessa Matos, Stéfano Teixeira, Ludmila Barbosa;
- Ao Cesário pelo suporte em assuntos relativos à secretaria;
- Aos amigos pernambucanos Sidney Farias, Ricardo Farias e aos amigos da antiga ETFPE.
- Aos amigos do DTCEA-CY sargentos Trindade, Stoffelshaus, Fabrício, Anacleto, André e Wilson.
- À equipe de Meteorologia do DTCEA-CY

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	VIII
LISTA DE TABELAS.....	XI
LISTA DE ABREVIATURAS.....	XII
LISTA DE SÍMBOLOS.....	XIII
RESUMO.....	XIV
ABSTRACT.....	XV
1 INTRODUÇÃO.....	01
1.1 PROBLEMÁTICA.....	01
1.2 JUSTIFICATIVA.....	03
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	05
2.1 TEMPERATURA.....	05
2.2 UMIDADE RELATIVA.....	09
2.3 PONTO DE ORVALHO.....	11
2.4 VENTO.....	12
2.5 ALTITUDE GEOPOTENCIAL.....	15
2.6 ENTROPIA.....	17
2.7 PRESSÃO.....	20
2.8 SONDAGEM ATMOSFÉRICA.....	24
2.9 SÉRIES DE FOURIER.....	26
2.10 TEORIA DA COMPLEXIDADE.....	28
2.11 RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA DE SISTEMAS COMPLEXOS A PARTIR DE UMA SÉRIE DE DADOS.....	30
2.12 ESCOLHA DA DEFASAGEM TEMPORAL.....	34
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	37
3.1 DADOS OBTIDOS DA SONDAGEM.....	37
3.2 PERIODICIDADES COM SÉRIE DE FOURIER.....	38
3.3 DEFASAGEM OBTIDA PELA INFORMAÇÃO MÚTUA.....	39
3.4 DIMENSÃO DE CORRELAÇÃO.....	39
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	40
4.1 CARACTERIZAÇÃO DO AR SUPERIOR DE CUIABÁ.....	40
4.1.1 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 850hPa.....	42
4.1.2 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 700hPa.....	46
4.1.3 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 500hPa.....	50
4.1.4 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 300hPa.....	53
4.1.5 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 200hPa.....	57
4.2 RESULTADOS OBTIDOS POR MEIO DA SÉRIE DE FOURIER PARA AS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS DO AR SUPERIOR DE CUIABÁ.....	60
4.3 RESULTADOS OBTIDOS PELA INFORMAÇÃO MÚTUA....	66
4.4 RESULTADOS PARA A DIMENSÃO DE CORRELAÇÃO...	67
5 CONCLUSÕES.....	73
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - Termômetro Convencional de Temperatura em Vidro.....	06
Figura 02 - Termômetro Bimetálico.....	06
Figura 03 - Variação da Temperatura com a Altitude.....	08
Figura 04 - Psicrômetro.....	10
Figura 05 - Termohigrógrafo.....	11
Figura 06 - Anemômetro de Conchas.....	13
Figura 07 - Modelo de Circulação Meridional dos Ventos.....	14
Figura 08 - Barômetro Convencional.....	21
Figura 09 - Esquema de um Barômetro Aneróide.....	22
Figura 10 - Radiossonda.....	24
Figura 11 - Balão Meteorológico com Sonda e Pára-quadras.....	25
Figura 12 - Comportamento Complexo de Um Sistema Simples Formado por Dois Pêndulos.....	29
Figura 13 - O comportamento Simples de Um Sistema Complexo.....	30
Figura 14 - Comportamento da Temperatura em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	43
Figura 15 - Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	43
Figura 16 - Comportamento do Ponto de Orvalho em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	44
Figura 17 - Comportamento da Intensidade do Vento em m/s em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	44
Figura 18 - Comportamento da Direção do Vento em Graus em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	45
Figura 19 - Comportamento da Altitude Geopotencial em metros em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	45
Figura 20 - Comportamento da Entropia em J/K em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.....	46
Figura 21 - Comportamento da Temperatura em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	46
Figura 22 - Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	47
Figura 23 - Comportamento do Ponto de Orvalho em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	47
Figura 24 - Comportamento da Intensidade do Vento em m/s em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	48
Figura 25 - Comportamento da Direção do Vento em Graus em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	48
Figura 26 - Comportamento da Altitude Geopotencial em metros do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010..	49
Figura 27 - Comportamento da Entropia em J/K em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.....	49
Figura 28 - Comportamento da Temperatura em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	50
Figura 29 - Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	50
Figura 30 - Comportamento do Ponto de Orvalho em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	51
Figura 31 - Comportamento da Intensidade do Vento em m/s do ar em função do	

tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	51
Figura 32 - Comportamento da Direção do Vento em Graus em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	52
Figura 33 - Comportamento da Altitude Geopotencial em metros do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010..	52
Figura 34 - Comportamento da Entropia em J/K em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.....	53
Figura 35 - Comportamento da Temperatura em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	53
Figura 36 - Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	54
Figura 37 - Comportamento do Ponto de Orvalho em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	54
Figura 38 - Comportamento da Intensidade do Vento em m/s do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	55
Figura 39 - Comportamento da Direção do Vento em Graus em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	55
Figura 40 - Comportamento da Altitude Geopotencial em metros em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	56
Figura 41 - Comportamento da Entropia em J/K em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.....	56
Figura 42 - Comportamento da Temperatura em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	57
Figura 43 - Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	57
Figura 44 - Comportamento do Ponto de Orvalho em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	58
Figura 45 - Comportamento da Intensidade do Vento em m/s em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	58
Figura 46 - Comportamento da Direção do Vento em Graus em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	59
Figura 47 - Comportamento da Altitude Geopotencial em metros em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.....	59
Figura 48 - Comportamento da Entropia em J/K em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.....	60
Figura 49 - Coeficientes An e Bn para a entropia no nível de 850 hPa com 1590 dados em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	61
Figura 50 - Coeficientes An e Bn para a altitude geopotencial no nível de 700 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	61
Figura 51 - Coeficientes An e Bn para o ponto de orvalho no nível de 850 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	62
Figura 52 - Coeficientes An e Bn para o ponto de orvalho no nível de 700 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	62
Figura 53 - Coeficientes An e Bn para a temperatura no nível de 300 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	63
Figura 54 - Coeficientes An e Bn para a temperatura no nível de 500 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	63
Figura 55 - Coeficientes An e Bn para a umidade relativa no nível de 500 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	64
Figura 56 - Coeficientes An e Bn para a velocidade do vento no nível de 700 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	64
Figura 57 - Coeficientes An e Bn para a velocidade do vento no nível de 300 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.....	65

Figura 58 – Gráfico da Informação Mútua para a Temperatura em 700hPa.....	67
Figura 59 - Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para entropia.....	68
Figura 60 - Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para a altitude geopotencial... ..	68
Figura 61 - Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para o ponto de orvalho.....	69
Figura 62 - Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para a temperatura.....	70
Figura 63 - Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para a umidade relativa.....	70
Figura 64 – Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para a intensidade do vento.....	71

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Precisão na coleta de dados de uma sondagem.....	26
Tabela 02 - Média e desvio padrão para a Temperatura do Ar por superfície isobárica.....	40
Tabela 03 - Média e desvio padrão para a Umidade Relativa por superfície isobárica.....	40
Tabela 04 - Média e desvio padrão para o Ponto de Orvalho por superfície isobárica.....	41
Tabela 05 - Média e desvio padrão para a Intensidade do Vento por superfície isobárica.....	41
Tabela 06 - Média e desvio padrão para a Altitude Geopotencial por superfície isobárica.....	41
Tabela 07 - Média e desvio padrão para a Entropia por superfície isobárica.....	42
Tabela 08 - Predominância da Direção do Vento por Superfície Isobárica.....	43
Tabela 09 - Periodicidades obtidas com a Série de Fourier para as variáveis do ar superior de Cuiabá.....	65
Tabela 10 - Defasagens obtidas com a informação mútua.....	66
Tabela 11 - Dimensão de Correlação para as variáveis de altitude.....	72
Tabela 12 - Dimensão de Imersão para as variáveis de altitude.....	72

LISTA DE ABREVIATURAS

CINDACTA 1 – Primeiro Centro Integrado de Defesa Aérea e Controle do Tráfego Aéreo.

DTCEA-CY – Destacamento de Controle do Espaço Aéreo de Cuiabá.

EMA – Estação Meteorológica de Altitude

GPS – Sistema de Posicionamento Global

ICAO – Organização de Aviação Civil Internacional

IPCC – Painel Internacional de Mudanças Climáticas

ppm – Partícula por milhão

UTC – Tempo Coordenado Universal

OMM – Organização Meteorológica Mundial

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

- An – coeficiente de Fourier
- Bn – coeficiente de Fourier
- Cp – calor específico molar à pressão constante
- Cv – calor específico molar à volume constante
- C(r) – função de correlação
- d – dimensão do atrator
- °C – Graus Celsius
- hPa - hectopascal
- M - Mol
- V - volume
- f – graus de liberdade
- T – Temperatura absoluta
- Tc – Temperatura em Celsius
- k – constante de Boltzmann
- kt – knot (nós)
- n – dimensão do espaço de fase
- p - pressão
- Z – altitude geopotencial
- R – constante universal dos gases
- W – multiplicidade da configuração
- ΔS – variação de entropia
- Y - altitude
- $\Phi(Z)$ - geopotencial
- Kmed – energia cinética média de uma molécula

RESUMO

VIDAL, L. A. *Análise de Séries Meteorológicas de Altitude na Grande Cuiabá com Métodos da Teoria da Complexidade*. Cuiabá, 2012. P. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso.

O objetivo deste trabalho foi caracterizar as variáveis meteorológicas de altitude temperatura, umidade relativa, ponto de orvalho, vento, altitude geopotencial e entropia para a massa unitária de ar na Grande Cuiabá; estudar as periodicidades destas séries valendo-se do método das Séries de Fourier e achar o valor da dimensão de correlação nas superfícies isobáricas de 850, 700, 500, 300 e 200 hPa obtidas de sondagens atmosféricas realizadas no DTCEA-CY no período de 01 de outubro de 2004 a 31 de dezembro de 2010. Foram obtidas as periodicidades de 397,5 dias e 198,8 dias com as Séries de Fourier. Os valores de dimensão de correlação obtidas são em sua grande maioria não inteiras, ou seja, as séries possuem um atrator estranho e tem valor superior a 2, o que indica que as variáveis possuem oscilação não periódica e uma imprevisibilidade intrínseca. É possível perceber que a dimensão de correlação diminui com a altitude nas variáveis vento e umidade relativa. A dimensão de imersão obtida nas variáveis nos diferentes níveis analisados oscilou entre 8 e 10.

Palavras-chave: variáveis meteorológicas, sondagem atmosférica, variáveis de altitude

ABSTRACT

VIDAL, L. A. *Analysis of Altitude Series Weather in the Great Cuiabá with Methods of Complexity Theory*. Cuiabá, 2012. P. Tese (Doutorado) –Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso.

The objective of this study was to characterize the meteorological variables of altitude temperature, relative humidity, dew point, wind, geopotential height and entropy for unit mass of air in Cuiabá, to study the periodicities of these series taking advantage of the method of Fourier and find the value of the correlation dimension in the isobaric surfaces 850, 700, 500, 300 and 200 hPa of atmospheric soundings obtained DTCEA-CY performed in the period October 1, 2004 to December 31, 2010. Periodicities obtained were of 397.5 days and 198.8 days with the Fourier series. The dimension of correlation values obtained are mostly not intact, in the other words, the series have a strange attractor and has a value greater than 2, which indicates that the variables are non-periodic oscillation and an inherent unpredictability. You can see that the correlation dimension decreases with altitude in varying wind and relative humidity. The extent of immersion in the variables obtained in the various analyzed levels varied between 8 and 10.

Keywords: meteorological variables, atmospheric sounding, variable altitude

1. INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

As concentrações de gás carbônico variaram bastante ao longo das eras geológicas acompanhadas de variações de temperaturas do ar. Há 150 mil anos, os níveis desse gás mantiveram-se em 275 ppm (partes por milhão). Com o aumento da queima de combustíveis fósseis promovido pela industrialização e o aumento da frota de veículos nas crescentes áreas urbanizadas do mundo, em pouco mais de um século, as concentrações atingiram o valor de 354 ppm na década de 1990 (MENDONÇA & DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Em menos de um século, houve um aumento da temperatura média do planeta de 0,5°C, sendo que algumas marcas recordes de temperatura foram obtidas no final do século XX. Embora possa parecer pequeno, esse aumento de temperatura, do ponto de vista local, pode ter uma representação significativa.

O efeito resultante do incremento das concentrações de gás carbônico tem gerado o que se convencionou chamar de aquecimento global.

Vários são os órgãos internacionais de pesquisa atmosférica que convergem para o mesmo cenário de predição a respeito do Aquecimento Global. Caso as atividades da humanidade mantenham a matriz energética atual de queima de combustíveis fósseis e considerando o ritmo atual de produção de gás carbônico (7 bilhões de toneladas por ano), no final do século XXI, a concentração dele será o dobro da atual, elevando entre 1° e 4°C a temperatura da Terra (MENDONÇA & DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Dentre tantos sinais que reforçam a ideia do aquecimento global, pode-se citar a diminuição da cobertura do gelo no ártico desde 1978, surgimento de fendas na geleira Wordie da Antártida no final dos anos 70 da década passada, recuo das geleiras em áreas montanhosas do planeta, desmembramento da geleira Larsen na Antártida e intensificação de eventos climáticos extremos.

A modelagem dos possíveis efeitos climáticos do aquecimento global tem gerado vários cenários para alterações climáticas futuras, entretanto não há consenso entre os resultados em virtude da complexidade dos processos que envolvem a interação oceano-atmosfera.

Quando se analisam os possíveis impactos das mudanças climáticas, o IPCC (Painel Internacional das Mudanças Climáticas) indica que os países em desenvolvimento são os mais vulneráveis (NOBRE et al, 2005).

No Brasil, com o aumento da frequência de eventos climáticos extremos, dois setores parecem mais vulneráveis: os ecossistemas naturais (Amazônia, Cerrado, Pantanal, etc) e os Agroecossistemas (NOBRE et al, 2005).

Com o objetivo de tentar observar se está havendo uma mudança nos padrões de variáveis meteorológicas devido à ação antrópica, faz-se necessário que se estude, além de variáveis meteorológicas de superfície, as de altitude com base em métodos da Teoria da Complexidade, que leva em conta a perspectiva de que as mesmas seguem uma dinâmica não-linear.

Muitos dos estudos com parâmetros meteorológicos ocorrem em estações meteorológicas de superfície ou em torres micrometeorológicas. Cabe então perguntar se há manifestação de alterações nos padrões de variáveis meteorológicas no ar superior e comparar o resultado obtido com as variáveis correspondentes em superfície (cerca de 993 hPa na altitude média de Várzea Grande), bem como comparar o resultado obtido entre as superfícies isobáricas estudadas. Observa-se que este estudo seja inovador, pois utilizar-se-á dados de altitude.

A radiossondagem destina-se à previsão numérica do tempo, de vento e temperatura em níveis de voo, turbulência, formação de gelo em aeronaves, cálculo da probabilidade de trovoada, formação de nuvens, desenvolvimento de trilhas de condensação e avaliação do movimento e dispersão de cinzas vulcânicas e nuvens radioativas.

A corrente de jato é um núcleo de ventos constantes, embebido nos ventos predominantes de oeste nas latitudes médias. Sua largura varia de 40 a 60 Km e atinge de 2 a 3 Km de espessura. Velocidades de 480 km/h já foram encontradas nela. Durante a segunda guerra mundial, muitos pilotos não puderam ir ao Japão porque muitas delas igualavam-se à velocidade do avião (BLAIR & FITE, 1963).

Antes de 1963, os sistemas dinâmicos eram classificados em três categorias segundo o padrão de variação no tempo das grandezas que caracterizam seus estados: estáveis (convergindo para um valor), periódicos (oscilando entre alguns valores) e imprevisíveis (caracterizado por flutuações irregulares) também conhecidos por randômicos ou estocásticos.

Edward Lorenz fez uma descoberta surpreendente quando estava estudando um modelo de previsão do tempo atmosférico. Seu modelo não se enquadrava em nenhum dos três até então conhecidos, exibindo um comportamento bastante complexo, porém bem definido por poucas e simples equações diferenciais. A dinâmica do modelo mostrava que dois pontos localizados muito próximos seguiam rotas bastante

divergentes no tempo. Sistemas como este de Lorenz são conhecidos como “caóticos determinísticos” ou simplesmente “caóticos”, ou seja, embora tenham comportamento aperiódico e imprevisível, a sua dinâmica é regida por equações diferenciais simples.

O caos é usado como ferramenta de observação de fenômenos mal compreendidos do ponto de vista determinístico, tais como fenômenos que envolvem epidemia, turbulência em fluidos, fluxo de calor, ritmos biológicos e movimentos populacionais, sociais e econômicos (GLEICK, 1987).

O atrator é a representação da dinâmica de um sistema no espaço de fases. Sistemas estáveis, por exemplo, apresentam atrator que nada mais é que um ponto fixo no espaço de fases. Um sistema periódico por sua vez apresenta uma órbita fechada. No caso de sistemas caóticos, as órbitas do atrator nunca se interceptam, entretanto, as órbitas estão limitadas a uma região do espaço de fases.

LORENZ (1963) foi o primeiro a descrever movimentos caóticos sobre um atrator de baixa dimensão. Estes movimentos caracterizam-se por uma instabilidade intrínseca devido à sensibilidade às condições iniciais.

É bastante surpreendente que um sistema dinâmico descrito por três equações diferenciais ordinárias e de primeira ordem envolvam movimentos, à primeira vista, parecendo ser aleatórios. A partir do pioneirismo de Lorenz, conjectura-se que a atmosfera possa ter um limite intrínseco de previsibilidade e que a dinâmica atmosférica possa ser governada por atratores caóticos (WEBER et al, 1995).

Vários estudos confirmam a presença de atratores caóticos a partir de séries temporais, mas a existência deles ainda é duvidosa. Weber et al (1995) não encontraram atrator em séries temporais da componente turbulenta da velocidade do vento. LORENZ (1991) afirma que não há razão para crer que um sistema dinâmico complexo possua um atrator caótico de baixa dimensão. O que muitos podem ter obtido na realidade foi até agora sub-sistemas de baixa dimensão fracamente acoplados a um outro sistema maior.

1.2 JUSTIFICATIVA

O valor de temperatura, ponto de orvalho, umidade relativa, vento, altitude geopotencial são obtidos por meio de sondagens atmosféricas realizadas no Destacamento de Controle do Espaço Aéreo de Cuiabá (DTCEA-CY) usando o método do rastreamento por satélite. A entropia é obtida a partir de um nível fixo do logaritmo neperiano da pressão (superfície isobárica) e do logaritmo neperiano da temperatura neste nível, como mostra a equação 16 da fundamentação teórica deste trabalho.

Busca-se então neste trabalho, em primeiro lugar, caracterizar com estatísticas descritivas todas as variáveis de altitude medidas com a radiossonda meteorológica no período compreendido entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010 para melhor compreendê-las.

Analisar-se-á a periodicidade destas variáveis por meio de Séries de Fourier, que parece ser o método mais eficaz na obtenção de periodicidades de sistemas complexos obtido no programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, como se pode ver em PINHEIRO (2008) e VIDAL (2009).

Com a dimensão de correlação, que é o quociente entre o logaritmo neperiano da função de correlação integral do atrator e o logaritmo neperiano da distância do centro de uma hiperesfera, procurar-se-á estabilizar o seu valor a partir de uma determinada dimensão do espaço de fase com o objetivo de determinar o quanto estas variáveis são complexas levando-se em conta também a altitude.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Aqui, descreve-se cada uma das variáveis meteorológicas de ar superior de Cuiabá que será abordada neste trabalho, a teoria a respeito de Séries de Fourier necessária à compreensão do cálculo das periodicidades nas séries temporais, o conceito de complexidade, a ideia de reconstrução do atrator por defasagens temporais e a teoria de dimensão de correlação.

2.1 TEMPERATURA

Trata-se de um conceito fundamental em termodinâmica. A sensação corporal da temperatura ambiente nem sempre é confiável uma vez que devido à condutibilidade térmica em um dia frio temos a sensação de que ao tocar em um pedaço de ferro e em um pedaço de madeira à mesma temperatura, que a madeira está com maior temperatura.

A temperatura é uma das sete grandezas básicas do Sistema Internacional de Unidades. No referido sistema, a medida dá-se em Kelvin. Até onde se sabe, não possui um limite superior, entretanto tem um limite inferior que é denominado Zero Kelvin.

Para determinar uma escala de temperatura, faz-se necessário a escolha de um fenômeno térmico reprodutível e atribui-se uma temperatura Kelvin a ele, em outras palavras, determina-se um *ponto fixo padrão*.

Todo corpo tem uma propriedade física chamada temperatura e se dois corpos estão em equilíbrio térmico tem o mesmo valor numérico para essa grandeza desde que se esteja em uma mesma escala (HALLIDAY et al, 2002). Se quisermos saber se dois corpos estão em equilíbrio térmico, basta que se meça a temperatura em um termômetro. Na figura 01, tem-se um exemplo de um termômetro convencional.

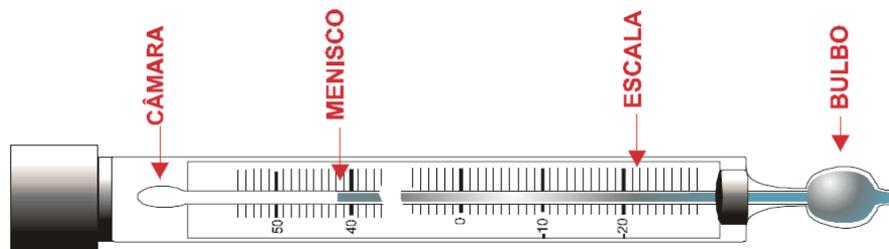


Figura 01. Termômetro Convencional de Temperatura em Vidro. Os termômetros convencionais são constituídos por um tubo capilar de vidro (assim chamado por ter o diâmetro interno muito pequeno), hermeticamente fechado, tendo uma das extremidades muito dilatada, formando um depósito: o bulbo. A extremidade oposta dispõe apenas de uma pequena dilatação, denominada câmara de expansão. Fonte: Varejão-Silva, 2ª versão digital, 2006.

Pode-se citar dentre os termômetros mais utilizados os de gás, os de resistência elétrica, os de termopar, os de radiação, os de bimetálicos, os acústicos e os magnéticos. Na figura 02, tem-se um exemplo de termômetro bimetálico.

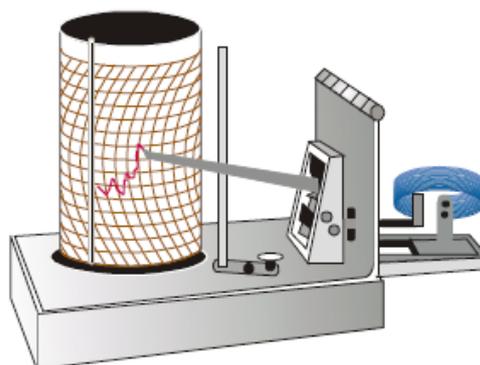


Figura 02. Termômetro Bimetálico. O elemento sensível é uma lâmina em forma de “C”, constituída pela união de duas placas de mesmo tamanho, porém confeccionadas com metais de diferentes coeficientes de dilatação: o bronze e o invar (liga de cobre e constantan). Uma das extremidades da lâmina bimetálica é solidária ao chassi do instrumento e a outra fica presa ao sistema de alavancas. Qualquer variação na temperatura altera a curvatura da lâmina e aciona o sistema. Fonte: Varejão-Silva, 2ª versão digital, 2006.

A temperatura é a variável que permite saber para onde vai o fluxo de calor (AYOADE, 2007). O calor flui espontaneamente do corpo que tem maior para o de menor temperatura.

No estudo aqui desenvolvido, a escala de temperatura utilizada será a Celsius.

Considerando-se a Teoria Cinética dos Gases, ainda pode-se dizer que ao medir a temperatura de um gás, também está se obtendo informação sobre a energia cinética média de suas moléculas já que:

$$K_{méd} = \frac{f k T}{2} \quad (1)$$

onde $K_{méd}$ é a energia cinética média de uma molécula que constitui o gás, k é a constante de Boltzmann, cujo valor vale $1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$, f é o número de graus de liberdade da molécula e T é a temperatura absoluta em Kelvin.

Há necessidade de se estudar como varia a temperatura do ar com a altitude já que aqui será feito um estudo com dados oriundos de determinados níveis de altitude obtidos por sondagens atmosféricas no aeroporto de Cuiabá. Na figura 03, mostra-se como a temperatura varia com a altitude.

Em termos médios para todo o planeta, pode-se dizer que a temperatura do ar diminui com a altitude a uma taxa de $0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$ na troposfera. Tal fato é coerente, pois o aquecimento do ar ocorre basicamente por condução, em contato com a superfície terrestre aquecida pelo Sol. A tropopausa, região de transição entre a troposfera e a estratosfera, caracteriza-se por uma tendência à isoterminia ($-56,5^\circ\text{C}$).

A estratosfera estende-se para além da tropopausa, até cerca de 50 Km de altitude. Observa-se nesta camada, assim como na tropopausa, que há uma isoterminia nos primeiros 20 Km. A partir daí, a temperatura do ar aumenta com a altitude. O progressivo aquecimento do ar com a altitude, observado na porção superior da estratosfera, é devido à liberação de energia na formação de ozônio. A estratopausa, que se encontra na parte superior da estratosfera, caracteriza-se por uma isoterminia e um valor de temperatura da ordem de 0°C .

A mesosfera estende-se dos 50 a 80 Km de altitude aproximadamente, apresentando gradiente térmico vertical de temperatura negativo, ou seja, diminuição de temperatura com a altitude. Em seu limite superior, a temperatura do ar é estimada em -95°C . Acima da mesosfera, estende-se uma camada aproximadamente isotérmica, que pode ultrapassar 10 km de espessura: a mesopausa.

A termosfera situa-se acima dos 90 Km de altitude e caracteriza-se por um contínuo aumento da temperatura do ar com altitude. Deve-se ressaltar, porém que

o conceito de média tem um significado muito restrito nessa região: entre o dia e a noite a temperatura do ar pode oscilar várias centenas de graus em torno do valor médio (DOBSON, 1968). Essas temperaturas não são obtidas diretamente, mas estimadas a partir da pressão e da massa específica do ar.

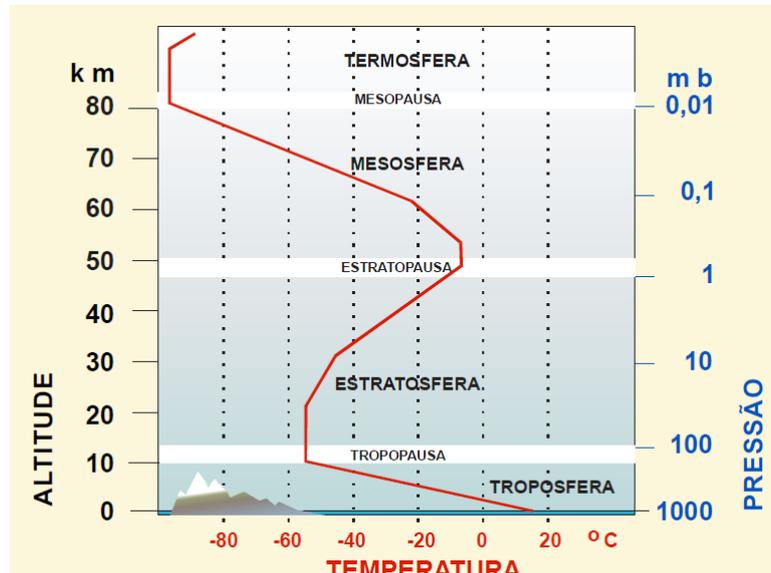


Figura 03. Variação da Temperatura com a Altitude. Fonte: Varejão-Silva, 2ª versão digital, 2006.

A ICAO (International Civil Aviation Organization) estabeleceu um modelo que serve de referência para a atmosfera na confecção de altímetros (VAREJÃO-SILVA, 2006). Neste modelo, a temperatura do ar diminui com a altitude a uma taxa de $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ em altitudes inferiores a 11000m (troposfera); há uma isoterma ($-56,5^{\circ}\text{C}$) entre 11000 e 20000m e entre 22000 e 32000m a temperatura se eleva à taxa de $1^{\circ}\text{C}/\text{Km}$.

Apesar do modelo ICAO da atmosfera para a temperatura, sabe-se que na prática estes padrões não são rigidamente observados no monitoramento de uma sondagem atmosférica (WALLACE & HOBBS, 2006). Por exemplo, no caso da razão adiabática úmida, sabe-se que ela pode variar tanto com a pressão atmosférica como com a temperatura.

Uma massa de ar é considerada estável, neutra ou instável se, quando submetida a uma perturbação, retorna à posição original, fica em repouso ou afasta-se de sua posição original respectivamente (AYOADE, 2007).

Em uma massa de ar estável, o gradiente térmico ambiental é menor que a razão adiabática seca ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), conseqüentemente essa parcela de ar sempre

está mais fria que o ar que a circunda, assim sendo ela tende a retornar à posição original.

Quando o gradiente térmico ambiental é superior à razão adiabática seca, a parcela de ar estará mais aquecida que o ar ao seu redor e por esta razão será denominada instável, a parcela de ar tende a se deslocar para cima.

Finalmente, uma massa de ar é considerada neutra quando o gradiente térmico ambiental tem valor igual à razão adiabática seca.

O estudo da temperatura que desenvolvemos neste trabalho concentrar-se-á na região que vai desde a superfície até os 30 Km, restringindo-se à troposfera.

2.2 UMIDADE RELATIVA

A umidade é o termo utilizado para descrever a quantidade de vapor d'água contida na atmosfera. Este se origina a partir da superfície terrestre devido à evaporação e à transpiração. Encontra-se quase metade de todo o vapor d'água da atmosfera nos primeiros 2000m de altitude, por isso muitos meteorologistas utilizam para previsão a carta de 850 hPa (BRANDÃO, 2003). Há uma contínua diminuição da umidade da atmosfera com a altitude até que ela fica virtualmente ausente acima da troposfera.

A umidade é uma variável muito importante na determinação do tempo atmosférico e do clima embora a quantidade de água corresponda a no máximo, 2% da massa total da atmosfera e 4% de seu volume (AYOADE, 2007). Varia espacialmente e com o tempo. A umidade pode variar desde zero em regiões quentes e áridas até um máximo de 3% em volume nas latitudes médias e 4% nos trópicos úmidos na superfície terrestre.

Dentre as tantas importâncias do vapor d'água na atmosfera, pode-se destacar como principais a origem de todas as formas de condensação e precipitação, a absorção de radiação solar e terrestre, a retenção de calor latente e liberação do mesmo quando o vapor se condensa, a influência na estabilidade e instabilidade do ar e por fim a taxa com que ocorre a evaporação e evapotranspiração.

A umidade relativa é um quociente entre a quantidade de vapor d'água presente em um dado volume de ar e a quantidade máxima que este volume de ar pode conter expresso em porcentagem. Ela é a medida de umidade do ar mais usada por ser facilmente obtida usando-se para este fim termômetros de mercúrio com bulbo seco e bulbo úmido. Além disso, ela indica o grau de saturação do ar. Ela é muito influenciada pela temperatura do ar. Desta forma, a umidade relativa pode variar com a mudança da temperatura sem que tenha ocorrido uma variação no conteúdo da umidade do ar. Na realidade, a umidade relativa nos diz o quanto o ar está próximo da saturação.

Para obter-se o valor da umidade relativa, pode se utilizar um psicrômetro, como o mostrado na Figura 04, que é constituído basicamente por dois termômetros comuns, sendo um deles com o bulbo descoberto e o outro com o bulbo revestido por um tecido fino, que é molhado antes do uso do instrumento. O funcionamento de um psicrômetro parte da ideia de que se o ar não estiver saturado, haverá evaporação da água que embebe o revestimento de bulbo úmido. O calor latente necessário à evaporação é retirado do próprio bulbo e a temperatura no bulbo úmido diminui até um ponto que não mais varia.

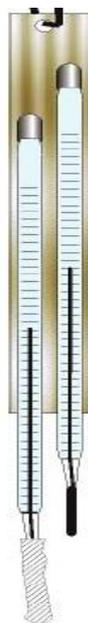


Figura 04. Psicrômetro. Fonte: Varejão- Silva, 2ª versão digital, 2006

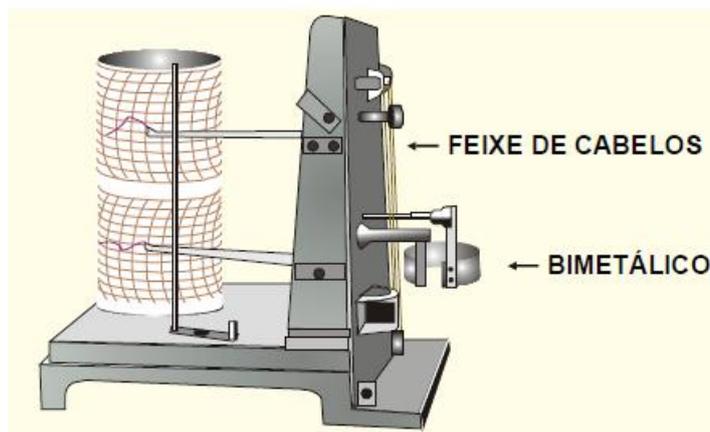


Figura 05. Termohigrógrafo. O funcionamento baseia-se na variação do comprimento a que está sujeito um feixe de cabelos quando a umidade relativa do ar se altera. O feixe se dilata com o aumento de umidade e diminui com a redução da umidade. Normalmente, uma das extremidades do feixe é fixa e a outra é acoplada a um sistema de alavancas. A variação do comprimento do feixe desloca um ponteiro sobre uma escala graduada. Nessa escala, a umidade é lida em porcentagem. Fonte: Varejão-Silva, 2ª versão digital, 2006.

Os higrômetros, higrógrafos e termohigrógrafos são instrumentos que permitem obter de maneira direta a umidade relativa do ar.

Os termohigrógrafos são instrumentos mecânicos duplos. Possuem um sensor de umidade e um sensor de temperatura. O diagrama utilizado neste instrumento chama-se termohigrograma e têm duas faixas distintas, uma para temperatura e outra para umidade. Na figura 05, tem-se a representação de um termohigrógrafo.

2.3 PONTO DE ORVALHO

O ponto de orvalho é a temperatura até a qual o ar precisa ser resfriado à pressão constante para tornar-se saturado (WALLACE & HOBBS, 2006). O ar estará saturado quando a temperatura dos dois termômetros que constituem o psicrômetro forem iguais. O campo de distribuição da temperatura do ponto de orvalho é representado nos mapas de análise meteorológica por uma linha isodrosoterma que une os pontos que apresentam o mesmo valor para o ponto de orvalho (NOGUEIRA & FERNANDES, 2005).

Uma regra simples para converter aproximadamente a umidade relativa para a depressão do ponto de orvalho (diferença entre a temperatura do ar e a do ponto de orvalho) para o ar úmido (umidade maior que 50%) é considerar que o

ponto de orvalho diminui 1°C para cada 5% de diminuição de umidade relativa (WALLACE & HOBBS, 2006).

2.4 VENTO

Chama-se vento a componente horizontal do vetor velocidade do ar. Para a sua caracterização, fazem-se necessários a sua direção, sentido e a sua velocidade escalar, que são grandezas instantâneas e pontuais, pois o escoamento do ar depende das condições atmosféricas (VAREJÃO-SILVA, 2006).

O módulo da velocidade do vento costuma ser expresso em metros por segundo (m/s), quilômetros por hora (km/h) ou em nós (kt). Este último corresponde a uma milha náutica por hora (1852m/s).

A direção do vento descreve a posição do horizonte de onde o vento provém e é expressa em termos do ângulo que o vetor velocidade do vento forma com o norte geográfico (0°) medido no sentido horário. A direção do vento é definida arredondando-se o valor obtido para a dezena de graus mais próxima.

A causa básica do movimento atmosférico horizontal e vertical é o desequilíbrio que ocorre na radiação líquida, na umidade e no *momentum* entre as baixas e as altas latitudes e entre a superfície da Terra e a atmosfera (AYOADE, 2007). Outros fatores que afetam a circulação dos ventos são a topografia da superfície terrestre, as correntes oceânicas e a distribuição das superfícies continentais e oceânicas.

Uma descrição completa dos movimentos da atmosfera exige o conhecimento da posição e da velocidade de cada uma das moléculas que a constituem. Por sua vez, o movimento de cada molécula teria que ser descrito por equações diferenciais. A impossibilidade de desenvolver uma teoria que resolvesse cada uma das equações diferenciais e as acoplasse para formular uma solução conjunta, levou a formular a hipótese do *continuum* (OLIVEIRA et al, 2001). Nesta aproximação, o comportamento da atmosfera seria descrito de forma contínua no espaço e no tempo, expressa por equações diferenciais acopladas. Os coeficientes dessas equações poderiam na prática ser estimados a partir de observações.

BARRY e CHORLEY (1972) descrevem a circulação da massa de ar atmosférica como sendo o padrão em larga escala de vento e pressão que se mantém ao longo do ano ou se repetem sazonalmente.

Chama-se rajada de vento uma variação brusca na intensidade do vento que costuma ser acompanhada por uma variação igualmente brusca na direção. Por essa razão que para fins de climatologia e previsão costuma-se em observações à superfície adotar o valor médio da intensidade do vento em um intervalo de dez minutos. Atribui-se à passagem de turbilhões a razão pela qual ocorrem essas súbitas variações.



Figura 06. Anemômetro de Conchas. Os anemômetros de conchas com contador de voltas mecânico são chamados de totalizadores e fornecem leituras que possibilitam determinar apenas a velocidade média do vento em um dado intervalo de tempo. Possuem um conjunto de engrenagens que convertem o número de rotações do eixo em “distância percorrida” pelo vento, indicando-a digitalmente no visor. Fonte: Varejão- Silva, 2ª versão digital, 2006.

Os anemômetros ou anemógrafos destinam-se a medir os aspectos qualitativos do vento. Tais equipamentos podem ter saída analógica ou digital. Na figura 06, apresenta-se um anemômetro de conchas.

A forma mais simples de observar o vento em níveis atmosféricos é acompanhar a trajetória de um balão inflado com um gás (hélio ou hidrogênio) que sobe ao longo da atmosfera.

Um exemplo deste tipo de aparelho é o de radioventossondas, no qual a determinação da direção e velocidade do vento é determinada por meio das

posições sucessivas obtidas eletronicamente de uma radiossonda em voo. As radiossondas modernas estão equipadas com um GPS (Global Positioning System), capaz de fornecer sua posição instantânea. Os sinais recebidos pelos sensores são transmitidos da radiossonda à superfície terrestre, e repassados a um circuito acoplado a um microcomputador que faz a sua decodificação. Esse é o método que foi utilizado para obter as medidas utilizadas neste trabalho.

Para entender melhor o regime dos ventos, lança-se mão do modelo de Rossby em que se admite que a pressão na superfície do globo terrestre se distribui em faixas alternadas de baixa e alta pressões com uma considerável simetria em relação ao equador térmico (zona de convergência intertropical). Na figura 07, apresenta-se um modelo de circulação meridional dos ventos.

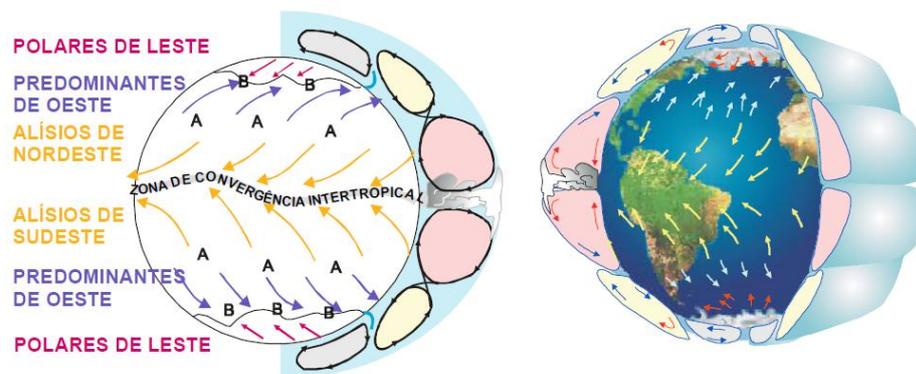


Figura 07. Modelo Teórico de Circulação Meridional dos Ventos. Fonte: Varejão- Silva, 2ª versão digital, 2006.

Segundo o modelo de Rossby existem três células de circulação meridional em cada hemisfério. A faixa tropical (célula de Hadley), a faixa das latitudes médias (célula de Ferrel) e a faixa Polar. Essas células atuam na troposfera desde a superfície até a tropopausa. Na célula de Hadley, para a região equatorial devem convergir (área de baixa pressão) os ventos provenientes das latitudes em torno dos 30°N e 30°S. Os ramos inferiores da célula explicam a existência dos ventos alísios de nordeste e dos alísios de sudeste nos hemisférios norte e sul respectivamente observados principalmente sobre os oceanos onde o efeito da rugosidade é mínima. A faixa de encontro dos alísios é conhecida como zona de convergência intertropical (ZCIT). A uma altitude de 8 a 12 km acima da ZCIT ocorre a divergência (área de alta pressão). Durante muito tempo foi aceita a existência dos ventos contra alísios que migravam do equador para os trópicos na

alta troposfera com direção oposta à dos alísios, entretanto as observações por meio de sondagem atmosférica mostraram que os ventos com a característica dos contra alísios são raros e se comportam como simples predominantes de oeste (270°) na África, América do Sul e Austrália entre 10° e 20° S (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Os ventos predominantes de oeste são os que sopram dos lados polares das faixas subtropicais de pressões altas que defletem à medida que se deslocam para altitudes mais elevadas, tornando-se ventos de sudoeste, nas latitudes temperadas do hemisfério norte e ventos de noroeste ou oeste em latitudes temperadas do hemisfério sul (BLAIR & FITE, 1963).

Já os polares de leste são os ventos que surgem em latitudes polares e que possuem uma forte componente zonal dirigida para oeste. A faixa de encontro entre os polares de leste (frios) e os predominantes de oeste (quentes) é denominada zona de convergência do atlântico sul (ZCAS).

Neste trabalho, concentram-se esforços para entender o regime dos ventos em altitude na região de Cuiabá.

2.5 ALTITUDE GEOPOTENCIAL

O geopotencial em qualquer ponto da superfície do planeta é definido como o trabalho por unidade de massa que deve ser realizado para elevar uma massa qualquer do nível do mar a qualquer outro ponto acima deste levando-se em conta o campo gravitacional do planeta (WALLACE & HOBBS, 2006). Em outras palavras, é a energia potencial gravitacional por unidade de massa, cujas unidades no Sistema Internacional de Unidades são o J/kg ou m^2/s^2 .

A força (em Newtons) atuando em 1kg na altura z acima do nível do mar é numericamente igual à aceleração da gravidade (g).

O trabalho na elevação de 1kg da altura z para $z + dz$ é dada pela equação:

$$d\Phi = g dz \quad (2)$$

O geopotencial na elevação de 1kg até a altura z partindo do nível zero é dado pela equação:

$$\Phi(z) = \int_0^z g dz \quad (3)$$

em que o geopotencial ($\Phi(z)$) na superfície por convenção é tomado como zero na superfície do nível médio do mar. Assim ele só depende da altitude daquele ponto e não da maneira pela qual uma massa alcançou aquele ponto.

Pode-se definir também uma altitude geopotencial Z como:

$$Z = \frac{1}{g_0} \int_0^Z g dz \quad (4)$$

em que g_0 é a aceleração média global da gravidade na superfície do planeta. A altitude geopotencial é utilizada como coordenada atmosférica em muitas aplicações atmosféricas em que a energia desempenha um papel importante como no caso dos movimentos atmosféricos em larga-escala. Na prática, z e Z são numericamente iguais em altitudes inferiores à ordem de grandeza do raio terrestre.

2.6 ENTROPIA

Para se compreender por que o tempo tem um sentido e por que os processos unidirecionais com relação ao tempo são irreversíveis, faz-se necessário a compreensão do conceito de entropia (HALLIDAY & RESNICK, 2002). O caráter unidirecional dos processos e a irreversibilidade são tão comuns na natureza que é visto como algo natural. Se um processo ocorresse em sentido

oposto, causaria muita surpresa, embora nenhum deles quebre a lei da conservação da energia.

Assim não é a lei de conservação de energia que determina o sentido dos processos irreversíveis, mas sim a *variação de entropia*. Se um processo é irreversível ocorre em um sistema fechado, a entropia do sistema sempre aumenta.

É possível definir a variação de entropia de um sistema de duas maneiras. Uma em termos da temperatura do sistema e da energia que o sistema troca em forma de calor, a outra, em termos das formas pelas quais se podem arranjar os átomos ou moléculas de um sistema.

Num gráfico termodinâmico de pressão versus volume, a variação de entropia ΔS em um processo irreversível que leva um sistema de uma situação inicial para uma final é a mesma independente da maneira que o sistema evolui. Pode-se calcular a variação de entropia pela equação:

$$\Delta S = S_f - S_i = \int_i^f \frac{d'Q}{T} \quad (5)$$

onde $d'Q$ é o infinitesimal inexata da energia trocada pelo sistema na forma de calor no processo, T é a temperatura absoluta do sistema no processo.

Quando um gás ideal passa de um estado inicial para um estado final de temperatura e volume, a variação de entropia é dada por (HALLIDAY & RESNICK, 2009):

$$\Delta S = nR \ln \frac{V_f}{V_i} + nC_v \ln \frac{T_f}{T_i} \quad (6)$$

Onde n é o número de mols do gás, R é a constante universal dos gases e vale 8,33J/K.mol e C_v é o calor específico molar a volume constante.

A entropia é uma função de estado de um sistema, então a variação de entropia depende apenas do estado inicial e final do sistema não da maneira pela qual o sistema atingiu o estado.

A entropia de um sistema também pode ser definida em termos das possíveis distribuições de suas moléculas. No caso de moléculas iguais, cada distribuição é chamada de *microestado*. Todos os microestados equivalentes são agrupados em uma configuração do sistema. O número de microestados de uma configuração é a multiplicidade W da configuração.

Em um sistema com N moléculas que podem ser distribuídas nos dois lados de uma caixa, a multiplicidade é dada por:

$$W = \frac{N!}{n_1! n_2!} \quad (7)$$

Onde n_1 é o número de moléculas em um dos lados da caixa e n_2 é o número de moléculas do outro lado. A entropia de um sistema na configuração é dada por:

$$S = k \ln W \quad (8)$$

Onde k é a constante de Boltzmann, que vale $1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$.

Sabe-se da primeira lei da termodinâmica que:

$$dQ = nC_v dT + p dV \quad (9)$$

Onde $d'Q$ é o infinitesimal de calor, n é o número de mols (quociente entre a massa de uma substância e sua massa molar), C_v é o calor molar a volume constante, p é pressão e dV é o infinitesimal de volume.

Ou ainda:

$$dQ = \frac{m}{M} C_v dT + p dV \quad (10)$$

Deseja-se aqui definir também uma maneira de se calcular a entropia para algumas camadas atmosféricas (níveis padrões de pressão). Segundo HOUGHTON (2006) forças gravitacionais e de flutuação são equilibradas e nenhuma outra necessita ser incluída na equação da primeira lei (equação 12) da termodinâmica aplicada à massa unitária (1kg) mostrada abaixo. Se considerarmos que $c_v = C_v/M$, temos:

$$dQ = c_v dT + p dV \quad (11)$$

Onde c_v é o calor específico à volume constante, p é a pressão a que se está submetido a parcela de ar e $d'Q$, dT e dV são os infinitesimais de calor, temperatura e volume respectivamente. Se o movimento da parcela de ar é adiabático, considera-se que dQ é zero.

Se for diferenciada a equação de estado dos gases ideais para a uma massa unitária de ar, obter-se-á:

$$p dV + dpV = \frac{R dT}{M} \quad (12)$$

$$p dV + dpV = (c_p - c_v) dT \quad (13)$$

em que c_p é o calor específico à pressão constante que será considerado com o valor de 1870J/kg.K. Comparando $p dV$ das equações 12 e 14, obtem-se:

$$c_p dT - V dp = d'Q = 0 \quad (14)$$

Substituindo-se dq por TdS , onde S é a entropia e substituindo por V da equação de estado dos gases ideais, tem-se:

$$dS = c_p \frac{dT}{T} - \frac{Rdp}{Mp} \quad (15)$$

Integrando a expressão acima, tem-se a entropia por unidade de massa em um processo adiabático:

$$S = c_p \ln T - \frac{R \ln p}{M} + \text{constante} \quad (16)$$

A equação 17 será utilizada no cálculo da entropia para a massa unitária de ar.

2.7 PRESSÃO

A pressão é definida pela razão entre a componente vertical da força aplicada a uma superfície e a área dessa superfície e portanto é uma grandeza escalar. No estudo da sondagem atmosférica, o enfoque é dado à variação da pressão com a altitude.

Experimentalmente, verifica-se que a pressão é igual em qualquer ponto de um fluido em repouso, a pressão possui o mesmo valor independente da orientação do sensor de pressão.

A unidade de pressão no Sistema Internacional é o N/m^2 (newton por metro quadrado, ou Pascal em homenagem a Blaise Pascal).

O Pascal está relacionado a outras unidades de pressão mediante a seguinte relação:

$$1\text{atm} = 1,01 \cdot 10^5\text{Pa} = 760\text{torr} = 14,7\text{lb}/\text{in}^2(17)$$

Uma *atmosfera* corresponde à pressão média da atmosfera ao nível médio do mar, a unidade milímetro de mercúrio passou a se chamar *torr* em homenagem a Torricelli. A libra por polegada é muitas vezes abreviada por psi.

Chamam-se barômetros os aparelhos destinados a medir a pressão atmosférica. Neste trabalho, as medidas de pressão aparecem em hectopascal (hPa), ou seja, em unidades de 100 Pa. Na figura 08, tem-se uma representação de um barômetro convencional e na figura 09, a representação de um barômetro aneroide.

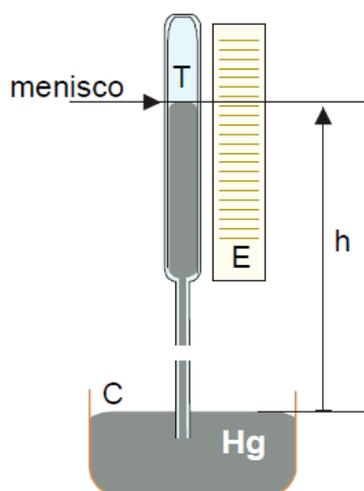


Figura 08. Barômetro Convencional. No esquema do barômetro convencional, mostra-se a escala (E), a cisterna ou cuba (C), o tubo (T) e a altura da coluna de mercúrio. Fonte: Varejão- Silva, 2ª versão digital, 2006.

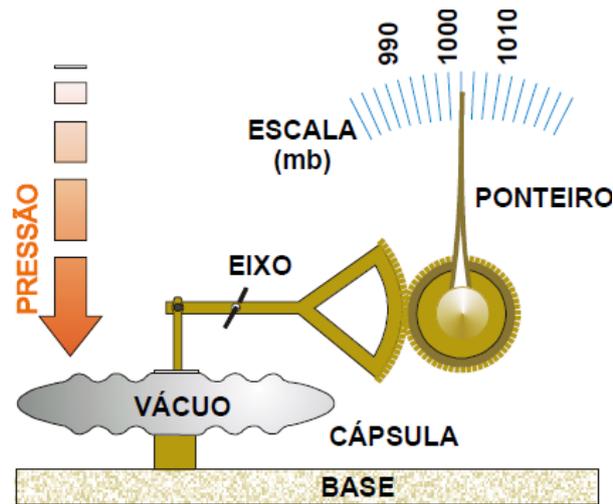


Figura 09. Esquema de um Barômetro Aneróide com cápsula, o sistema de alavancas simplificado e o ponteiro. Fonte: Varejão- Silva, 2ª versão digital, 2006.

O valor da densidade do ar é muito pequeno em relação aos líquidos e a diferença de pressão entre dois pontos próximos no ar é em geral desprezível (RESNICK et al, 1996). Assim em um recipiente pequeno contendo um gás, pode-se admitir que a pressão seja a mesma em todos os pontos. Entretanto isso não acontece se a diferença entre dois pontos é muito grande. A pressão e a densidade do ar variam bastante à medida que há um deslocamento para grandes altitudes na atmosfera.

Pode-se ter uma ideia da variação da pressão com a altitude na atmosfera supondo a densidade diretamente proporcional à pressão. Esta hipótese estaria correta se a temperatura do ar permanecesse a mesma em todas as altitudes. Utilizando-se esta hipótese e supondo que a aceleração gravitacional não varie com a altitude, podemos escrever a equação correspondente ao Teorema de Stevin:

$$\frac{dp}{dy} = -\rho g \quad (18)$$

onde p é a pressão atmosférica em um nível de altitude, y é a altitude geopotencial em relação ao solo, ρ é a densidade do ar e g é a aceleração gravitacional.

como a densidade é proporcional à pressão, tem-se:

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{p}{p_0} \quad (19)$$

onde ρ_0 e p_0 são os valores da densidade e da pressão ao nível do mar. Combinando as duas últimas equações, tem-se:

$$\frac{dp}{dy} = -\frac{g\rho_0 p}{p_0} \quad (20)$$

de modo que:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g\rho_0}{p_0} dy \quad (21)$$

Integrando a expressão desde a pressão ao nível do mar até a pressão na altura desejada, obtém-se:

$$\ln \frac{p}{p_0} = -\frac{g\rho_0}{p_0} y \quad (22)$$

que fazendo a devida integração, leva a:

$$p = p_0 e^{-\frac{g\rho_0 y}{p_0}} \quad (23)$$

onde y é a altitude acima do nível médio do mar.

Na prática, sabe-se que metade da massa da atmosfera está abaixo de 6Km. Neste ponto, a pressão vale aproximadamente 500 hPa, por isso as altitudes na atmosfera são frequentemente definidas com base na pressão atmosférica (FERREIRA, 2010).

2.8 SONDAGENS ATMOSFÉRICAS



Figura 10. Radiossonda. Fonte: Varejão-Silva, 2ª versão digital, 2006.

As estações meteorológicas de altitude (EMA) destinam-se a tratar e coletar os seguintes dados meteorológicos: pressão, temperatura, umidade, direção e velocidade do vento. Estes últimos são obtidos por meio do posicionamento do balão em função do tempo e das coordenadas verticais e horizontais em relação ao ponto em que foi lançado no solo (MCA 105-9). Chama-se radiossondagem o processo de coleta e tratamento de dados de uma EMA. Na figura 10, temos uma radiossonda utilizada no DTCEA-CY. É a principal maneira de se obter dados do ar superior.

A radiossondagem é utilizada para a previsão numérica do tempo atmosférico, de vento e temperatura em níveis de voo, turbulência, formação de gelo em aeronaves, cálculo da probabilidade de trovoada, formação de nuvens, desenvolvimento de trilhas de condensação e avaliação do movimento e dispersão de cinzas vulcânicas e nuvens radioativas.

Devido à abrangência das pesquisas e à necessidade de padronização, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) recomenda que as radiossondagens

sejam realizadas às 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTCs (horário de Greenwich). O serviço da aeronáutica adota os horários das 00:00 e 12:00 UTC, ou seja, são lançados dois balões meteorológicos por dia. O balão pode ser lançado, entretanto 30 minutos antes ou depois de cada um desses horários.

Os equipamentos empregados em uma radiossondagem são divididos em equipamentos de voo e equipamentos de terra. Os equipamentos de voo são os sensores e transmissores, antena GPS remota e processador. Os equipamentos de terra são os equipamentos de recepção, processamento, análise e registro das informações.



Figura 11. Balão meteorológico com sonda e paraquedas. Fonte: atmos.millersville.edu

Balões, gases, bateria e paraquedas são os equipamentos de transporte, ou seja, utilizados para realizar a radiossondagem. Tem-se na figura 11, um balão inflado com gás hidrogênio carregando uma sonda e um paraquedas subindo ao longo da atmosfera. Para transportar as sondas, são geralmente empregados balões de forma esférica, fabricados de borracha natural ou borracha sintética. Os gases mais apropriados para encher o balão são o hidrogênio e o hélio. Sendo este último o mais recomendado, pois não é explosivo, entretanto o que dificulta a sua obtenção é o preço mais elevado. A bateria utilizada para a alimentação da sonda é embalada em lata desumidificada. Na fase de preparação da sonda, a bateria é posta na água para a sua ativação. Depois de sua ativação, conecta-se à sonda. O paraquedas deverá ser atado a todo o conjunto de voo no intuito de amortecer a queda da sonda quando estourar o balão.

A precisão das informações fornecidas sobre cada elemento captado pela sonda varia conforme o equipamento utilizado na EMA. O recomendado pela OMM encontra-se na tabela 01 a seguir:

Tabela 01. Precisão na coleta de dados de uma sondagem

Váriavel	Precisão
PRESSÃO	± 1 hPa
TEMPERATURA	$\pm 0,5^\circ\text{C}$ da superfície até 100 hPa; $\pm 1^\circ\text{C}$ de 100hPa até 5hPa
UMIDADE RELATIVA	$\pm 0,5\%$
DIREÇÃO DO VENTO	$\pm 5^\circ$ para velocidades abaixo de 15m/s e $\pm 2,5^\circ$ para velocidades acima de 15m/s da superfície até 100 hPa. $\pm 5^\circ$ de 100hpa até 5 hPa.
VELOCIDADE DO VENTO	± 1 m/s da superfície até 100hpa; ± 2 m/s de 100 hPa até 5hPa.
ALTITUDE GEOPOTENCIAL	$\pm 1\%$ próximo à superfície, descendo até $\pm 0,5\%$ em 100hPa.

2.9 SÉRIES DE FOURIER

Quando os elementos de uma série são números, tem-se uma *série numérica*, cuja soma pode ser expressa por:

$$\sum_{n=n_0}^{n=n_f} a_n$$

em que a_n são os elementos da série e n é um número inteiro, chamado índice da série que varia desde n_0 até n_f , também inteiros. A forma explícita de a_n é chamada de lei de formação da série.

Fenômenos periódicos que envolvem ondas, máquinas rotativas ou forças motrizes repetitivas são descritas por funções periódicas. Séries de Fourier são

ferramentas básicas para resolver equações diferenciais ordinárias e equações diferenciais parciais com condições de contorno periódicas (ARFKEN & WEBER, 2005).

Um *problema de valor de contorno* envolvendo uma equação diferencial parcial busca todas as soluções da equação que satisfaçam determinadas condições chamadas *condições de contorno*.

Para se obter uma solução de um determinado problema de valor de contorno, necessita-se conhecer o desenvolvimento de uma função em uma série trigonométrica (SPIEGEL, 1976).

Diz-se que uma função $f(x)$ é periódica com período P (constante e positivo) se para todo x , $f(x) = f(x + P)$.

Seja uma função $f(x)$ definida no intervalo da reta real e de forma que $f(x + 2L) = f(x)$, ou seja, supõe-se que a função é periódica de período $2L$. Define-se a *série de Fourier* de $f(x)$ como:

$$\frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} \left(a_n \cos \frac{n\pi x}{L} + b_n \operatorname{sen} \frac{n\pi x}{L} \right) \quad (24)$$

Onde os coeficientes de Fourier a_n e b_n são:

$$a_n = \frac{1}{L} \int_{-L}^L f(x) \cos \frac{n\pi x}{L} dx \quad (25)$$

$$b_n = \frac{1}{L} \int_{-L}^L f(x) \operatorname{sen} \frac{n\pi x}{L} dx \quad (26)$$

O termo constante na equação que define a série de Fourier é igual a:

$$\frac{a_0}{2} = \frac{1}{2L} \int_{-L}^L f(x) dx \quad (27)$$

Que é a média de $f(x)$ sobre o período.

Fisicamente, os coeficientes de Fourier representam a intensidade média de cada variável meteorológica aqui estudada.

Outro modo de se detectar a periodicidade seria por meio do espectro de potência. Entretanto, observa-se que para estudos do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, o método detecta períodos muito estranhos, os quais parecem estar associados a nenhum fenômeno natural. Isto se observa em MARIANO (2008) no estudo realizado com variáveis microclimatológicas em uma área de ecótono entre os biomas Amazônia e cerrado no norte de Mato Grosso e VIDAL (2009) no estudo realizado com variáveis microclimatológicas no DTCEA-CY na Grande Cuiabá.

2.10 TEORIA DA COMPLEXIDADE

Existe diferença entre o balanço de um pêndulo e a batida de um coração? E entre um cristal de gelo e um floco de neve? O mundo dos fenômenos físicos e químicos é basicamente um mundo simples e previsível onde tudo que é observado é interpretado adequadamente segundo umas poucas interações fundamentais?

Um exame de dados experimentais leva a concluir que a distinção entre fenômenos físico-químicos e biológicos, entre comportamento simples e complexo, não é tão fácil como se pode imaginar de maneira intuitiva (NICOLIS & PRIGOGINE, 1998).

Essa observação sugere uma visão pluralística do mundo físico. Visão esta que pode acomodar um mundo em que diferentes tipos de fenômenos coexistem lado a lado quando as condições a que está submetido o sistema experimentam uma variação.

O conjunto de técnicas e métodos a que se dá o nome de *ciências da complexidade* estuda duas situações: o comportamento complexo dos sistemas

simples (com poucos graus de liberdade) e o comportamento coletivo e estruturado dos sistemas complexos (com muitos graus de liberdade) (MENDES, 1998).

Alguns sistemas simples mostram comportamento bastante complexo. Por exemplo, o pêndulo duplo na figura 12, é um sistema com apenas dois graus de liberdade, embora determinado por equações de evolução simples, tem um movimento aparentemente errático e imprevisível.

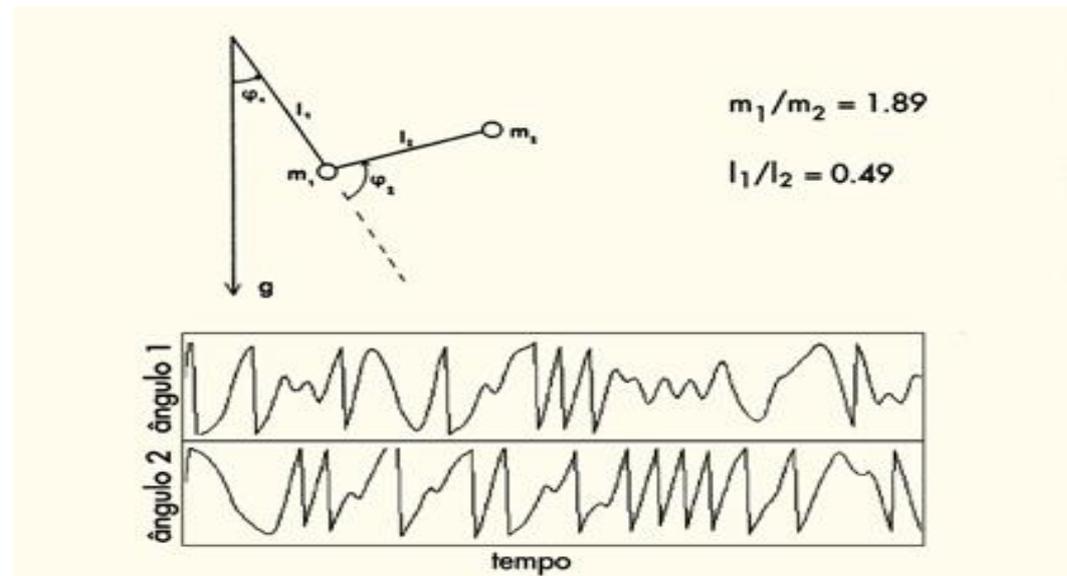


Figura 12. Comportamento complexo de um sistema simples formado por dois pêndulos. Fonte: MENDES, R.V. **Medidas de Complexidade e Auto-Organização**, Universidade Técnica de Lisboa.

Se sistemas simples mostram comportamentos complexos, é de se esperar que sistemas complexos, mostrassem comportamentos ainda mais complexos. Isto é verdade em certos casos como o da atmosfera terrestre, a qual se torna praticamente imprevisível em intervalos de tempo muito curtos, como qualquer expectador do boletim meteorológico poderá testemunhar. Entretanto, nem sempre isso acontece. Um organismo humano tem bilhões de células e um cérebro com 10^{11} neurônios e na maior parte dos casos, os organismos têm comportamento extremamente simples. Basta examinar a assistência em um jogo de futebol, de um comício político ou de um espetáculo musical. O que se observa é uma estruturação coletiva das partes de um sistema que conduz a um comportamento sincronizado. Em geral, a um conjunto de comportamentos padronizados e previsíveis, condicionados por estruturas interpessoais, sociais e culturais bem mais simples que os organismos que nelas participam (Figura 13).



Figura 13 - O comportamento simples de um sistema complexo (*O Animal Humano*, Desmond Moris, Gradiva 1996). Fonte: MENDES, R.V. **Medidas de Complexidade e Auto-Organização**, Universidade Técnica de Lisboa.

2.11 RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA DE SISTEMAS COMPLEXOS A PARTIR DOS DADOS DE UMA SÉRIE TEMPORAL

A primeira tentativa de reconstruir um atrator caótico através da evolução de uma variável foi feita por PACKARD et al (1980). Esses analisaram o sistema dinâmico de Rössler em um espaço de fase formado pelos eixos x , dx/dt e d^2x/dt^2 . Conseguiram provar que a figura geométrica que caracteriza o comportamento assintótico (que sofre uma divergência exponencial) do sistema é equivalente no que diz respeito ao formato, ao atrator original obtido por meio das equações diferenciais de evolução para x , y e z . Este método tem como uma de suas desvantagens de que a determinação numérica de derivadas de um conjunto discreto de pontos é muito sensível a ruído, tornando seu cálculo impreciso.

TAKENS (1980) provou que em um espaço de fase (o espaço gerado pelos eixos) formado por eixos $x(t), x(t + \tau), \dots, x(t + (N - 1)\tau)$, onde τ é uma defasagem temporal fixa e N é o enésimo eixo, que o atrator reconstruído é topologicamente equivalente ao atrator real, onde só se conhece a evolução temporal em tempo discreto da variável x .

Para medir o quanto um sistema é sensível, faz-se necessário medir a taxa com que dois pontos muito próximos se distanciam com a evolução do sistema. O

matemático russo Alexander M. Lyapunov desenvolveu um método de medida do afastamento entre dois pontos iniciais considerando que a taxa de aumento medida da distância fosse exponencial. Assim, utilizam-se os expoentes característicos de Lyapunov para medir a sensibilidade às variações nas condições iniciais. Este se trata de um dos principais critérios para definir comportamento caótico. O sistema caótico caracteriza-se por uma divergência exponencial de condições iniciais próximas, o que implica em pelo menos um expoente positivo.

A principal característica das duas técnicas é a preservação dos invariantes do sistema, ou seja, a dimensão de correlação do atrator e expoentes de Lyapunov, contudo não é o que se observa quando se estuda a atmosfera como se pode ver entre tantos autores, CAPISTRANO (2007) e MELLO (2010).

Poder-se-ia pensar que séries temporais de uma simples variável teriam uma quantidade limitada de informações. Poder-se-ia afirmar até que elas possuiriam apenas uma visão unidimensional para o sistema, entretanto elas contêm um grande número de variáveis interdependentes. Na realidade, as séries temporais são muito mais ricas, pois carregam consigo a marca de todas as outras variáveis que fazem parte da dinâmica e permitem que se possa identificar aspectos chave do sistema independentemente de qualquer modelo (NICOLIS & PRIGOGINE, 1998).

Seja $X_0(t)$ uma série temporal derivada de dados experimentais, então espera-se que outras séries derivadas da original $\{X_K(t)\}$, com K variando de 1 até $n - 1$, esperam-se façam parte da dinâmica. Como não há confiança em nenhum modelo particular, deseja-se reconstruir a dinâmica somente a partir do conhecimento de $X_0(t)$. Para isto, considera-se o espaço de fase constituído pelas seguintes variáveis $\{X_K\}$, $K = 0, 1, 2, \dots, n - 1$.

Dessa forma, o estado instantâneo do sistema torna-se um ponto neste espaço de fase. Considerando que uma sequência dos referidos pontos seguem uma curva, é esta a trajetória do sistema no espaço de fase. Com o decorrer do tempo, o sistema pode alcançar um estado de regime permanente e sua dinâmica pode ser regida de uma forma aproximada por um conjunto de leis determinísticas dissipativas. Isto se reflete pela convergência de famílias de trajetórias de fase para um subconjunto do espaço de fase, também denominado de atrator (NICOLIS & PRIGOGINE, 1998). A meta principal é aqui encontrar uma resposta para três questões.

A primeira questão que vem à tona é se é possível identificar um atrator

sendo dada uma determinada série temporal? Em outras palavras, os aspectos salientes do sistema sondado por séries temporais podem ser vistos como manifestação de dinâmica determinística ou elas contêm um elemento estocástico irreduzível?

A segunda questão parte do princípio que se existe o atrator, qual é sua dimensionalidade d ? Sabe-se a partir desta análise que a dimensionalidade fornece informações preciosas sobre a dinâmica do sistema. Por exemplo, se $d = 1$, trata-se de oscilações periódicas autosustentadas; Se $d = 2$, trata-se de oscilações semiperiódicas de duas frequências incomensuráveis; por fim, se d é não-inteiro e superior a 2, o sistema possui oscilação não periódica bem como uma imprevisibilidade intrínseca.

A terceira questão diz respeito a qual é a dimensionalidade mínima n no espaço de fase em que o atrator está imerso? Este conceito define o número mínimo de variáveis que devem ser consideradas na descrição da dinâmica. Nota-se necessariamente que $d < n$.

O primeiro passo é identificar o número adequado de variáveis que medem o espaço de fase. Uma maneira conveniente de se fazer isso é desdobrar a série temporal original $X_0(t)$ em defasagens temporais τ múltiplas de um valor de tempo inteiro fixo. Tomando-se N pontos equidistantes a partir de um conjunto de dados, chega-se ao seguinte conjunto de variáveis discretizadas:

$$\begin{aligned} X_0 &: X_0(t_1), \dots, X_0(t_n) \\ X_1 &: X_0(t_1 + \tau), \dots, X_0(t_n + \tau) \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \\ X_{n-1} &: X_0[t_1 + (n-1)\tau], \dots, X_0[t_n + (n-1)\tau] \end{aligned} \quad (28)$$

Para uma escolha adequada do tempo de defasagem, espera-se que estas variáveis sejam linearmente independentes e isso é tudo que se faz necessário definir para o espaço de fase. Assim, todas estas variáveis podem ser deduzidas a partir de séries temporais simples pertencentes a $X_0(t)$. Tem-se então informação suficiente para ir além do espaço unidimensional das séries temporais originais.

Esta informação permite que se faça um desenho do sistema ou sua projeção em um subespaço de menor dimensão que o espaço de fase completo.

O próximo objetivo agora é caracterizar a complexidade da dinâmica mais formalmente, utilizando-se de técnicas da teoria de sistemas dinâmicos.

Como já foi visto, a notação vetorial X_i representa um ponto no espaço de fase cujas coordenadas são $\{X_0(t_i), \dots, X_0[t_i + (n - 1)\tau]\}$. Um ponto de referência X_i é escolhido destes dados e todas as distâncias $|X_i - X_j|$ dos $N - 1$ pontos restantes são computadas. Isto permite calcular os pontos do conjunto de dados que estão dentro de uma distância r do ponto X_i no espaço de fase. Repetindo o processo para todos os valores de i , chega-se à quantidade:

$$C(r) = \frac{1}{N^2} \sum_{\substack{i,j=1 \\ i \neq j}}^N \theta(r - |X_i - X_j|) \quad (29)$$

onde θ é a função de Heaviside, $\theta(x) = 0$, se $x < 0$ e $\theta(x) = 1$ se $x > 0$. Os valores não-nulos de $C(r)$ medem a extensão em que a presença de um ponto de dados afeta a posição de outros pontos. $C(r)$ pode também ser entendido como uma *função de correlação* integral do atrator.

Suponha que se fixe uma pequena distância ε e se utilize desta para sondar a estrutura do atrator. Se este for uma linha, o número de pontos no interior de uma distância r de um ponto recomendado deve ser proporcional a r/ε . Se tratar-se de uma superfície, este número deve ser proporcional a $(r/\varepsilon)^2$ e se ele tem dimensão d , deve ser proporcional a $(r/\varepsilon)^d$. Então, espera-se que para um r muito pequeno, a variação de $C(r)$ ocorra segundo a equação:

$$C(r) = r^d \quad (30)$$

Em outras palavras, a dimensionalidade do atrator é dado pela inclinação de $\ln C(r)$ versus $\ln r$ em um certo alcance de r . Aplicando o logaritmo neperiano na equação acima, tem-se:

$$\ln C(r) = d \ln r \quad (31)$$

onde a quantidade d é a dimensão de correlação proposta por GRASSBERGER e PROCACCIA (1983).

A dimensão de correlação é muito utilizada para determinar a existência de dinâmica caótica. Caos determinístico é identificado geralmente se a dimensão de correlação converge para um determinado valor com valores cada vez mais altos da dimensão de imersão (dimensão do espaço de fase). No caso em que se trata de uma série temporal aleatória, o valor da dimensão de correlação não satura quando a dimensão de imersão é acrescida, pois a aleatoriedade está associada a um processo estocástico e não caótico. Segundo ALLIGOOD et al (1997), as trajetórias de um sistema caótico oscilam em uma região limitada do espaço de fase sem apresentar periodicidade, este espaço limitado é o atrator caótico. Se a geometria gerada por estados assintóticos das trajetórias for um fractal, o atrator é denominado de estranho. A dimensão de correlação do atrator é uma propriedade deste último independente das condições iniciais.

O resultado acima sugere o dispositivo prático composto por três etapas. Primeiro, começando por uma série temporal dada, constrói-se a função de correlação considerando valores sucessivamente maiores de dimensionalidade n no espaço de fase; segundo, calcula-se a inclinação próxima à origem de acordo com a última equação e observa-se como o resultado varia com o aumento de n ; por último, se a dependência de d versus n satura para um n relativamente pequeno, o sistema representado pela série temporal possui um atrator. Este valor de saturação d representa a dimensionalidade do atrator. O valor de n depois que a saturação é observada representa o número mínimo de variáveis necessárias para modelar o comportamento representado pelo atrator.

2.12 ESCOLHA DA DEFASAGEM TEMPORAL

Ao se reconstruir o atrator produzindo uma nuvem de pontos em uma determinada dimensão de imersão (o número de variáveis mínimas que define a dinâmica do atrator), estes pontos devem ser independentes um do outro (TSONIS et al, 1993). Se por acaso a série original e defasada forem aproximadamente iguais, os pontos tenderão a cair na reta diagonal de um gráfico de dimensão de correlação versus dimensão de imersão, podendo assim superestimar o valor da dimensão de correlação. Então, a defasagem precisa ser escolhida de modo a gerar

pontos que não estão correlacionados a pontos da série original. Assim a escolha deve ser em termos da não correlação. Um procedimento simples seria considerar a defasagem em que a função de autocorrelação atinge o valor zero pela primeira vez. FRAZER & SWINNEY (1986) dizem que, pelo fato de a função de autocorrelação linear medir a dependência linear entre pontos sucessivos, ela pode não ser útil uma vez que se está lidando com uma dinâmica não linear. ABARBANEL et al (1993) sugerem a escolha da defasagem pelo primeiro mínimo de um gráfico de informação mútua, pois esta última mede a independência geral entre pontos sucessivos. Neste trabalho, utilizar-se-á este último método.

Para compreender melhor o conceito de informação mútua, faz-se necessário entender o conceito de entropia na teoria da informação cujo primeiro trabalho se deve a Shannon. Este mostra que processos aleatórios, tais como a fala ou a música tem uma complexidade abaixo da qual o sinal pode ser comprimido (SHANNON, 1948).

A entropia relativa $D(p:q)$ mede a ineficiência de assumir que uma distribuição é q quando a distribuição verdadeira é p (BARÃO, 2003). Por exemplo, se for conhecida a distribuição verdadeira de uma variável aleatória, pode-se construir um código de comprimento médio $H(p)$. Entretanto, se for usado um código desenhado para uma distribuição q , haveria uma desadequação do código à variável aleatória e seriam necessários $H(p) + D(p:q)$ bits em média para descrever a variável aleatória.

A entropia relativa entre duas posições p e q é definida por:

$$D(p:q) = \sum_{x \in X} p(x) \log \frac{p(x)}{q(x)} \quad (32)$$

Onde $p(x)$ e $q(x)$ representam as distribuições de probabilidade de p e de q respectivamente e X é a distribuição a que x pertence.

Pode-se definir informação mútua informalmente como uma medida da quantidade de informação que uma variável aleatória contém a respeito de outra (BARÃO, 2003).

Considerando-se duas variáveis aleatórias x e y com distribuição conjunta $p(x,y)$ e distribuições marginais $p(x)$ e $p(y)$, a informação mútua $I(X,Y)$ é a entropia relativa entre a distribuição conjunta e o produto das marginais. Assim

temos:

$$I(X, Y) = \sum_{x \in X} \sum_{y \in Y} p(x, y) \log \frac{p(x, y)}{p(x)p(y)} \quad (33)$$

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 DADOS OBTIDOS DA SONDAGEM

O estudo da caracterização do ar superior de Cuiabá é feito com um histórico das sondagens atmosféricas no período compreendido entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010 realizadas na estação meteorológica de altitude do DTCEA-CY, localizada na Avenida João Ponce de Arruda, bairro Jardim Aeroporto, ao lado do aeroporto Marechal Rondon em Várzea Grande. Uma parte dos dados de temperatura, umidade relativa, ponto de orvalho, vento e altitude geopotencial aqui utilizados foram obtidos do histórico do ar superior de Cuiabá no DTCEA-CY com a autorização do CINDACTA1 (Primeiro Centro Integrado de Defesa Aérea e Controle de Tráfego Aéreo) localizado em Brasília e outra parte obtida do site www.uwyo.edu/upper/sounding da Universidade de Wyoming, Estados Unidos, com livre acesso.

Entretanto, as análises feitas com a série de Fourier para obter as periodicidades e a dimensão de correlação para se obter a complexidade, foram realizadas com uma série menor de dados (01 de outubro de 2004 a 06 de dezembro de 2006), ou seja, 1590 conjunto de dados. A redução deve-se às falhas existentes. Falhas estas devido a lançamentos improdutivos, onde ocorrem falhas na captação de dados e falta de material para realizar a sondagem.

O intervalo de tempo entre as sondagens é de 12 horas, pois são realizadas duas sondagens por dia.

As variáveis captadas diretamente pela sonda são temperatura, umidade relativa, ponto de orvalho, vento e altitude geopotencial.

Os dados são obtidos para 15 superfícies isobáricas: 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10.

Destas quinze superfícies padrão de pressão, escolhemos trabalhar com os dados de apenas cinco: 850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa e 200hPa. Devido a sua maior importância do ponto de vista das cartas de previsão.

A superfície de 850 hPa equivale a aproximadamente 1528 metros de altitude geopotencial como será visto na caracterização do ar superior de Cuiabá,

é muito utilizada nas cartas de previsão e localização de frentes frias para analisar a distribuição da umidade em baixos níveis da atmosfera. Ela também é muito utilizada para a análise do comportamento do vento em baixos níveis da atmosfera, conhecidos também por jatos de baixos níveis (BRANDÃO, 2003).

A superfície de 700 hPa, equivalente a 3169 metros de altitude geopotencial, tem grande aplicação no verão, pois nela podem ser traçadas isotermas de interesse para a análise de baixas térmicas. Constitui com as demais cartas de altitude, uma ferramenta a mais para que se possa compreender a atmosfera superior (BRANDÃO, 2003).

A superfície de 500 hPa, por refletir o fluxo médio da atmosfera, é utilizada juntamente com a carta de superfície para cálculos sobre deslocamento, intensificação e dissipação de sistemas frontais. É também utilizada para o estudo de advecção de vorticidade em níveis superiores da atmosfera, corresponde a uma altitude geopotencial de 5883 metros (BRANDÃO, 2003).

As superfícies de 300 e 200 hPa que equivalem a 9699 e 12432 metros respectivamente são importantes para o estudo de corrente de jato e vorticidade em altos níveis. Os jatos de altos níveis são definidos como uma região de vento máximo superior a 70 nós (BRANDÃO, 2003).

3.2 PERIODICIDADES COM SÉRIES DE FOURIER

Utilizou-se o programa Fourier.exe desenvolvido pelo grupo de pesquisa em Física Ambiental para fazer o cálculo dos primeiros 1590 (a quantidade de dados em cada variável por nível) a_n e b_n para cada uma das variáveis micrometeorológicas, em seguida obtivemos o comportamento dos valores de a_n e b_n em função de n em uma planilha eletrônica.

Os períodos dominantes foram calculados depois de encontrados os picos nos gráficos das médias mensais, sendo calculados por meio da equação:

$$T = \frac{1590}{n} \quad (34)$$

em que T é o período (em 0,5 dia); 1590 é a quantidade de dados utilizados em cada variável por nível e n a ordem do coeficiente correspondente ao pico.

3.3 DETERMINAÇÃO DA DEFASAGEM PELA INFORMAÇÃO MÚTUA

De cada variável meteorológica do ar superior e em cada nível foram obtidas a informação mútua mínima utilizando 1590 dados e número de intervalos igual a 10. O programa utilizado (*minf*), que foi desenvolvido pelo Grupo de Pesquisa em Física Ambiental da UFMT, gera informações partindo do número de dados da série e o tempo de defasagem desejado.

3.4 DIMENSÃO DE CORRELAÇÃO

O valor de defasagem temporal obtido pelo programa MINF foi padronizado em $3 \times 0,5$ dia (1,5 dia), devido a grande quantidade de ocorrências em seguida foram calculados todas as dimensionalidades dos atratores (dimensão de correlação) por meio de um gráfico de $\log C$ obtido diretamente pelo programa Heaviside desenvolvido pelo grupo de pesquisa em Física Ambiental da UFMT, por $\log r$, com r variando de -2 a 3 de 0,02 em 0,02; totalizando 251 pontos em cada eixo. A dimensionalidade dos atratores é exatamente o maior coeficiente angular obtido em um gráfico de $\log C$ por $\log r$ com n (número de variáveis no espaço de fase) crescente.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CARACTERIZAÇÃO DO AR SUPERIOR DE CUIABÁ

A seguir tem-se tabelas que apresentam a média e o desvio padrão das variáveis temperatura, umidade relativa, ponto de orvalho, vento e altitude geopotencial do ar superior de Cuiabá para os níveis de 850, 700, 500, 300 e 200 hPa entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010. A entropia foi analisada entre 01 de outubro de 2004 e 06 de dezembro de 2012.

Observa-se na tabela 02 que para a temperatura, há uma diminuição do desvio padrão à medida que há um deslocamento de 850 hPa (menor altitude) para 200 hPa (maior altitude), o que indica uma maior estabilidade do valor médio da temperatura em níveis mais elevados da atmosfera.

Tabela 02. Média e desvio padrão para a Temperatura por superfície isobárica entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010.

SUPERFÍCIE ISOBÁRICA (hPa)	MÉDIA(°C)	DESVIO PADRÃO(°C)
850	19,4	2,11
700	9,01	1,67
500	-5,54	1,58
300	-31,6	1,90
200	-53,7	1,33

Observa-se na tabela 03 que o valor médio da umidade relativa é bastante instável em cada nível e diminui com a altitude, pois ocorre um desvio padrão enorme, principalmente nas superfícies isobáricas de 500, 300 e 200 hPa. Isso provavelmente se deve às formações de nuvens convectivas ou cumuliformes (cúmulos, alto-cúmulos, cúmulo-nimbos, cirro-cúmulos) associadas à instabilidade do ar. Em física da atmosfera, observa-se que não há estudos que mostrem um comportamento médio de como a umidade varia com a altitude.

Tabela 03. Média e desvio padrão para a Umidade Relativa por superfície isobárica entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010.

SUPERFÍCIE ISOBÁRICA (hPa)	MÉDIA (%)	DESVIO PADRÃO(%)
850	62	18
700	60	23
500	37	32
300	23	23
200	17	17

Na tabela 04, percebe-se que da mesma maneira que a temperatura do ar e a umidade relativa, o ponto de orvalho diminui com a diminuição da pressão na superfície isobárica.

Tabela 04. Média e desvio padrão para o Ponto de Orvalho por superfície isobárica entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010.

SUPERFÍCIE ISOBÁRICA (hPa)	MÉDIA (°C)	DESVIO PADRÃO(°C)
850	11,1	4,92
700	-0,47	9,76
500	-25,5	16,6
300	-49,3	11,8
200	-67,9	7,53

Como se vê na tabela 05, a intensidade média dos ventos é pelo menos dobrada nos níveis de 300 e 200 hPas em relação aos níveis de 850 e 700 hPas.

Tabela 05. Média e desvio padrão para a Intensidade do Vento por superfície isobárica entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010.

SUPERFÍCIE ISOBÁRICA (hPa)	MÉDIA (m/s)	DESVIO PADRÃO (m/s)
850	5,5	2,9
700	5,6	2,9
500	6,2	3,6
300	11	7,7
200	15	9,5

Na tabela 06, observa-se o aumento da altitude geopotencial à medida que se diminui a pressão na superfície isobárica.

Tabela 06. Média e desvio padrão para a Altitude Geopotencial por superfície isobárica entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010.

SUPERFÍCIE ISOBÁRICA (hPa)	MÉDIA (m)	DESVIO PADRÃO (m)
850	1528	22,91
700	3169	21,04
500	5883	21,12
300	9699	33,58
200	12432	191,16

Observa-se na tabela 07 que os desvios padrões para a variável entropia têm um valor muito baixo em relação à média, o que sugere uma grande estabilidade da variável. Isso se deve provavelmente ao fato de que o cálculo envolve o logaritmo neperiano da temperatura e da pressão. Como há um aumento cada vez menor a partir do nível de 700 hPa do valor médio de entropia, pode-se imaginar que a troca de calor entre as camadas mais elevadas torna-se cada vez menor.

Tabela 07. Média e desvio padrão para a Entropia por superfície isobárica entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010.

SUPERFÍCIE ISOBÁRICA (hPa)	MÉDIA (J/K)	DESVIO PADRÃO (J/K)
850	5385	12,64
700	5405	10,56
500	5462	11,33
300	5508	15,30
200	5517	10,51

Percebe-se pela tabela 08 que a partir de 500 hPa, a direção do vento predominante deixa de ser noroeste, norte e nordeste para noroeste, oeste, sudoeste em virtude da circulação predominante de oeste que os faz girar. Perto da superfície, ela é interrompida por perturbações atmosféricas e pelos ventos irregulares e intermitentes que sopram de todas as direções. Ao nível das nuvens cirrus (cerca de 10000 metros) firma-se como de oeste (BLAIR & FITE, 1963).

Tabela 08. Predominância da Direção do Vento por Superfície Isobárica entre 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010.

SUPERFÍCIE ISOBÁRICA (hPa)	1 ^a	2 ^a
	PREDOMINÂNCIA DA DIREÇÃO DO VENTO (GRAUS)	PREDOMINÂNCIA DA DIREÇÃO DO VENTO (GRAUS)
850	1 a 45	316 a 360
700	1 a 45	316 a 360
500	271 a 315	226 a 270
300	271 a 315	226 a 270
200	271 a 315	226 a 270

4.1.1 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 850 hPa

Como se pode verificar na figura 14, as temperaturas em 850 hPa oscilam no período de tempo estudado entre 8,0 e 37,0°C. A temperatura de 37°C pode ocorrer às vezes por uma inversão térmica, ou seja, o aumento da temperatura com o aumento da altitude em plena troposfera. A média das temperaturas neste nível encontra-se em 19,4°C e o desvio padrão ficou em 2,11°C.

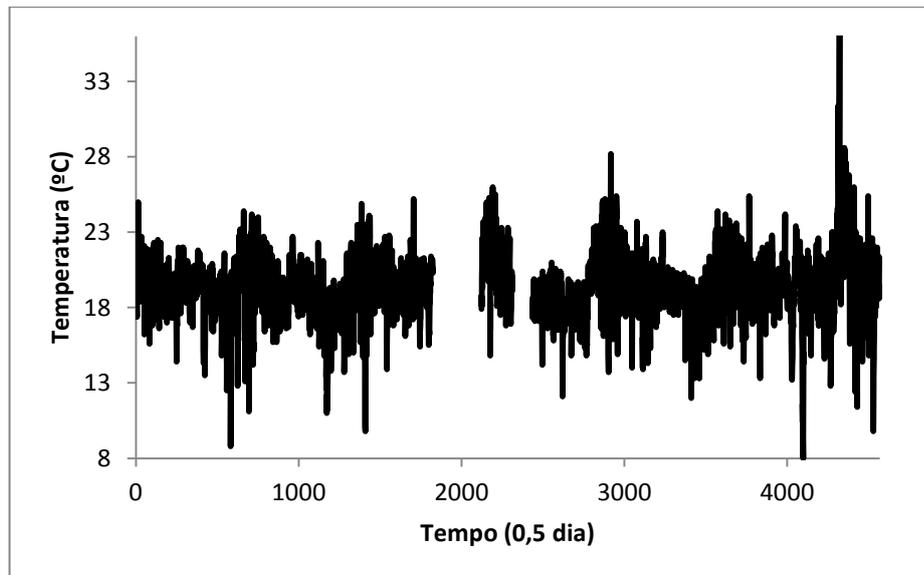


Figura 14. Comportamento da Temperatura em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode verificar na figura 15, a umidade relativa assume toda a gama de valores possíveis entre 0 e 100% no nível de 850 hPa. Com uma única ocorrência de 1%, as demais mínimas estão perto dos 10%. O valor médio neste nível é de 62% com desvio padrão de 18%.

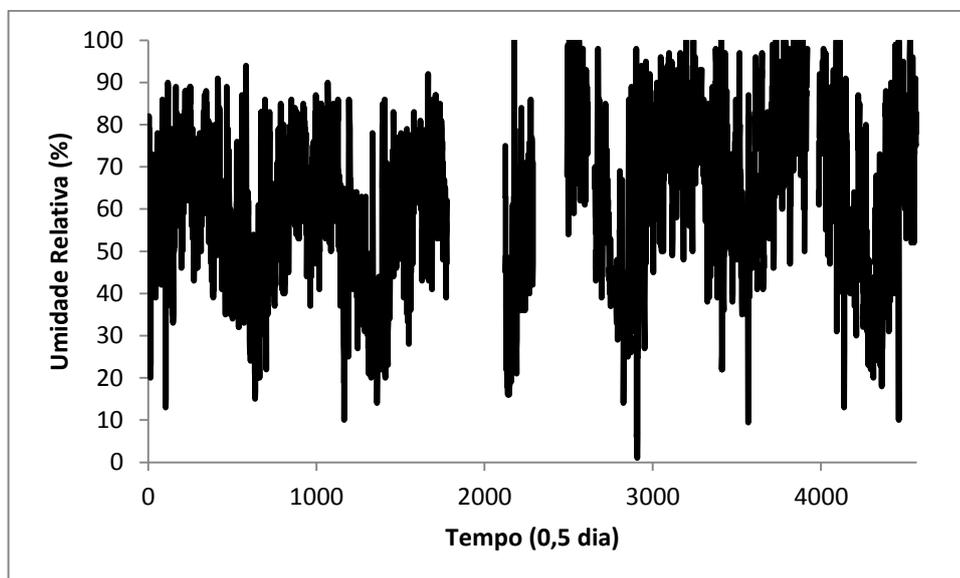


Figura 15. Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode ver na figura 16, o ponto de orvalho em 850 hPa assume valores que vão desde -38,1 até 28°C. O valor médio ficou em 11,1 graus Celsius com desvio padrão em 4,92°C.

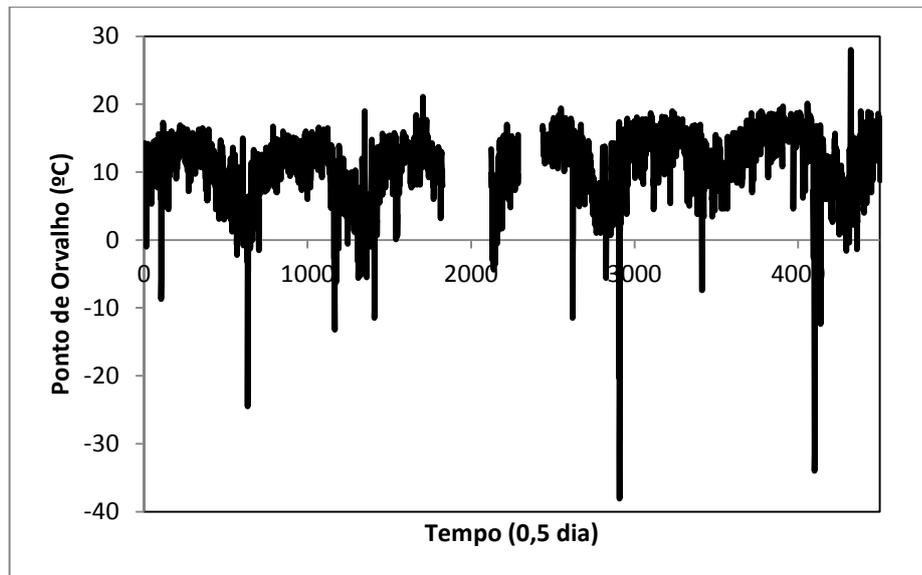


Figura 16. Comportamento do Ponto de Orvalho em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A intensidade do vento no nível de 850 hPa ficou situada entre 0 e 19 m/s, com a média de 5,5m/s e desvio padrão de 2,9m/s como se pode ver na figura 17.

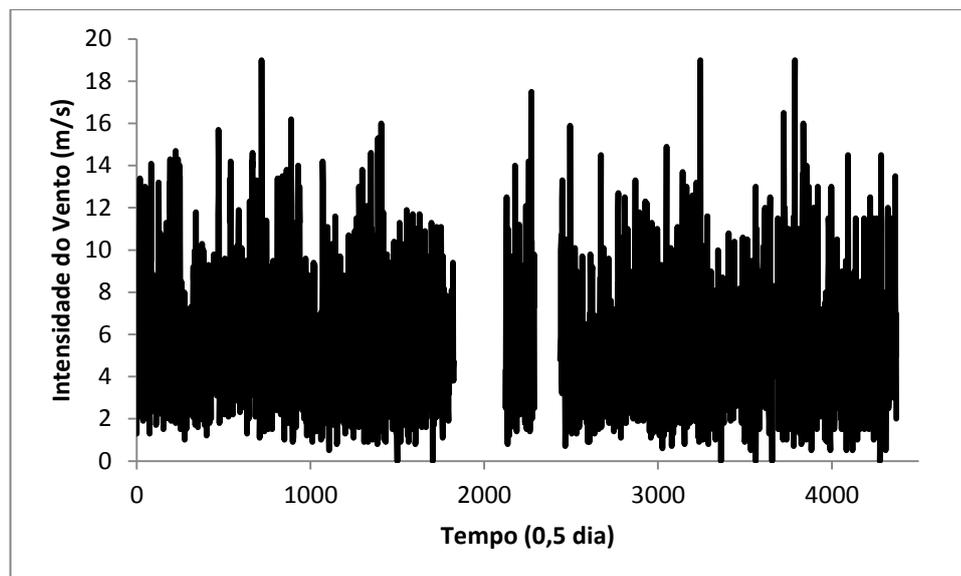


Figura 17. Comportamento da Intensidade do Vento em m/s em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A direção dos ventos em 850 hPa, mostrada na figura 18, concorda com a direção dos ventos em superfície, ou seja, a predominância é de noroeste e nordeste.

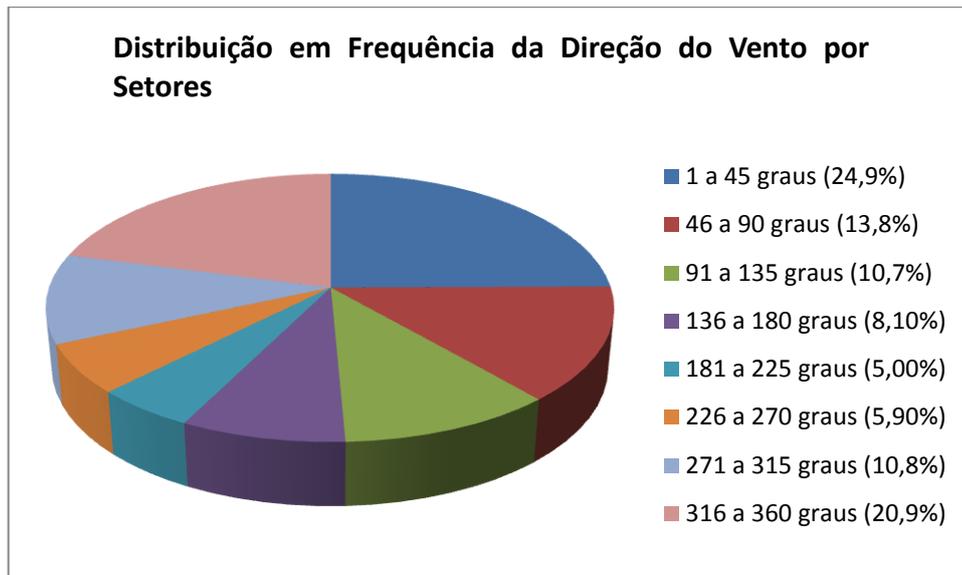


Figura 18. Comportamento da Direção do Vento em Graus no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da altitude geopotencial em 850 hPa oscilou entre 1373 e 1619 metros. O valor médio ficou em 1528 metros com desvio padrão de 22,91 metros. É o que se observa na figura 19.

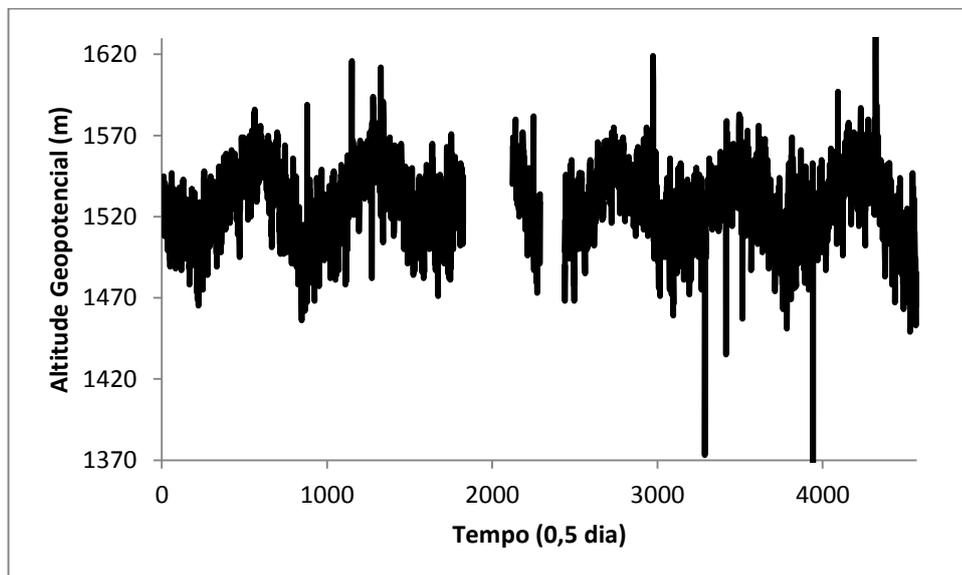


Figura 19. Comportamento da Altitude Geopotencial em metros em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da entropia no nível de 850 hPa oscilou entre 5317 e 5421 J/K, sua média ficou em 5385 J/K e o desvio padrão ficou em 12,64J/K. Observa-se isso na figura 20.

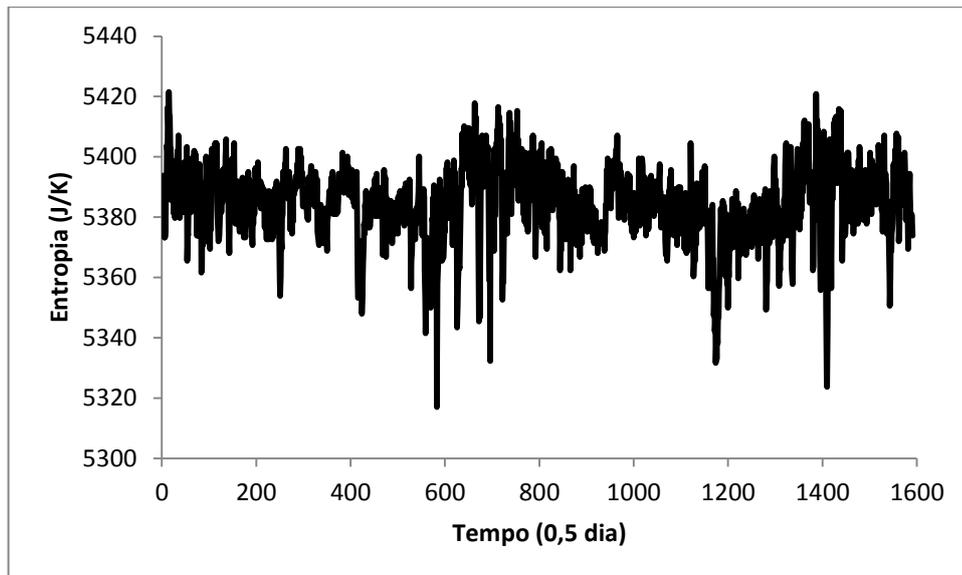


Figura 20. Comportamento da Entropia em J/K para a massa unitária de ar sob dinâmica adiabática em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.

4.1.2 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 700hPa

Como se pode verificar na figura 21, as temperaturas em 700 hPa oscilam no período de tempo estudado entre $-1,7$ e $18,6^{\circ}\text{C}$. A média das temperaturas neste nível encontra-se em $9,01^{\circ}\text{C}$, o desvio padrão obtido é de $1,67^{\circ}\text{C}$.

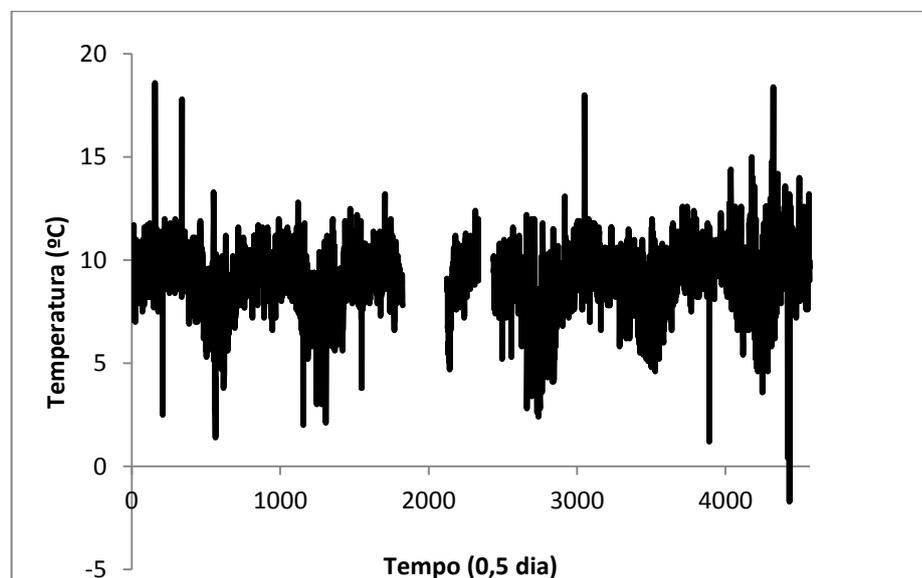


Figura 21. Comportamento da Temperatura em $^{\circ}\text{C}$ do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode verificar na figura 22, no nível de 700 hPa, a umidade relativa assume toda a gama de valores possíveis entre 0 e 100%. Com algumas ocorrências de valores menores ou iguais a 4%. O valor médio neste nível é de 60% com desvio padrão de 23%.

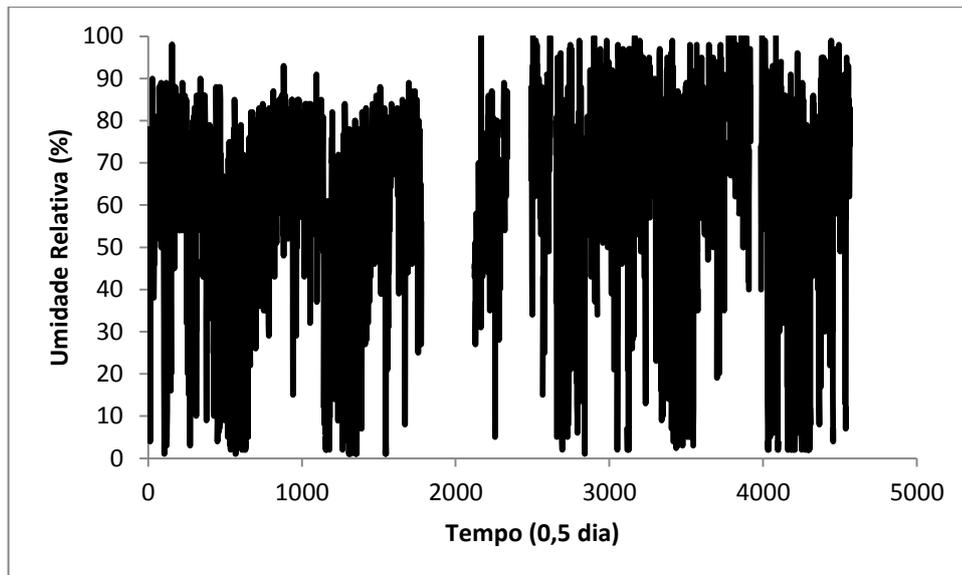


Figura 22. Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode ver na figura 23, o ponto de orvalho em 700 hPa assume valores que vão desde $-45,9$ até $15,7^{\circ}\text{C}$. O valor médio ficou em $-0,47^{\circ}\text{C}$ com desvio padrão em $9,76^{\circ}\text{C}$.

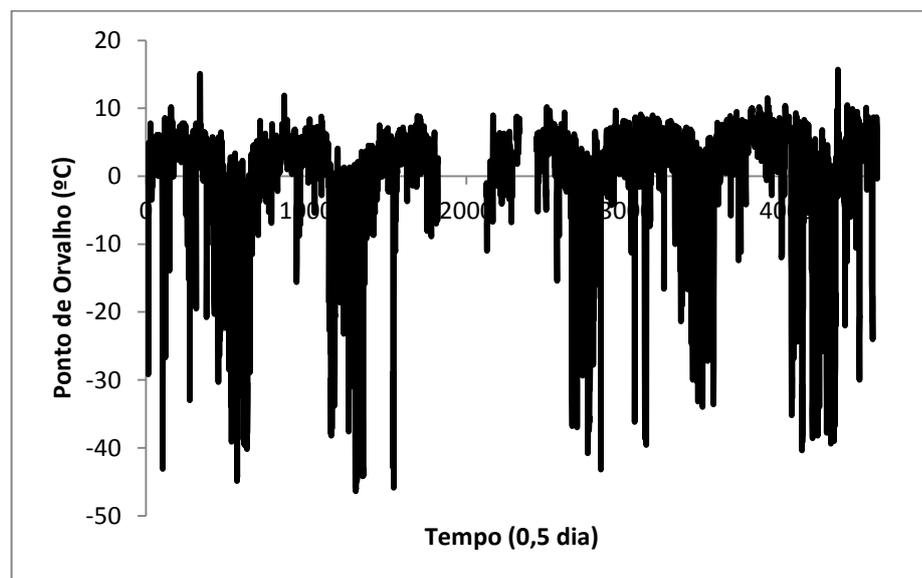


Figura 23. Comportamento do Ponto de Orvalho em $^{\circ}\text{C}$ do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A intensidade do vento no nível de 700 hpa ficou situada entre 0,0 e 19,5 m/s, com a média de 5,6m/s e desvio padrão de 2,9m/s. O resultado obtido é bem próximo do obtido para o nível de 850 hPa. Percebe-se isso, ao examinar a figura 24.

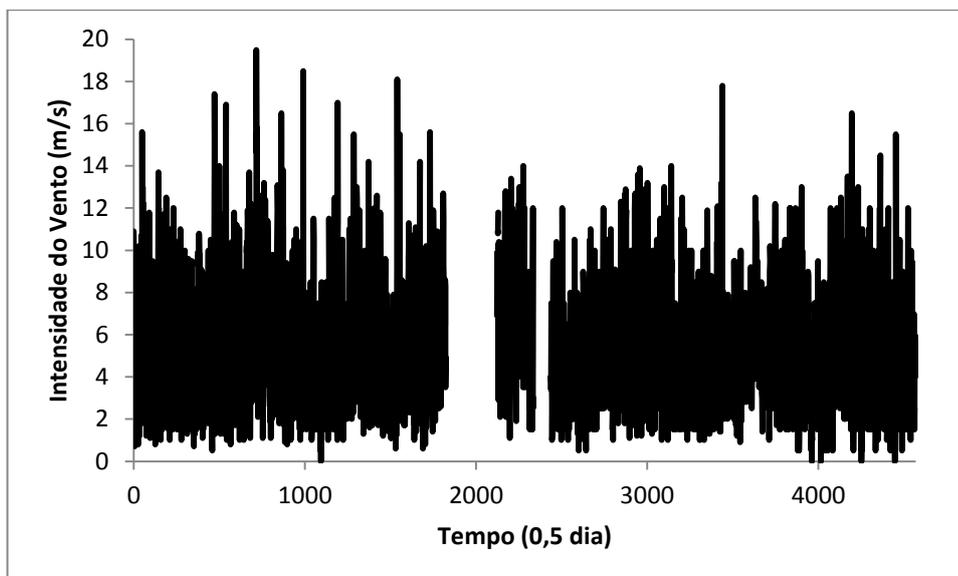


Figura 24. Comportamento da Intensidade do Vento em m/s em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A direção dos ventos em 700 hPa concorda com a direção dos ventos em superfície, ou seja, a predominância é de noroeste e nordeste bem como com a direção no nível de 850 hPa. É o que se observa analisando a figura 25.

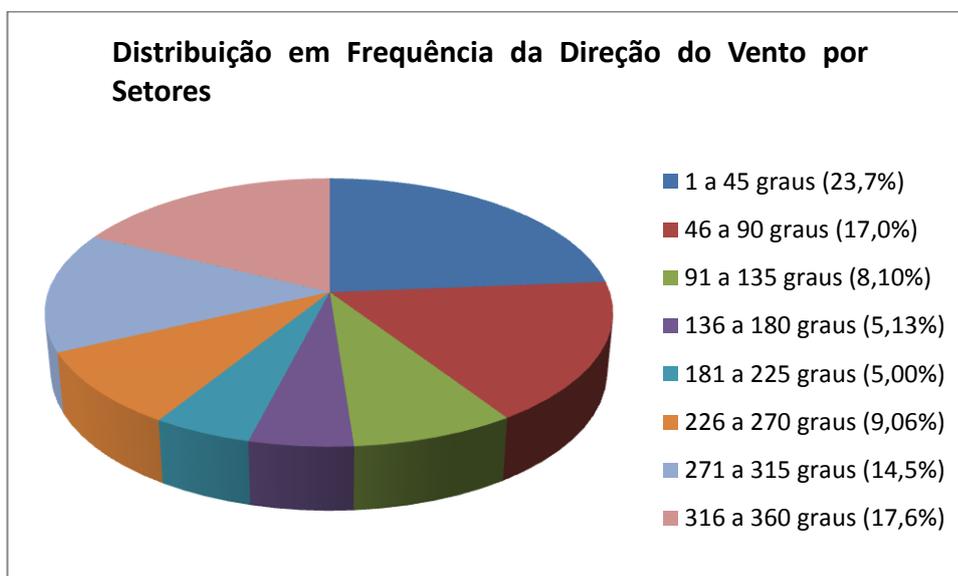


Figura 25. Comportamento da Direção do Vento em Graus em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da altitude geopotencial em 700 hPa, como se vê na figura 26, oscilou entre 2956 e 3353 metros. O valor médio ficou em 3169 metros com desvio padrão de 21,04 metros.

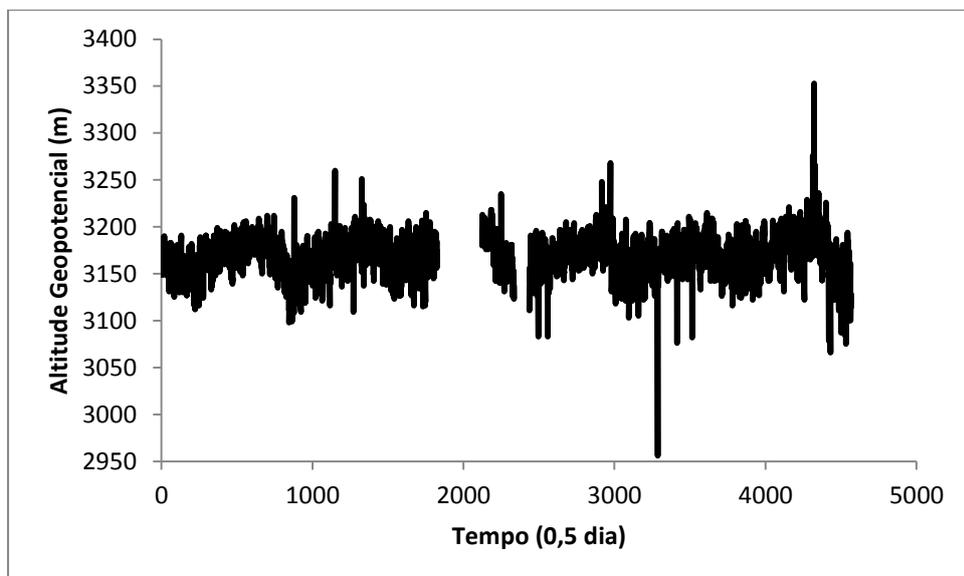


Figura 26. Comportamento da Altitude Geopotencial em metros em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da entropia no nível de 700 hPa oscilou entre 5354 e 5468 J/K, sua média ficou em 5405 J/K e o desvio padrão ficou em 10,56 J/K. Éo que se observa ao observar a figura 27.

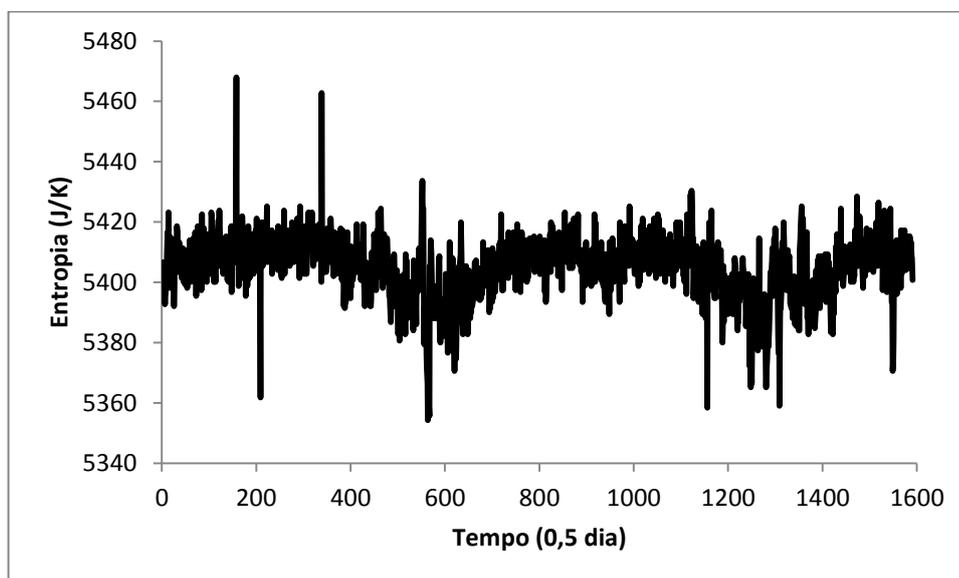


Figura 27. Comportamento da Entropia em J/K para a massa unitária de ar sob dinâmica adiabática em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.

4.1.3 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 500hPa

Ao analisar a figura 28, os dados de temperatura no nível de 500 hPa estão compreendidos entre 16,7 e 3,4 graus celsius. A média encontra-se em $-5,54^{\circ}\text{C}$ com desvio padrão de $1,58^{\circ}\text{C}$.

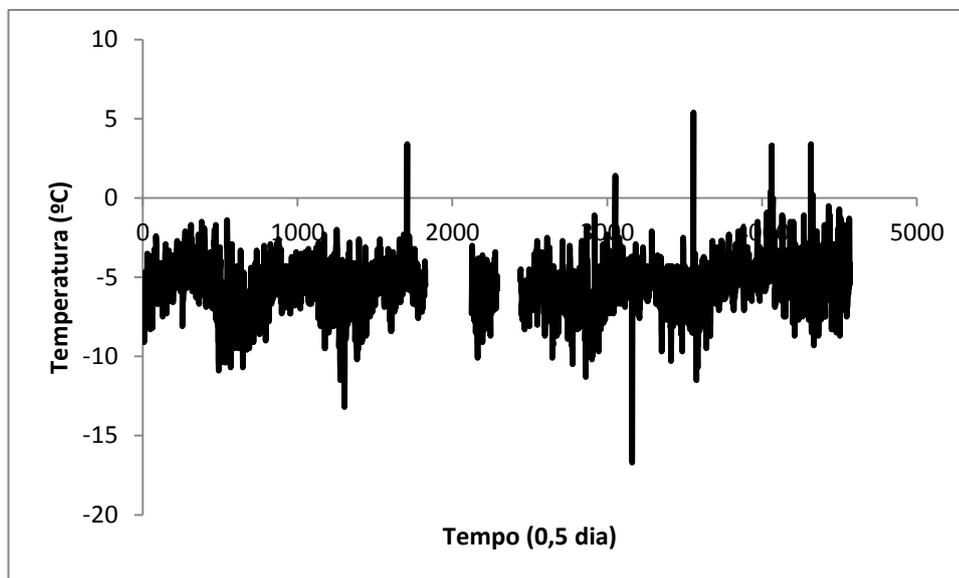


Figura 28. Comportamento da Temperatura em $^{\circ}\text{C}$ do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode verificar na figura 29, no nível de 500 hPa, a umidade relativa assume toda a gama de valores possíveis entre 0 e 100% com muitas ocorrências de valores abaixo de 4%. Com algumas ocorrências de valores menores ou iguais a 4%. O valor médio neste nível é de 37% com desvio padrão de 32%.

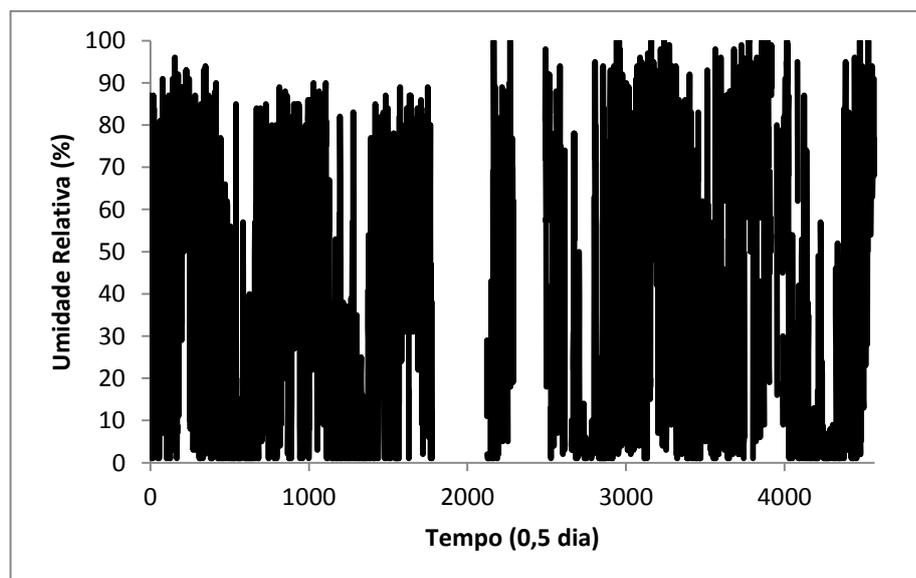


Figura 29. Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode ver na figura 30, o ponto de orvalho em 500 hPa assume valores que vão desde $-56,5$ até $-4,6^{\circ}\text{C}$. O valor médio ficou em $-25,5^{\circ}\text{C}$ com desvio padrão em $16,6^{\circ}\text{C}$.

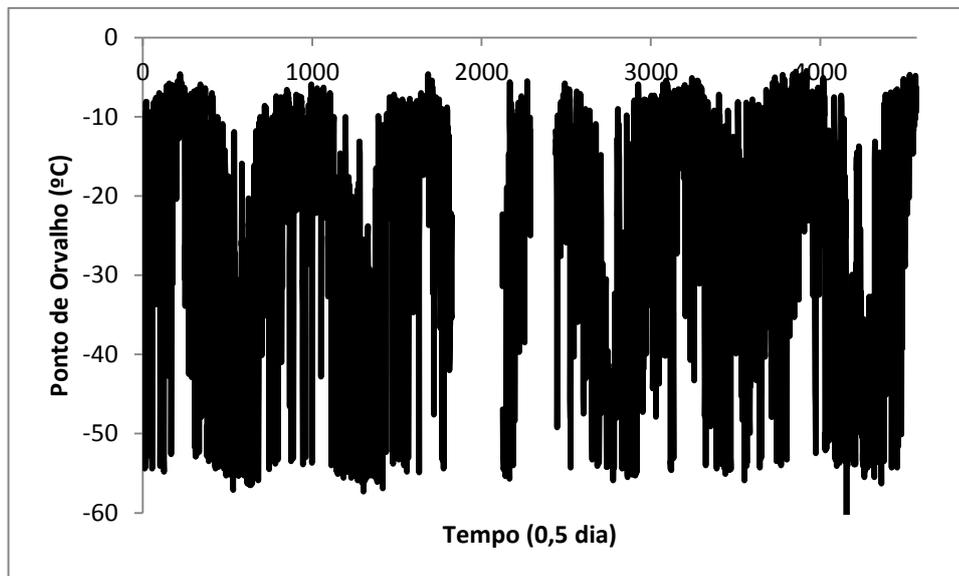


Figura 30. Comportamento do Ponto de Orvalho em $^{\circ}\text{C}$ do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A intensidade do vento no nível de 500 hPa ficou situada entre 0 e 22 m/s, com a média de 6,2 m/s e desvio padrão de 3,6 m/s. A figura 31 mostra o padrão descrito.

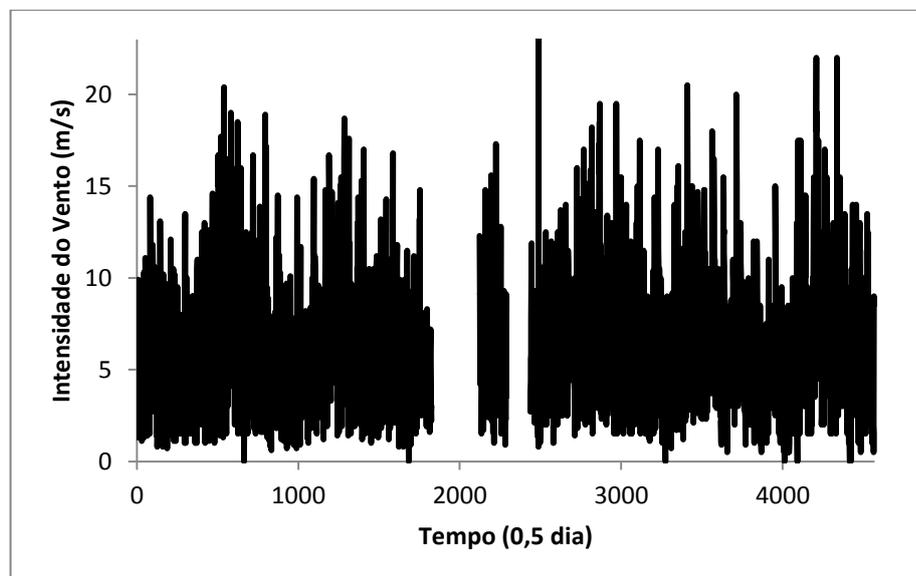


Figura 31. Comportamento da Intensidade do Vento em m/s em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A direção dos ventos em 500 hPa não tem direções preferenciais significativas como se vê na figura 32.

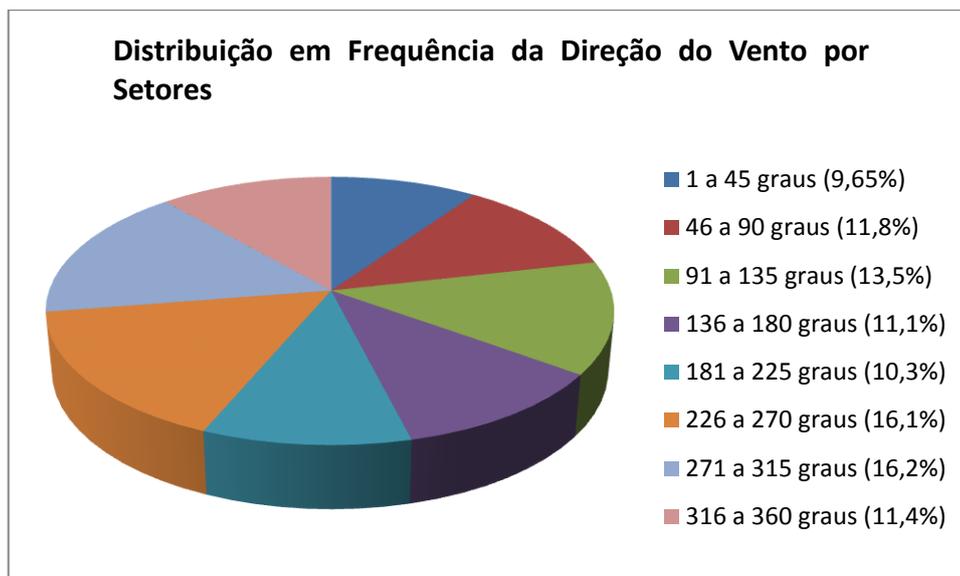


Figura 32. Comportamento da Direção do Vento em Graus em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se vê na figura 33, o valor da altitude geopotencial em 500 hPa oscilou entre 5691 e 6060 metros. O valor médio ficou em 5883 metros com desvio padrão de 21,12 metros.

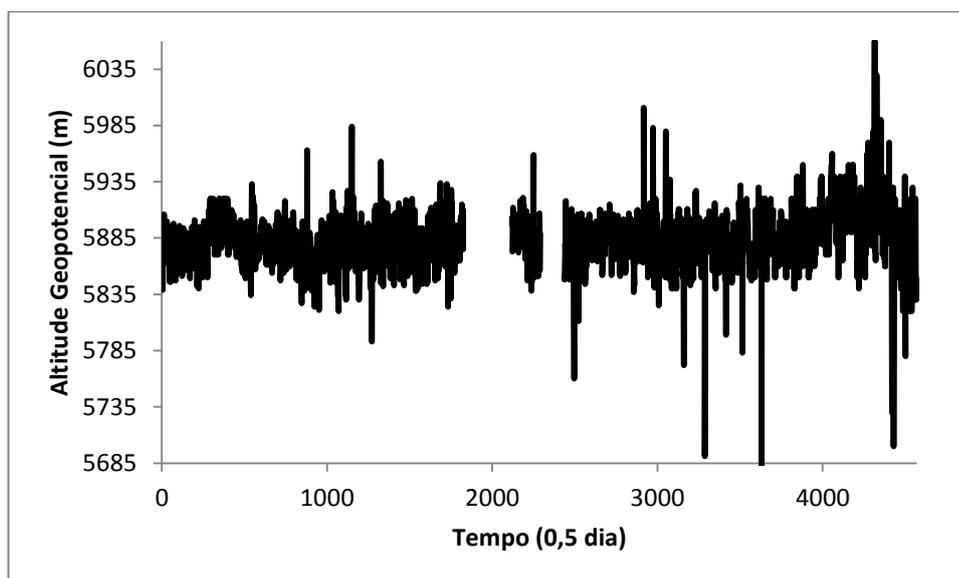


Figura 33. Comportamento da Altitude Geopotencial em metros em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da entropia no nível de 500 hPa oscilou entre 5384 e 5538 J/K, sua média ficou em 5462 J/K e o desvio padrão ficou em 11,33J/K. Éo que se vê na figura 34.

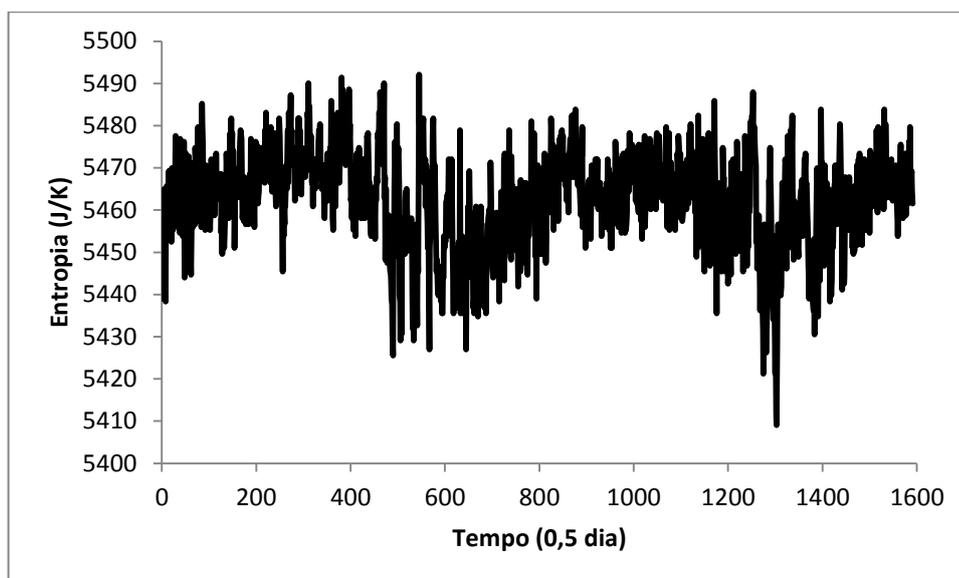


Figura 34. Comportamento da Entropia em J/K para a massa unitária de ar sob dinâmica adiabática em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.

4.1.4 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 300hPa

Os dados de temperatura no nível de 300 hPa estão compreendidos entre -38,8 e -19,9 graus celsius. A média encontra-se em -31,6°C com desvio padrão de 1,90°C. A figura 35 ressalta este comportamento.

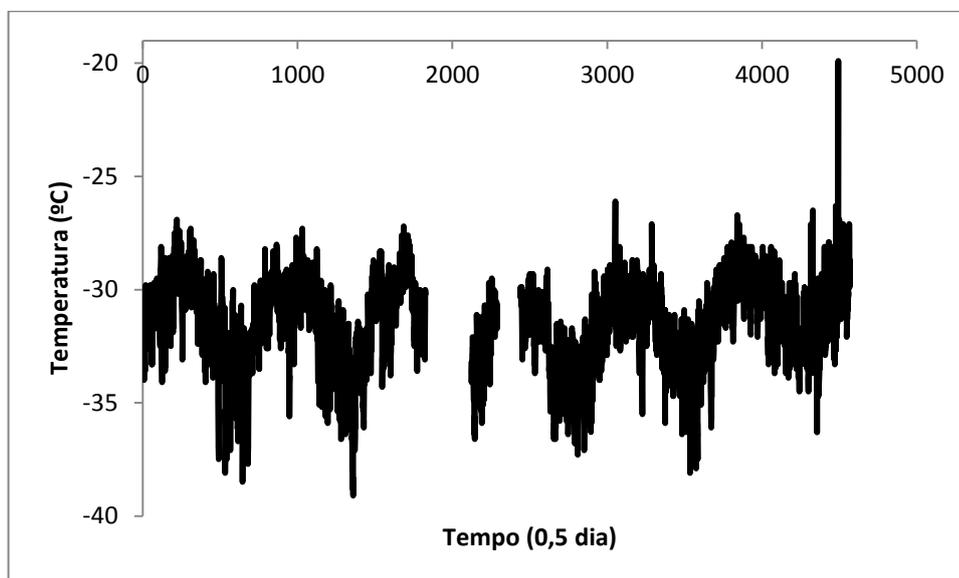


Figura 35. Comportamento da Temperatura em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode verificar na figura 36, no nível de 300 hPa, a umidade relativa assume toda a gama de valores possíveis entre 0 e 93%. O valor médio neste nível é de 23% com desvio padrão de 23%.

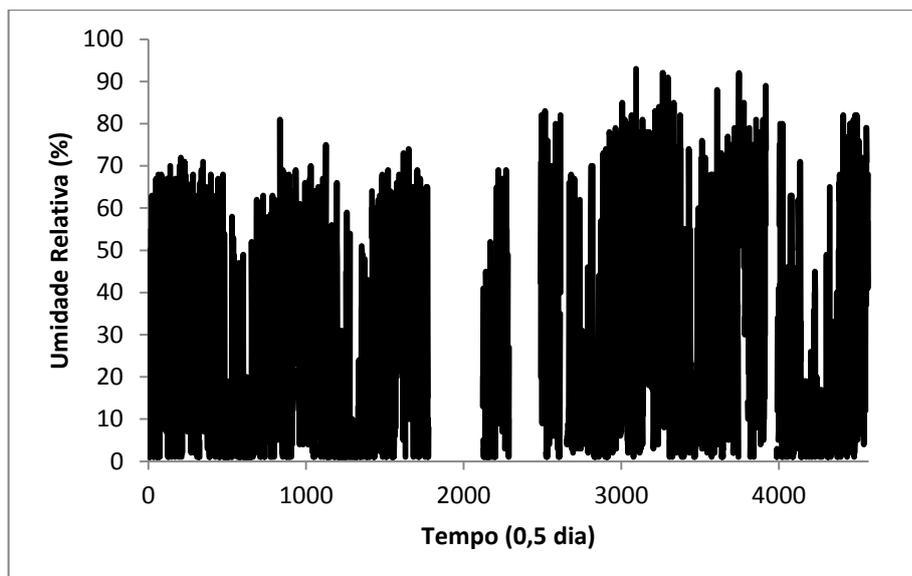


Figura 36. Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode ver na figura 37, o ponto de orvalho em 300 hPa assume valores que vão desde $-74,5$ até $-24,6^{\circ}\text{C}$. O valor médio ficou em $-49,3^{\circ}\text{C}$ com desvio padrão em $11,8^{\circ}\text{C}$.

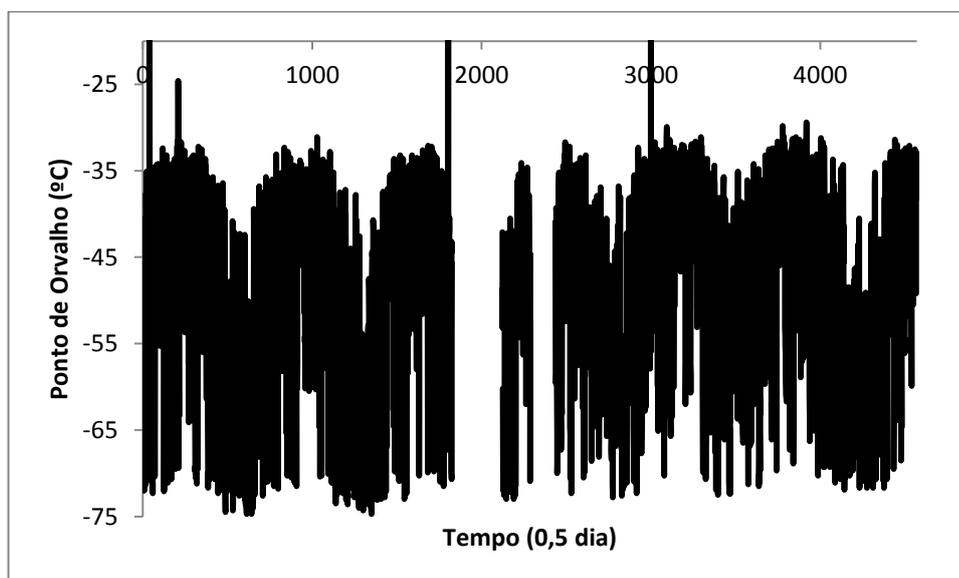


Figura 37. Comportamento do Ponto de Orvalho em $^{\circ}\text{C}$ em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A intensidade do vento, como se observa na figura 38, no nível de 300 hPa ficou situada entre 0 e 44 m/s, com a média de 11 m/s e desvio padrão de 7,7 m/s.

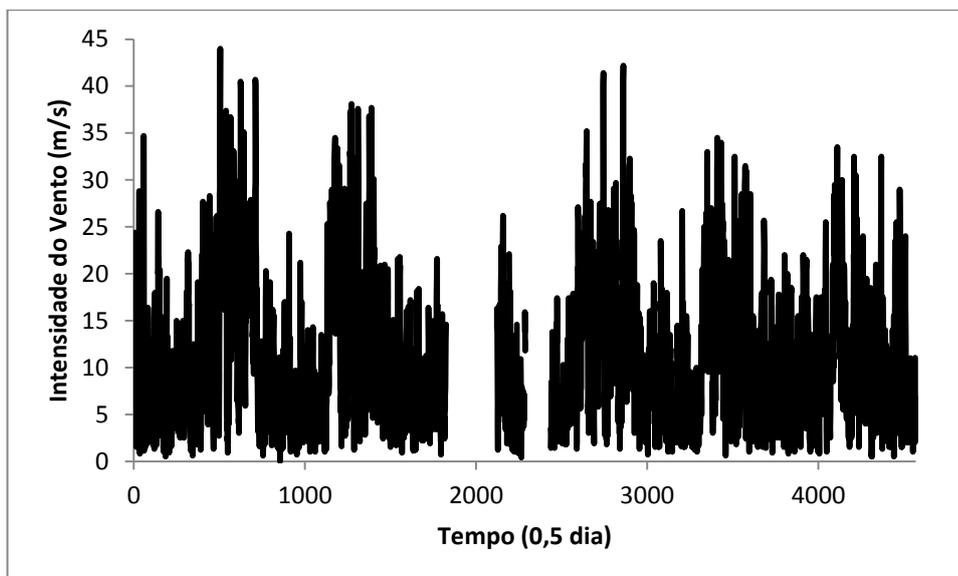


Figura 38. Comportamento da Intensidade do Vento em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode ver na figura 39, há uma maior predominância dos ventos no setor compreendido entre 226° e 270°.

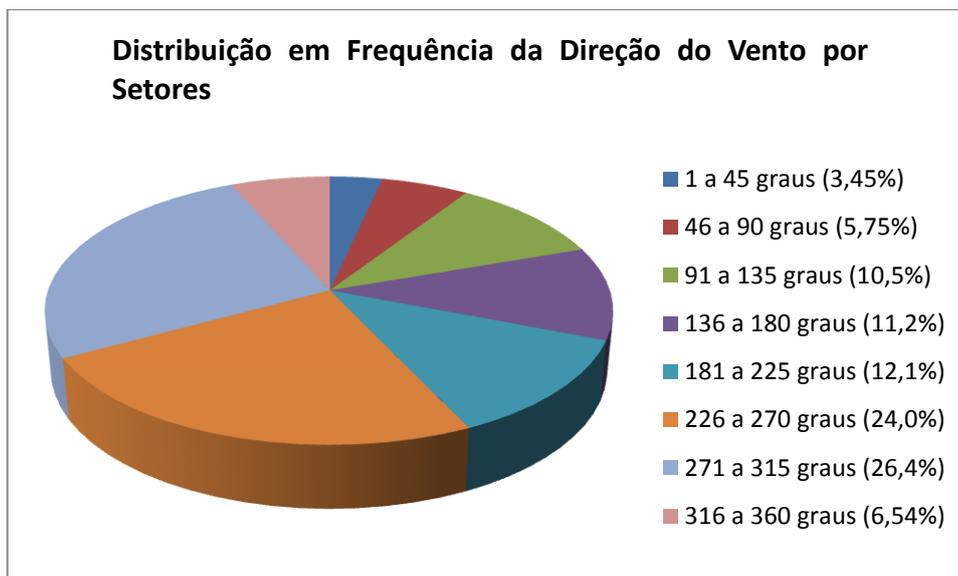


Figura 39. Comportamento da Direção do Vento em Graus em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da altitude geopotencial em 300 hPa, como se pode notar na figura 40, oscilou entre 9450 e 9950 metros. O valor médio ficou em 9699 metros com desvio padrão de 33,58 metros.

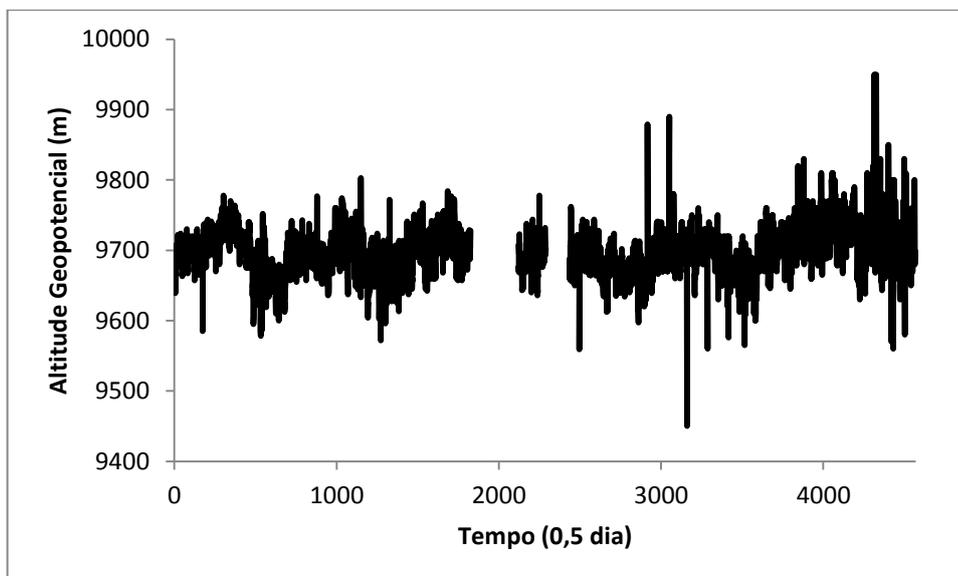


Figura 40. Comportamento da Altitude Geopotencial em metros em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da entropia no nível de 300 hPa, pelo que se vê na figura 41, oscilou entre 5451 e 5541 J/K, sua média ficou em 5508 J/K e o desvio padrão ficou em 15,30 J/K.

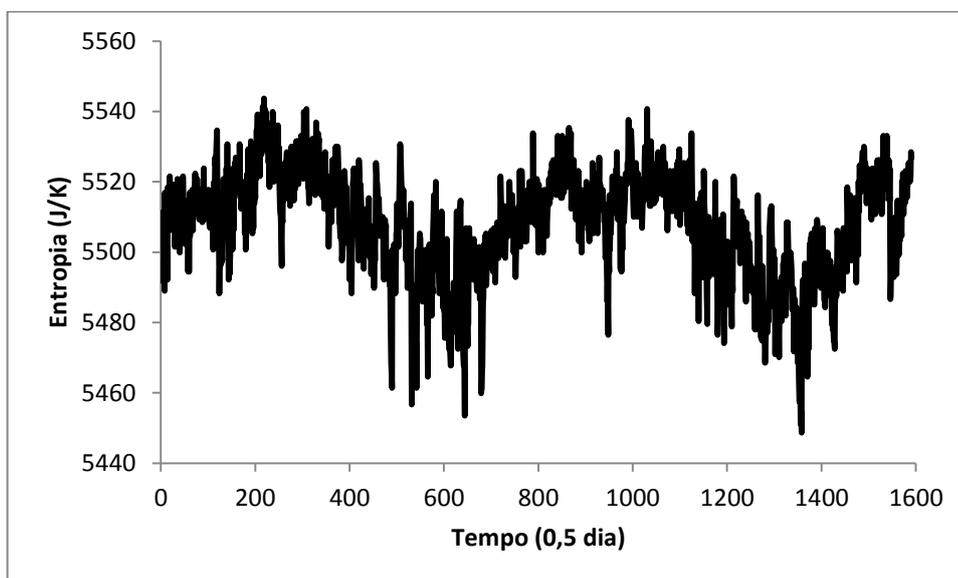


Figura 41. Comportamento da Entropia em J/K para a massa unitária de ar sob dinâmica adiabática em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.

4.1.5 SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 200hPa

Os dados de temperatura no nível de 200 hPa, como se vê na figura 42, estão compreendidos entre $-38,8$ e $-19,9^{\circ}\text{C}$. A média encontra-se em $-53,7^{\circ}\text{C}$ com desvio padrão de $1,33^{\circ}\text{C}$.

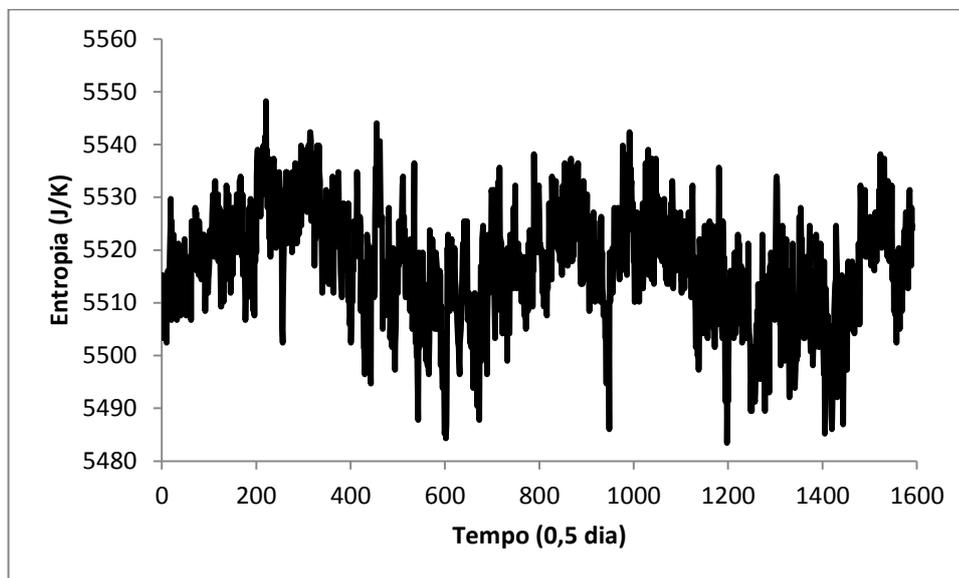


Figura 42. Comportamento da Temperatura em $^{\circ}\text{C}$ do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode verificar na figura 43, no nível de 300 hPa, a umidade relativa assume toda a gama de valores possíveis entre 0 a 76%. O valor médio neste nível é de 17% com desvio padrão de 17%.

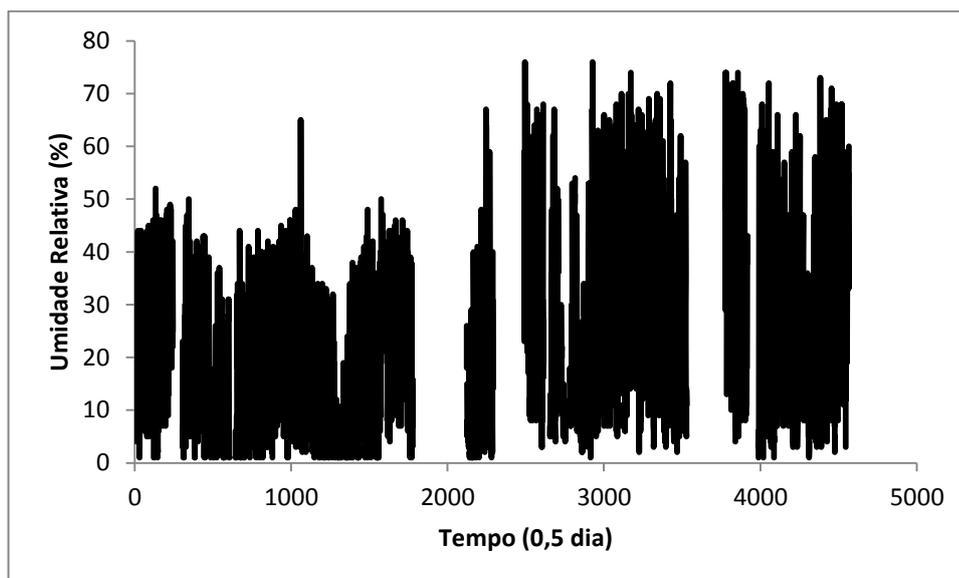


Figura 43. Comportamento da Umidade Relativa em % do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

Como se pode ver na figura 44, o ponto de orvalho em 200 hPa assume valores que vão desde $-87,1$ até $-50,3^{\circ}\text{C}$. O valor médio ficou em $-67,9^{\circ}\text{C}$ com desvio padrão em $7,53^{\circ}\text{C}$.

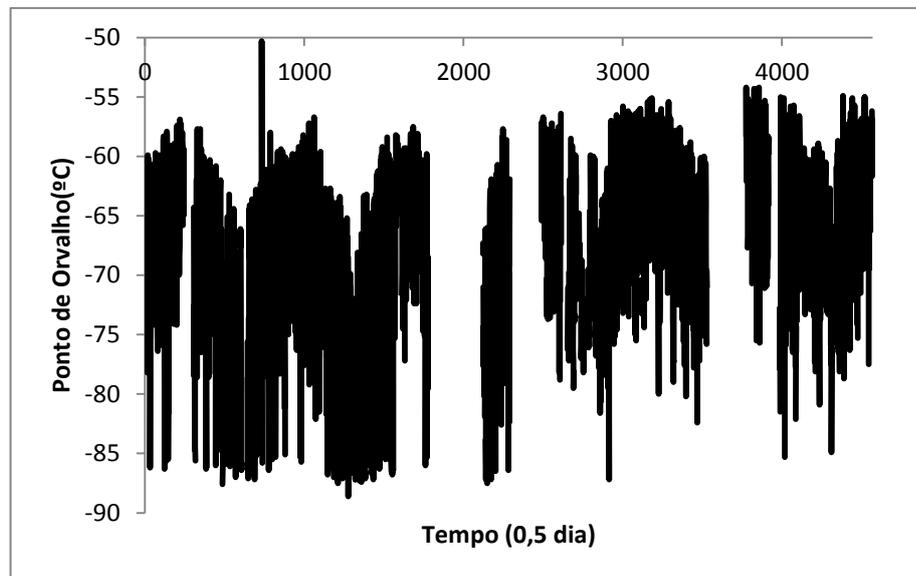


Figura 44. Comportamento do Ponto de Orvalho em $^{\circ}\text{C}$ em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A intensidade do vento no nível de 200 hPa ficou situada entre 0,7 e 49,8 m/s, com a média de 15 m/s e desvio padrão de 9,5 m/s. É o que se percebe na figura 45.

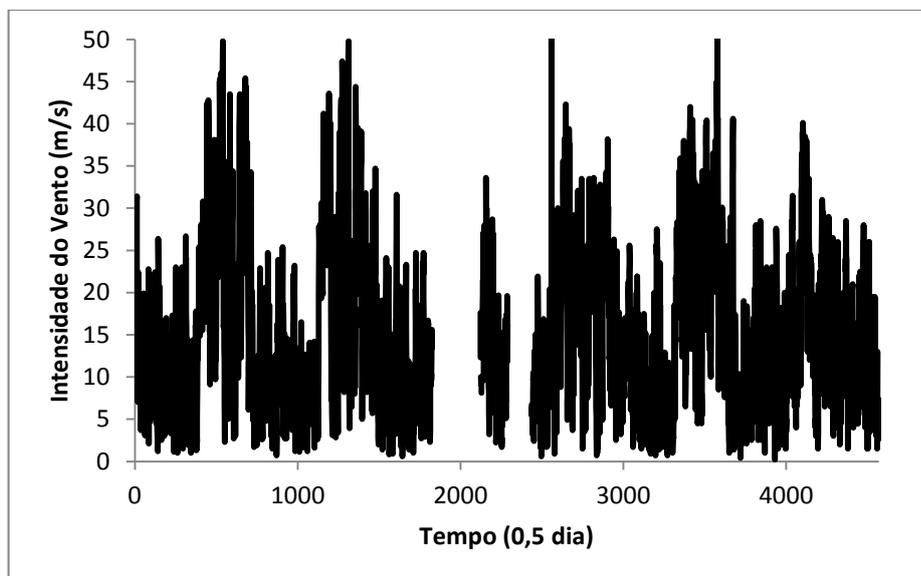


Figura 45. Comportamento da Intensidade do Vento em m/s em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

A maior predominância dos ventos no nível de 200 hPa encontra-se no setor entre 226° e 270° conforme figura 46.

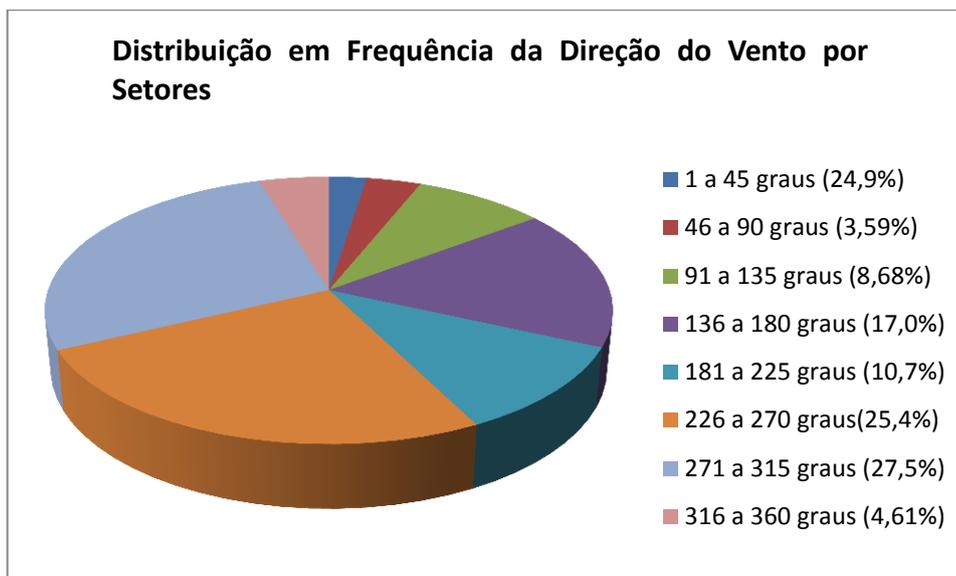


Figura 46. Comportamento da Direção do Vento em Graus em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da altitude geopotencial em 200 hPa, como se vê na figura 47, oscilou entre 12080 e 12750 metros. O valor médio ficou em 12432 metros com desvio padrão de 191,16 metros.

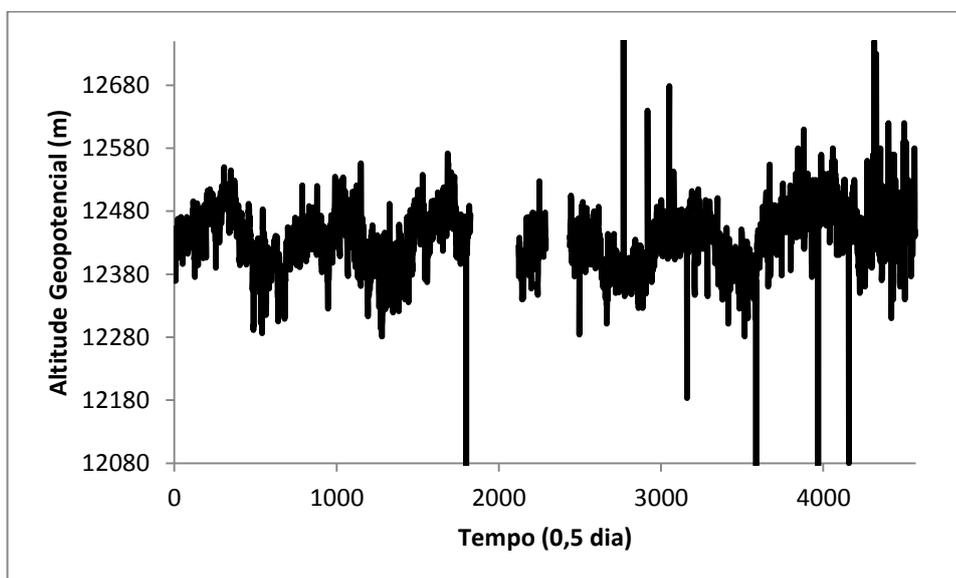


Figura 47. Comportamento da Altitude Geopotencial em metros em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.

O valor da entropia no nível de 200 hPa oscilou entre 5483 e 5548 J/K, sua média ficou em 5517 J/K e o desvio padrão ficou em 10,51 J/K. A média foi muito próximo à obtida no nível de 200 hPa. Temos este padrão mostrado na figura 48.

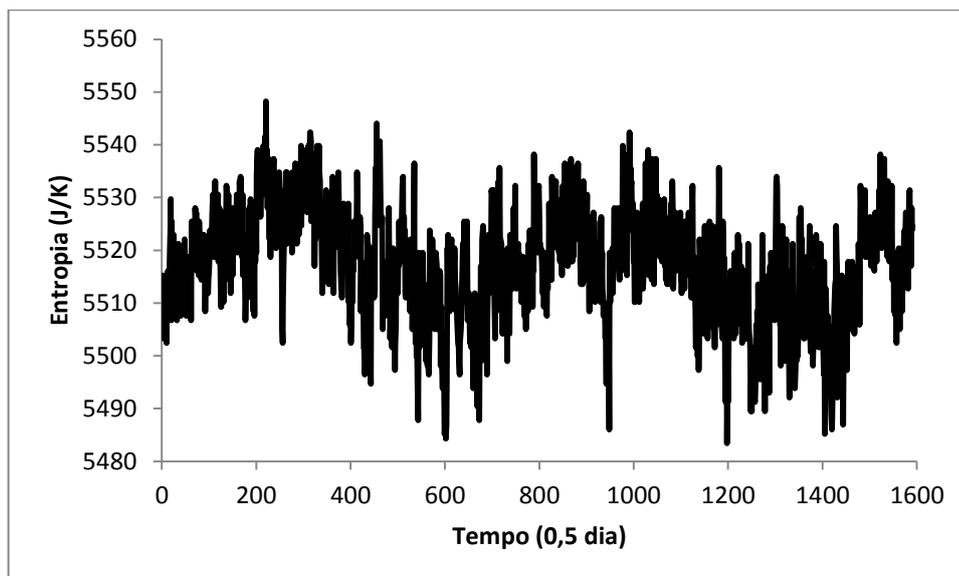


Figura 48. Comportamento da Entropia em J/K para a massa unitária de ar sob dinâmica adiabática em função do tempo em Cuiabá no nível de 200 hPa entre 01/10/2004 e 04/12/2006.

4.2 RESULTADOS OBTIDOS POR MEIO DA SÉRIE DE FOURIER PARA AS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS DO AR SUPERIOR DE CUIABÁ

Foram utilizados 1590 dados nas superfícies isobáricas onde possível analisar as variáveis temperatura, umidade relativa, ponto de orvalho, intensidade do vento, altitude geopotencial e entropia.

Como se pode verificar na figura 49, a variável entropia para a massa unitária de ar apresentou o mesmo perfil de periodicidades nos cinco níveis analisados. A diferença entre os gráficos é mínima no que diz respeito aos valores máximos e mínimos para os coeficientes de Fourier. Na figura abaixo, tem-se o valor dos coeficientes na variável entropia para a superfície isobárica de 850 hPa. Observa-se um pico em A_0 , que não se levará em conta por se tratar de um extremo de n . Observa-se que em $n = 1524$, tem-se um pico para A_n e em $n = 1560$ e $n = 1561$ para B_n . O que remete à ideia de que há um período de 0,5 dia para a Entropia para a massa unitária de ar sob uma dinâmica adiabática.

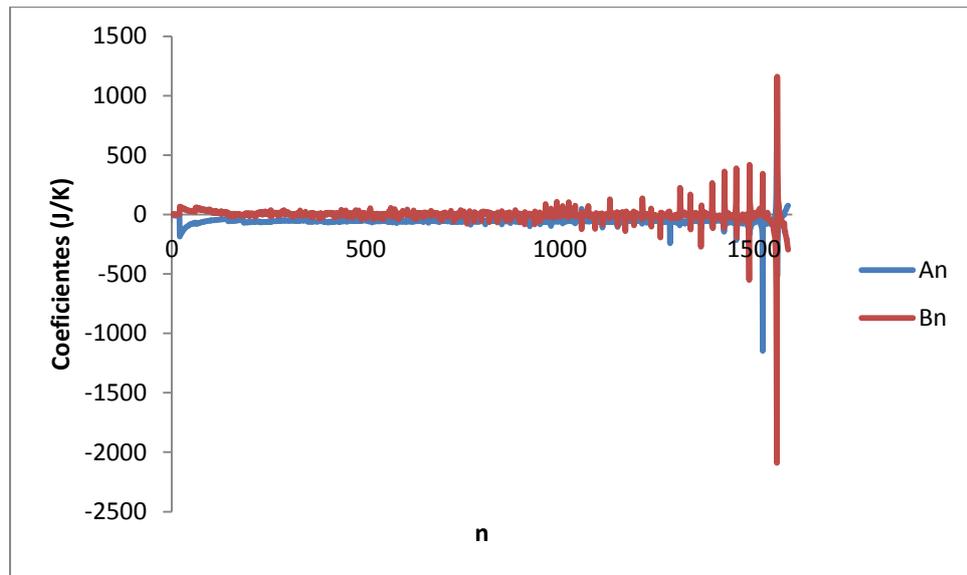


Figura 49. Coeficientes A_n e B_n em função de n para a entropia no nível de 850 hPa com 1590 dados em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

A variável altitude geopotencial, como se observa na figura 50, apresentou o mesmo perfil de periodicidades nos cinco níveis analisados. A diferença entre os gráficos diz respeito aos valores máximos e mínimos para os coeficientes de Fourier. Na figura abaixo, tem-se o valor dos coeficientes na variável altitude geopotencial para a superfície isobárica de 700 hPa.

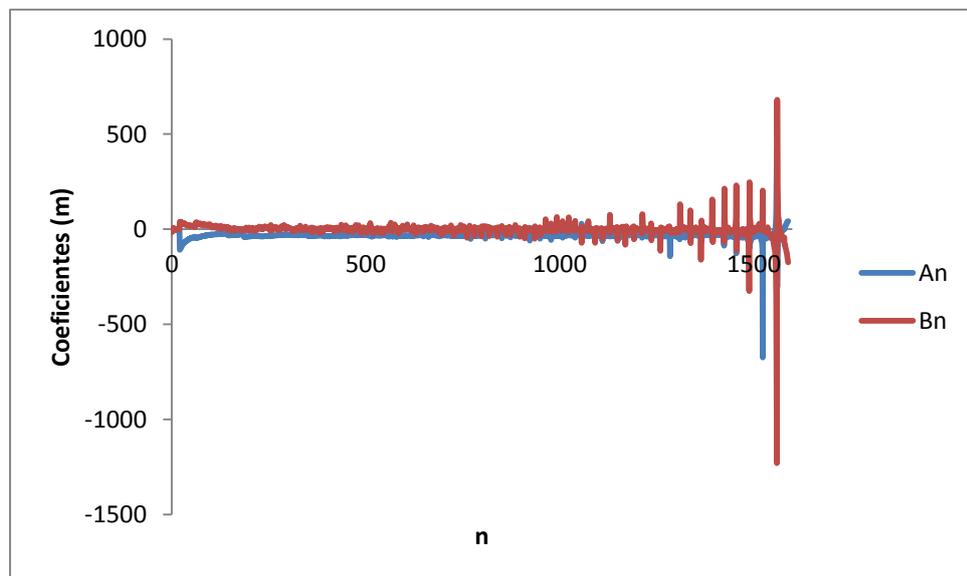


Figura 50. Coeficientes A_n e B_n em função de n para a altitude geopotencial no nível de 700 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

O ponto de orvalho teve o mesmo perfil de periodicidades para os níveis de 850, 500 e 300 hectopascals. O nível de 700 hPa mostrou um perfil diferente dos três níveis e não foi possível obter o perfil de 200 hPa devido à enorme

quantidade de falhas. Os perfis de periodicidade para o ponto de orvalho encontram-se nas duas figuras 51 e 52.

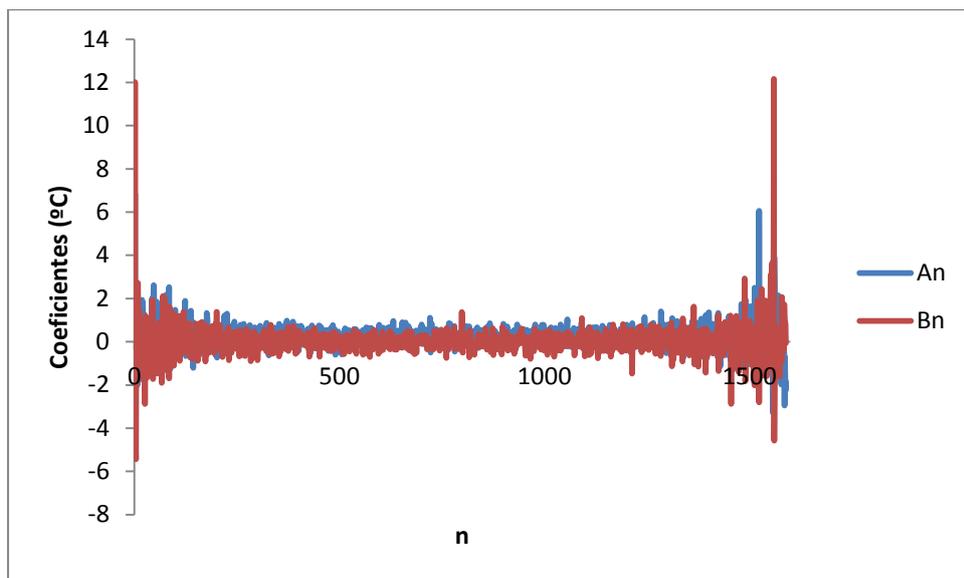


Figura 51. Coeficientes A_n e B_n em função de n para o ponto de orvalho no nível de 850 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

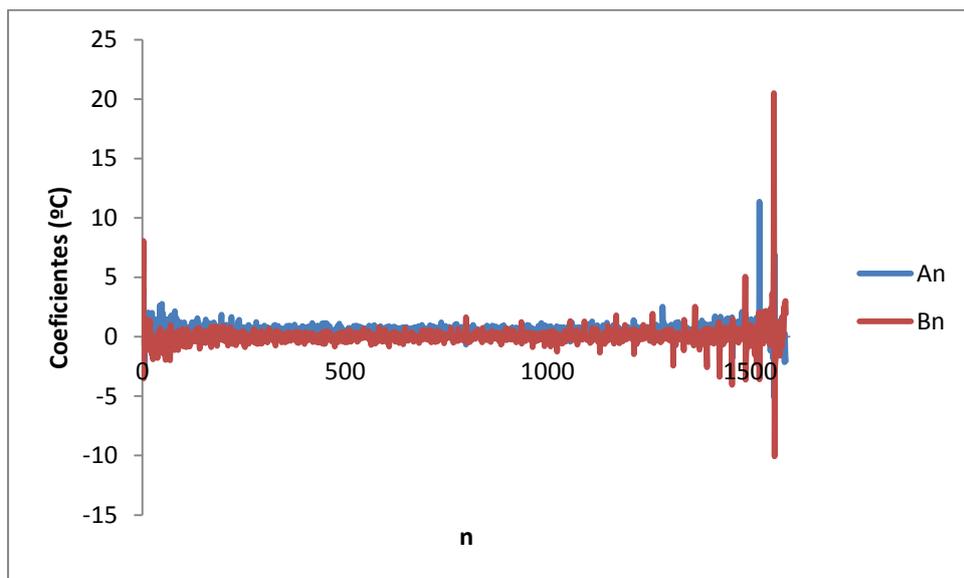


Figura 52. Coeficientes A_n e B_n em função de n para o ponto de orvalho no nível de 700 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

A variável temperatura apresenta o mesmo perfil de periodicidades nos níveis de 850, 300 e 200 hectopascals. A diferença entre os gráficos encontram-se nos valores máximos e mínimos que os coeficientes de Fourier assumem. Os níveis de 700 e 500 hectopascals parecem um com o outro. Os perfis de periodicidade para a temperatura encontram-se nas figuras 53 e 54.

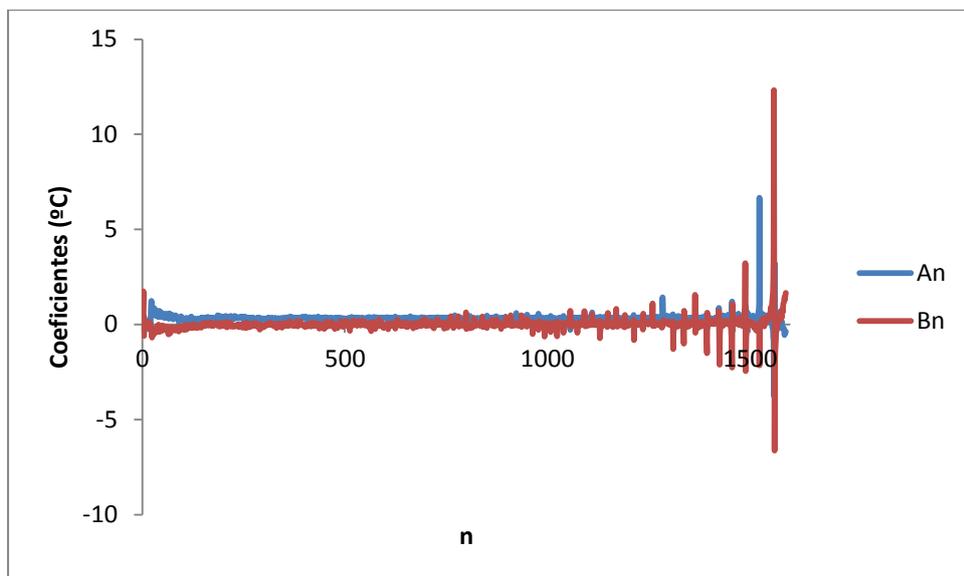


Figura 53. Coeficientes A_n e B_n em função de n para a temperatura no nível de 300 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

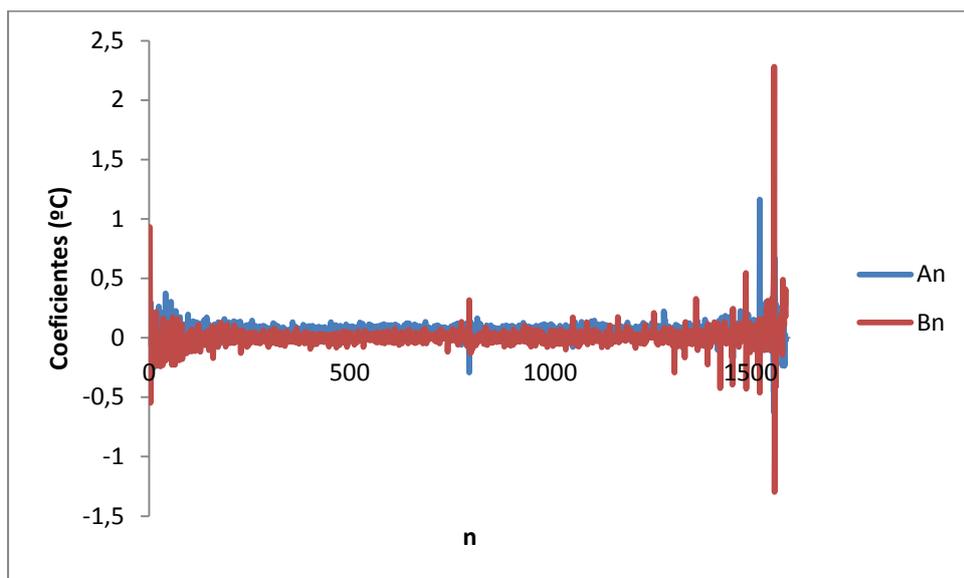


Figura 54. Coeficientes A_n e B_n em função de n para a temperatura no nível de 500 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

A umidade relativa nos três perfis analisados (850, 700 e 500 hPas) tem o mesmo perfil de periodicidades. Nos outros demais níveis não foi possível fazer análise devido a grande quantidade de falhas nos dados. Tem-se na figura 55 a análise feita pra a umidade relativa no nível de 500 hPa.

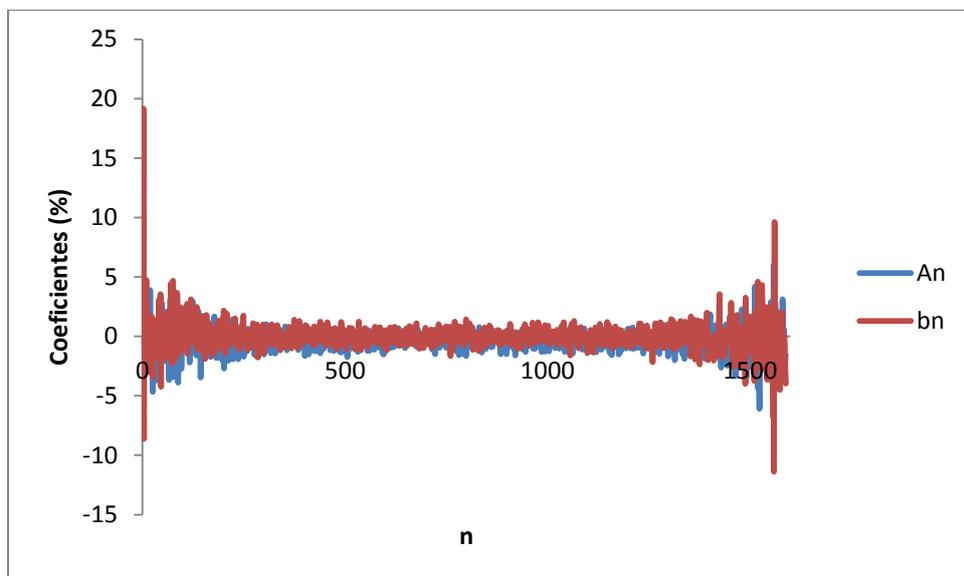


Figura 55. Coeficientes A_n e B_n em função de n para a umidade relativa no nível de 500 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

Os ventos tiveram o mesmo perfil de periodicidade nos primeiros três níveis de pressão (os mais baixos) e tiveram um mesmo perfil de periodicidades nos dois últimos níveis (os mais elevados). As figuras 56 e 57 mostram os perfis de periodicidades.

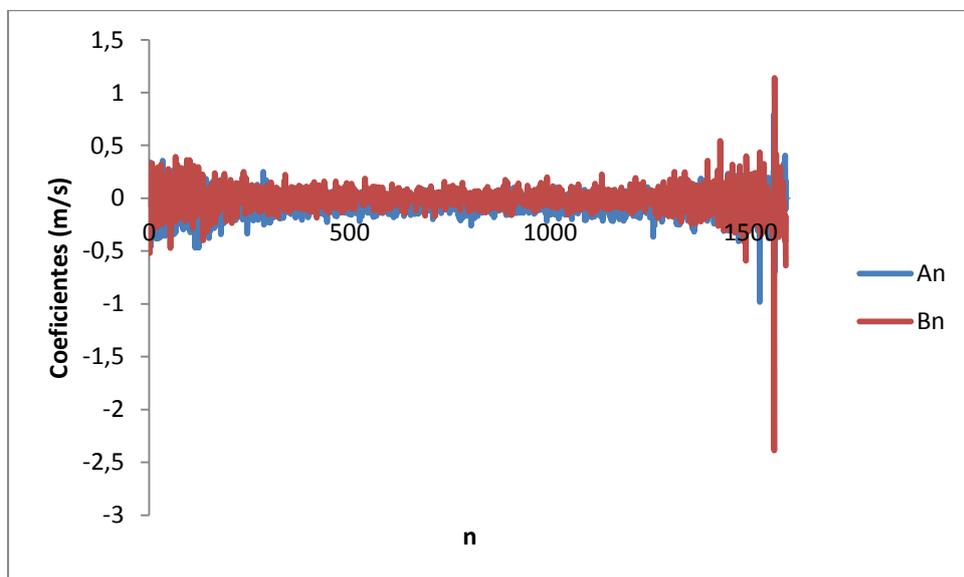


Figura 56. Coeficientes A_n e B_n em função de n para a velocidade do vento no nível de 700 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

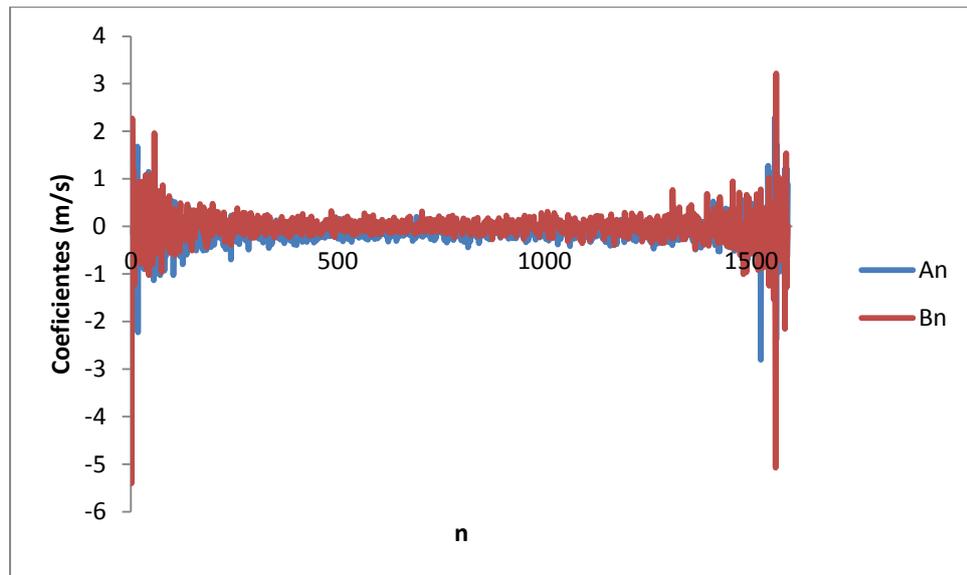


Figura 57. Coeficientes A_n e B_n em função de n para a velocidade do vento no nível de 300 hPa em função do tempo em unidades de 0,5 dia.

Na tabela 09, tem-se um resumo das periodicidades obtidas com o método da Série de Fourier. As temperaturas máximas, médias e mínimas obtidas por VIDAL (2009) tinham uma periodicidade que se aproximavam do ciclo anual (333 dias), a umidade relativa nesse mesmo estudo teve periodicidade de 364 dias e a velocidade do vento teve periodicidade de 333 dias.

Tabela 09. Periodicidades obtidas com a Série de Fourier para as variáveis do ar superior de Cuiabá.

Variável	Periodicidades
Entropia	—
Altitude Geopotencial	—
Ponto de Orvalho	397,5 dias (em 500 hPa) e 198,8 dias e 397,5 dias (700hPa)
Temperatura	397,5 dias (700 e 500 hPa)
Vento	397,5 dias (em 300 e 200 hPa)
Umidade Relativa	397,5 dias nos níveis de 850, 700 e 500 hPa

4.3 RESULTADOS OBTIDOS PELA INFORMAÇÃO MÚTUA

Nas variáveis temperatura (700 e 500 hPa), altitude geopotencial (500 e 300 hPa), vento (300hPa), entropia (700hPa), umidade relativa (850hPa) e ponto de orvalho (700hPa) houve o primeiro mínimo de informação mútua na defasagem de 1,5 dia. A tabela 10 mostra um resumo dos resultados obtidos para o mínimo de informação mútua para cada variável meteorológica analisada com o número de intervalos igual a 10. Assim, procurou-se padronizar a defasagem para todas as variáveis independente do nível no valor de 1,5 dia. Na tabela 10, tem-se um resumo dos resultados obtidos por meio da informação mútua e na figura 58, há o gráfico do valor de informação mútua para a variável temperatura no nível de 700 hPa.

Tabela 10. Defasagens obtidas com a informação mútua para um número de intervalos igual a 10.

Variável com Nível de Superfície Isobárica	Primeiro Mínimo de Informação Mútua Típica (em dias)
Temperatura	1,5 dia
Altitude Geopotencial	1,5 dia
Entropia	1,5 dia (700 hPa)
Vento	2,0 dias
Ponto de Orvalho	1,5 dia (700 hPa)
Umidade Relativa	1,5 dia (850 hPa)

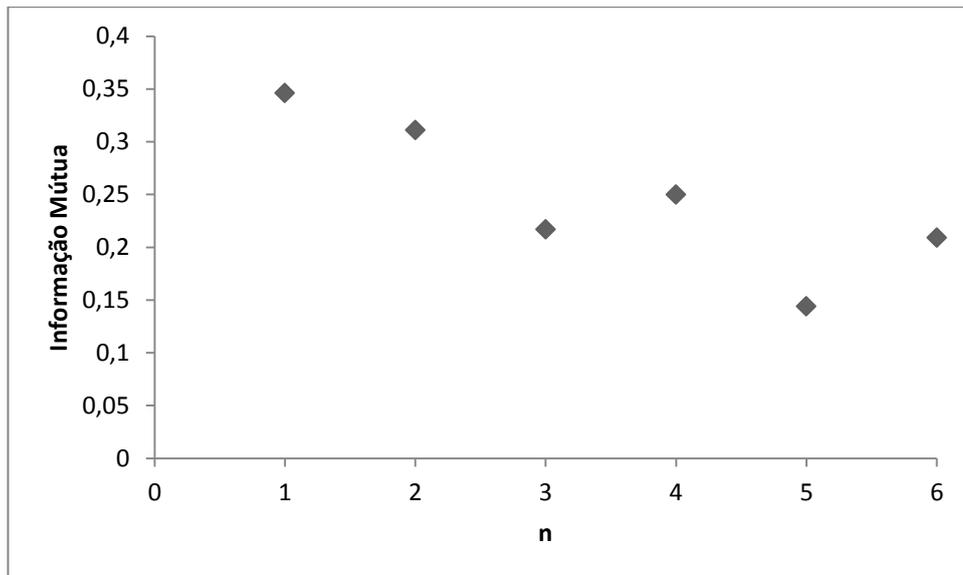


Figura 58. Gráfico da Informação Mútua em função da defasagem para a temperatura em 700hPa.

4.4 RESULTADOS OBTIDOS PARA A DIMENSÃO DE CORRELAÇÃO

Na análise de dimensão de correlação para entropia, percebe-se que a dimensão de correlação tornou-se independente do número de variáveis no espaço de fase para o valor igual a 9 em todos os níveis analisados. O mais alto valor obtido foi de 3,50 para os níveis de 700 e 500 hPa e o mais baixo valor obtido foi de 3,10 para a superfície de 300 hPa, como se pode observar na figura 59.

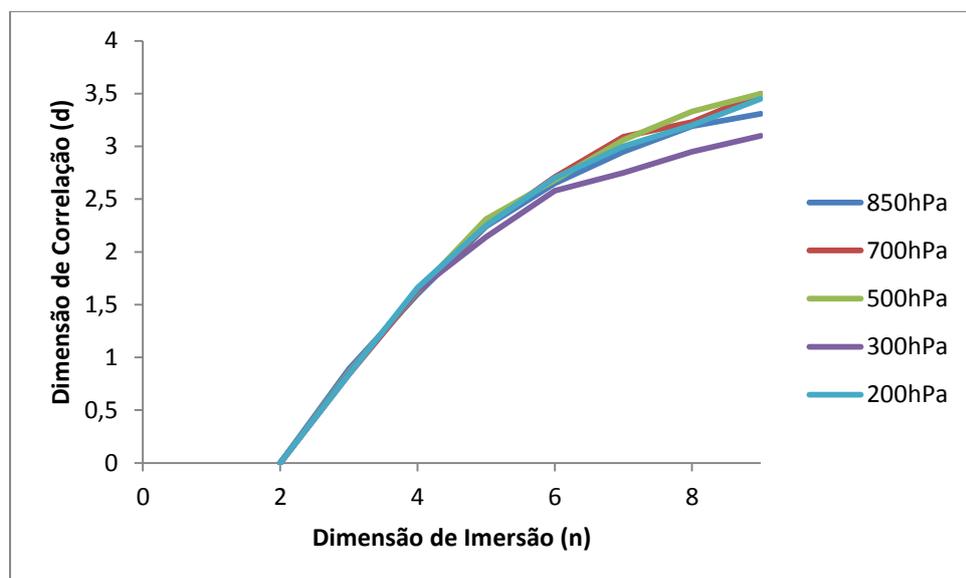


Figura 59. Gráfico da Dimensão de Correlação em função da Dimensão de Imersão para a Temperatura.

Na análise da dimensão de correlação na altitude geopotencial, observou-se que o valor mais elevado encontrado foi 4,00 para o nível de 500 hPa ao passo que o valor mais baixo encontrado foi de 3,50 para os níveis de 850, 300 e 200 hPa. Em todos os níveis são necessários 10 variáveis para modelar o sistema, ou seja, a dimensão de correlação torna-se constante para 10 variáveis como se pode observar na figura de 60.

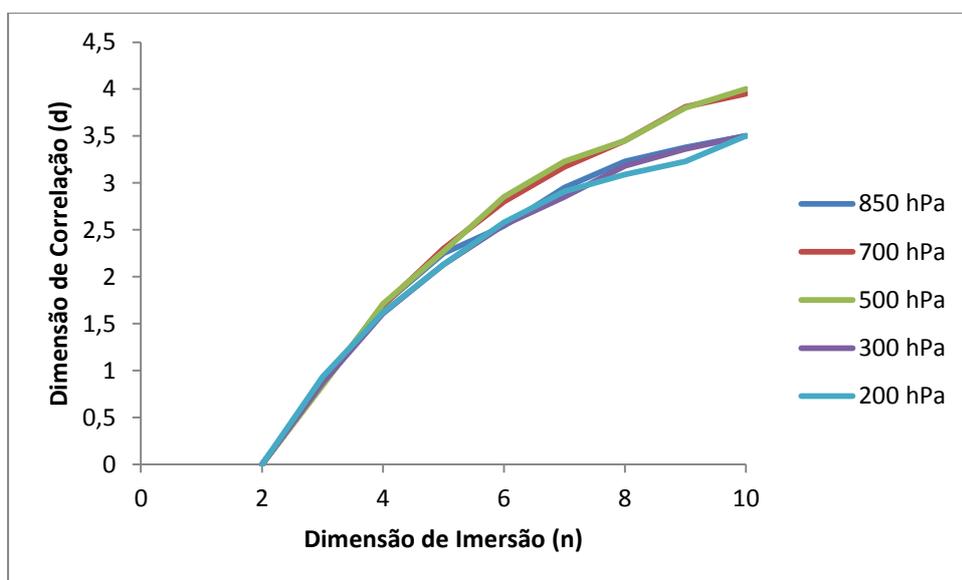


Figura 60. Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para altitude geopotencial.

O ponto de orvalho foi analisado pelo ponto de vista da dimensão de correlação em quatro níveis, em 850, 700, 500 e 300 hPa. Só foi possível estabilizar o valor da dimensão de correlação em 700 e 300 hPa, nos demais níveis não se obtinha um perfil de uma função logarítmica. O valor obtido para a dimensão de correlação foi 2,56 e 2,88 nos níveis de 700 e 300 hPa respectivamente como se pode observar nas figura 61.

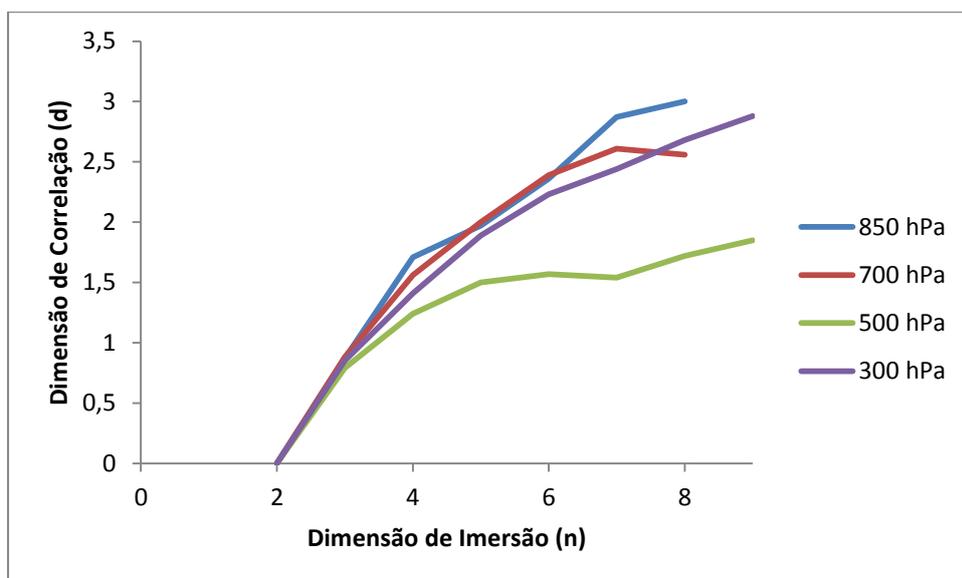


Figura 61. Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para o ponto de orvalho.

A variável temperatura na análise de dimensão de correlação teve seu valor de estabilização situado entre 3,33 e 3,55. O valor de 3,33 foi obtido para 850 e 200 hPa. A partir do nível de 700 hPa, tivemos um decréscimo monótono do valor da dimensão de correlação desde 3,55 em 700 hPa até o valor de 3,33 em 200 hPa. Nos primeiros três níveis de temperatura, a estabilização da dimensão de correlação se deu com nove variáveis ao passo que nos demais níveis, com oito variáveis conforme mostra a figura 62.

No estudo das temperaturas máximas, médias e mínimas diárias realizadas na estação meteorológica de superfície no DTCEA-CY por VIDAL (2009), a dimensão de correlação teve valores respectivamente iguais a 2,92; 3,11 e 2,69. A dimensão de imersão obtida foi 9 para temperatura média e máxima e 10 para a temperatura mínima.

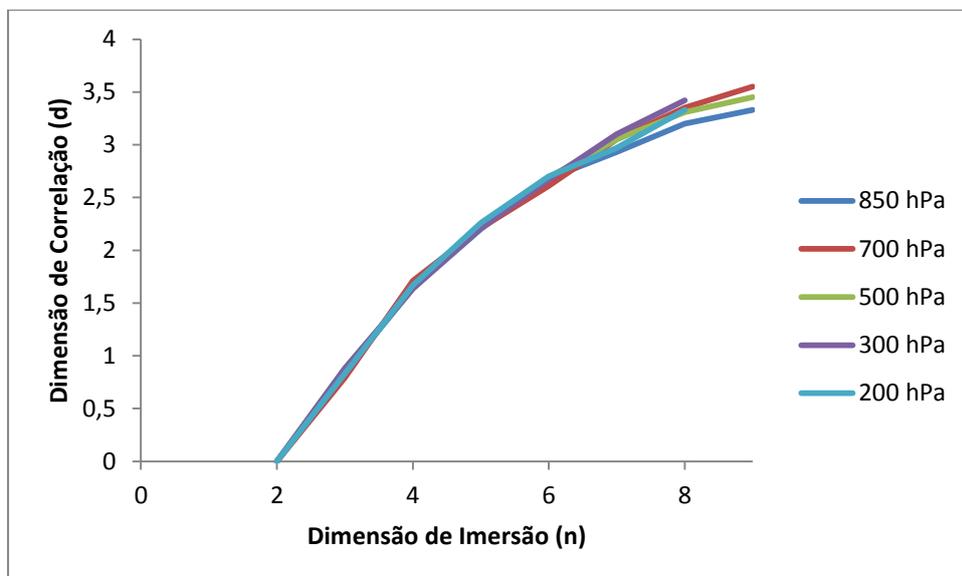


Figura 62. Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para a temperatura.

A umidade relativa foi analisada nos níveis de 850, 700 e 500 hPa. A quantidade de variáveis no espaço de fase para o qual houve a estabilização da dimensão de correlação foi nove. Esta última diminuiu com a altitude desde o valor de 3,45 até 2,14. Resultado este que sugere uma diminuição da complexidade da variável com a altitude, como sugere a figura 63.

O valor da dimensão de correlação obtida por VIDAL (2009) para a umidade relativa da umidade média diária foi 3,23 e a dimensão de imersão obtida foi 10.

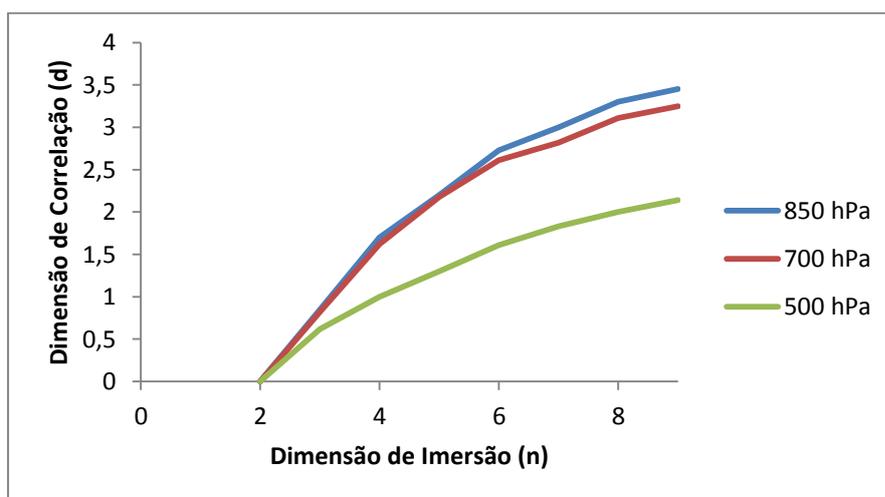


Figura 63. Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para a umidade relativa.

O vento apresentou a estabilização do valor da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase em todos os níveis de superfície

isobárica. O número de variáveis no espaço de fase variou de oito a dez, enquanto que a dimensão de correlação variou de 4,35 em 850 hPa até 2,44 em 200 hPa com um decréscimo monótono. É o que se observa na figura 64.

VIDAL (2009) obteve o valor de 4,45 para a dimensão de correlação do vento mais intenso diário em superfície com dimensão de imersão de valor 14.

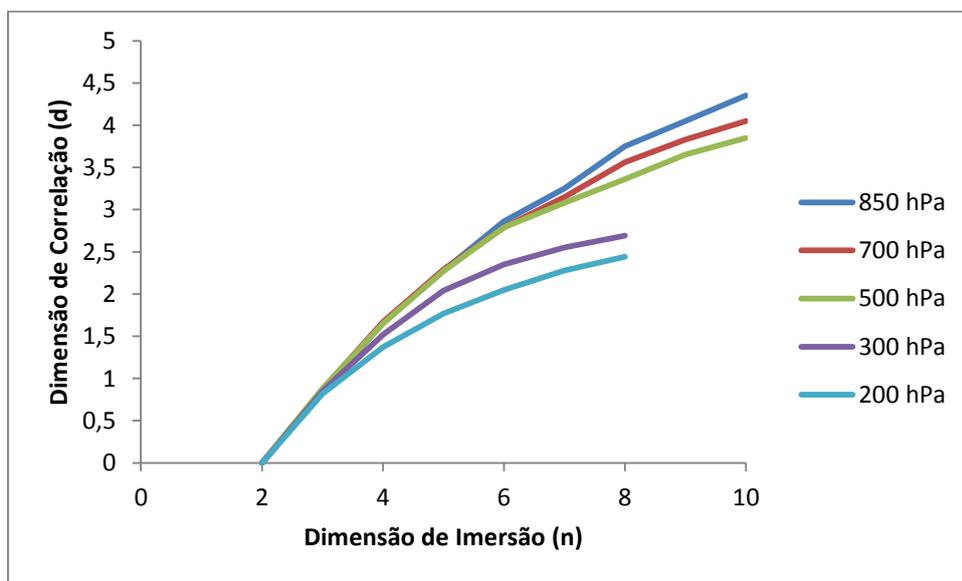


Figura 64. Gráfico da dimensão de correlação em função do número de variáveis no espaço de fase para o vento.

A tabela 11 traz um resumo do valor da dimensão de correlação para cada variável meteorológica.

Tabela 11. Dimensão de Correlação para as variáveis de altitude.

Variável	Dimensão de Correlação (d)
Temperatura	3,33 (850hPa); 3,55 (700hPa); 3,45 (500hPa); 3,42 (300hPa) e 3,33 (200hPa)
Umidade	3,45 (850hPa); 3,25 (700hPa) e 2,14 (500hPa)
Ponto de Orvalho	3,00 (850hPa); 2,56 (700hPa); 1,85 (500hPa) e 2,88 (300hPa)
Geopotencial	3,50 (850hPa); 3,95 (700hPa); 4,00 (500hPa); 3,50 (300hPa) e 3,50 (200hPa)
Entropia	3,31 (850hPa); 3,50 (700hPa); 3,50 (500hPa); 3,10 (300hPa) e 3,45 (200hPa)
Vento	4,35 (850hPa); 4,05 (700hPa); 3,85 (500hPa); 2,69 (300hPa) e 2,44 (200hPa)

A tabela 12 traz um resumo da dimensão de imersão n em cada superfície isobárica para cada variável meteorológica.

Tabela 12. Dimensão de Imersão para as variáveis de altitude.

Variável	Dimensão de Imersão (n)
Temperatura	9 (em 850, 700 e 500hPa) e 8 (em 300 e 200 hPa)
Umidade	9 (para os todos os níveis)
Ponto de Orvalho	8 em 700 hPa e 9 em 300 hPa
Geopotencial	10 (para todos os níveis)
Entropia	9 (para todos os níveis)
Vento	10 (em 850, 700 e 500hPa) e 8 (em 300 e 200hPa)

5. CONCLUSÕES

Em um primeiro momento, fez-se a caracterização do ar superior em altitude para as variáveis temperatura, umidade relativa, ponto de orvalho, intensidade do vento, altitude geopotencial e entropia de uma massa unitária de ar que está sujeita a uma dinâmica adiabática nos níveis de superfície isobárica de 850, 700, 500, 300 e 200 hPa. Percebe-se claramente que a direção do vento se modifica bastante nos níveis de 300 e 200 hPa em relação aos níveis de 850 e 700 hPa devido à circulação predominante de oeste que reina nos níveis mais elevados da atmosfera. A umidade relativa tem um valor médio muito instável devido possivelmente às instabilidades convectivas que tem uma grande extensão vertical.

Em alguns níveis, o ponto de orvalho, a umidade relativa, o vento e a temperatura apresentaram a periodicidade de 397,5 dias, que deve estar associada ao ciclo anual. O ponto de orvalho no nível de 700 hPa ainda apresentou o período de 198,8 dias, que deve estar associado à sazonalidade.

Nas variáveis vento e umidade relativa, é possível perceber que a dimensão de correlação diminui com a altitude.

Os atratores obtidos são estranhos pelo fato de a dimensão de correlação ser não inteira (com exceção dos atratores obtidos para o ponto de orvalho em 850 hPa e para a altitude geopotencial em 500 hPa) por possuírem dimensão de correlação não inteira. Em relação ao vento, é conhecida a predominância de oeste dos ventos acima tipicamente do nível de 500hPa.

Como as dimensões de correlação tem valor superior a 2 (com exceção do ponto de orvalho em 500 hPa), os atratores são do tipo em que o sistema possui oscilação não periódica bem como uma imprevisibilidade intrínseca.

Quanto à umidade, metade dela encontra-se nos primeiros 2000 metros de altitude e experimentalmente pelo que se observa neste trabalho, existe uma diminuição considerável da umidade a partir dos 500 hPa, entretanto é possível se observar a formação da nuvem cúmulo-nimbos que têm sua base em torno de 600m de altura e topo em torno dos 9000m de altura. Não há um estudo que sistematiza bem a variação da umidade com a altitude. O valor da dimensão de

imersão variou entre 8 e 10 para as variáveis analisadas nos níveis analisados. Em outras palavras, necessita-se de 8 a 10 variáveis para explicar cada variável. Assim sendo, as variáveis captadas pela sonda não seriam suficientes para explicar uma única variável.

Acredita-se que este trabalho com as variáveis abordadas nas superfícies isobáricas de 850, 700, 500, 300 e 200 hPa tenha proporcionado uma pequena compreensão da atmosfera. Entretanto reconhece-se que é necessário estudar outras superfícies isobáricas (925, 400, 250, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa) utilizando os métodos empregados aqui, bem como dar mais atenção à tropopausa, fazer análise de índices K (índice de estabilidade atmosférica) e compará-los aos gradientes térmicos ambientais por meio de sondagem atmosférica.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABARBANEL, H. D; BROW, R; SIDOROWICH, J. J; TSIMRING, L. S. **The Analysis of Observed Chaotic Data in Physical Systems**. Review of modern Physics. Vol 65, n. 4, p. 1331-1392. 1993

ALLIGOOD, K. T.; SAUER, T. D.; YORK, J. A. New York: Springer-Verlag, 1997. 602p.

ARFKEN, G. B; WEBER, H. J. **Mathematical Methods for Physicists**. Ed. Elsevier, Sixth Edition, United States of America, 2005.

AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2007.

BARÃO, M.J.S. **Entropia, Entropia Relativa e Informação Mútua**. Departamento de Informática, Universidade de Évora, 2003.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, Weather and Climate**, 3ª edição, London, Methuen, 1972.

BLAIR, T. A.; FITE, R. C. **Meteorologia**. Tradução: Fariz Cezar Chede, Rio de Janeiro, Brasil, 1963.

BRANDÃO, R. S. **Noções de Interpretação Meteorológica e Operação Volmet**. Apostila da Escola de Especialistas de Aeronáutica, Guaratinguetá, 2003.

CAPISTRANO, V. B. **Análise de Séries Temporais de Variáveis Microclimatológicas Medidas em Sinop-MT Utilizando a Teoria da Complexidade**. Cuiabá, 2007. 47p. Dissertação (Mestrado) – Física e Meio Ambiente, Universidade Federal de Mato Grosso

COMANDO DA AERONÁUTICA. **Meteorologia MCA 105-9 Manual de Estações Meteorológicas de Altitude**, 2007, Brasil.

DOBSON, G. M. B. **Exploring the Atmosphere**. Oxford University, London, 1968.

FERREIRA, A. G. **Meteorologia Prática**. 1ª reimpressão, 2010, Editora Oficina de Textos, São Paulo.

FRAZER, A. M; SWINNEY, H. L. **Independent coordinates for strange attractors from mutual information**. Physics Review, 1986.

GLEICK, J. **Chaos: Making a new science**. Viking, New York, N.Y., U.S.A, 1987.

GRASSBERGER, P.; PROCACCIA, I. **Characterization of Strange Attractors**, Physical Review letters, v.50, n.5, p. 346 349, 1983.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentos de Física vol 2**. Ed LTC, 6ª edição, 2002.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R. **Fundamentos de Física vol 2**. Ed LTC, 8ª edição, 2009.

HOUGHTON, J. **The Physics of Atmospheres**, 3ª edição, 2006, Cambridge University Press, New York, USA.

[HTTP://www.uwyo.edu/upper/sounding](http://www.uwyo.edu/upper/sounding). Acesso em 10 jan. 2011.

LORENZ, E. N. **Deteministic Nonperiodic Flow**. Journal of Atmospheric Sciences, v.20, 1963.

LORENZ, E. N. **Dimension of Weather and Climate Attactors**, Institute for nonlinear science, University of California, San Diego, USA. Nature, 1991.

MACHADO, K. D. **Equações Diferenciais Aplicadas à Física**. 2ª edição. Ponta Grossa, UEPG, 2000.

MARIANO, R. T. G. **Análise Espectral de séries temporais de variáveis microclimatológicas em uma área de ecótono entre os biomas Amazônia e Cerrado no norte de Mato Grosso - Cuiabá**, 2008.100p Dissertação (Mestrado) Instituto de Física, Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

MELLO, G. J. **Análise de Séries Temporais Micrometeorológicas Medias em Floresta de Cambarazal no Pantanal Mato-Grossense utilizando a Teoria da Complexidade**. Cuiabá, 2010. 78p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

MENDES, R.V. **Medidas de Complexidade e Auto-Organização**, Universidade Técnica de Lisboa, pg. 3 – 14, 1998.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA. **Climatologia, Noções Básicas e Climas do Brasil**. Editora Oficina de Textos, São Paulo, 2007.

NICOLIS, G; PRIGOGINE, I. **Exploring the Complexity an Introduction**, W.H. Freeman and Company, 5ª edição, 1998, New York, United States of America.

NOBRE, C. A.; ASSAD, E. D.; OYAMA, M. D. **O Impacto do Aquecimento Global nos Ecossistemas da Amazônia e na Agricultura**. Scientific American, 2005.

NOGUEIRA, J. H. A.; FERNANDES, R. M. **Meteorologia Geral**. Apostila da Escola de Especialistas de Aeronáutica, 2005.

OLIVEIRA, L. L.; VIANELLO, R. B; FERREIRA, **Meteorologia Fundamental**. Editora Edifapes, Erechim, Rio Grande do Sul, 2001.

PACKARD, N. H.; CRUTCHFIELD, J. P.; FARMER, J. D.; SHAW, R. S. **Geometry from a Time Series**. Physical Review Letters, v 45, p 712-716, 1980.

PINHEIRO, M. R **Frequências Dominantes de Variáveis Micrometeorológicas de uma Floresta de Transição do Norte de Mato Grosso pelo Método das Séries de Fourier**. 57f . Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, 2008.

RESNICK, R.; HALLIDAY, D; KRANE, K. S. **Física 2**, 4ª edição, 1996, Rio de Janeiro, Ed LTC.

SHANNON, C. E. **A Mathematical Theory of Communication**. The Bell System Technical. Journal, 27:279–423, 623–656, 1948

SPIEGEL, M. R. **Análise de Fourier**. Editora McGraw-Hill, 1976.

TAKENS, F. **Detecting Strange Atractors in Turbulence**, Mathematisch Instituut, P. O. Box, Goningen, Holland, 1980.

TSONIS, A. A; ELSNER, J. B; GEORGAKAKOS, K. P. **Estimating The Dimension Weather and Climate Attractors: Important Issues about the Procedure and Interpretation**. Journal of the Atmospheric Sciences, Department of Geosciences, University of Wisconsin, 1993,USA

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Editora Pax, 2ª versão digital, Recife, 2006.

VIDAL, L. A. **Estudo da Dinâmica de Variáveis Microclimatológicas da Estação Meteorológica de Superfície do Destacamento de Controle do Espaço Aéreo de Cuiabá.** Cuiabá, 2009. 79f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. H. **Atmospheric Science An introductory Survey.** University of Washington, 2ª edição, Elsevier, 2006.

WEBER, R. O.; TALKNER, P.; STEFANICKI, G.; ARVISAIS, L. **Search for Finite Dimensional Atracttors in Atmospheric Turbulence.** Boudary-Layer Meteorology, v.73, 1995.