



Caracterização do ar em altitude de Cuiabá

Prof. Dr. Lúcio Ângelo Vidal¹

Resumo

O objetivo deste artigo é a caracterização meteorológica em altitude de quatro superfícies isobáricas com as variáveis temperatura, umidade relativa, intensidade e direção dos ventos com dados coletados por meio de radiossondagens atmosféricas entre os períodos de 01 de outubro de 2004 e 31 de dezembro de 2010 na cidade de Cuiabá. São utilizadas para esta finalidade alguns conceitos estatísticos, tais como medidas de tendência central, medidas de dispersão, assimetria, curtose e algumas propriedades da distribuição normal. Acredita-se no caráter interessante do estudo, pois pouco se explora em pesquisas dados meteorológicos de altitude, as pesquisas relativas a condições meteorológicas e climatológicas comumente ocorrem apenas em estações de superfícies e torres.

Palavras-chave: superfícies isobáricas, radiossondagens, caracterização do ar em altitude.

¹ Prof. Dr. do Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia de Mato Grosso - Campus Cuiabá - Octayde Jorge da Silva. Email: lucio.vidal@cba.ifmt.edu.br

Abstract

The objective of this article is the meteorological characterization in altitude of four isobaric surfaces with the variables temperature, relative humidity, intensity and direction of the winds with data collected through atmospheric radiosondes between the periods of October 1, 2004 and December 31, 2010 in the city of Cuiabá. Some statistical concepts such as measures of central tendency, dispersion measures, asymmetry, kurtosis and some properties of normal distribution are used for this purpose. We believe in the interesting nature of the study, since little is investigated in research meteorological data of altitude, the surveys related to meteorological and climatological conditions commonly occur only in stations of surfaces and towers.

Keywords: isobaric surfaces, radiosounding, characterization of air at altitude.

INTRODUÇÃO

Muitos dos estudos para se avaliar a possibilidade de mudanças climáticas ocorrem com parâmetros meteorológicos medidos em estações meteorológicas de superfície (convencionais ou automáticas) ou em torres micrometeorológicas. Daí a importância de se perguntar se há manifestação de alterações nos padrões de variáveis meteorológicas no ar em altitude e comparar o resultado obtido com as variáveis correspondentes em superfície, bem como comparar os resultados obtidos para as variáveis entre as quatro superfícies isobáricas estudadas (850 hPa, 700hPa, 500hPa e 300hPa).

Entre os poucos estudos envolvendo radiossonadas pode-se citar Silva & Lyra (2009) onde se faz uma comparação de perfil de vento médio no estado de Rondônia entre os dados obtidos por radiossondas e por um SODAR (Sonic Detection e Ranging) no ano de 2002; Regis et al (2013) que apresentam uma visão geral das radiossondas e os resultados de desenvolvimento de tecnologias em duas plataformas de baixo custo para sondagem e Oliveira (2016) que mostra um estudo investigativo em termodinâmica baseado na pesquisa científica multidisciplinar com o uso de radiossondas.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

SONDAGENS ATMOSFÉRICAS

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.

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 dois 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 1, temos uma radiossonda, principal maneira de se obter dados de altitude, utilizada no Destacamento de Controle do Espaço Aéreo de Cuiabá (DTCEA-CY).

Figura 1. Radiossonda

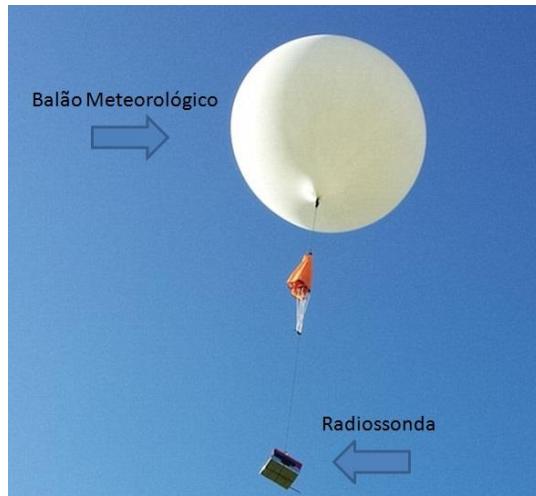


Fonte: <http://www.qsl.net/py4zbz/rs.htm>.

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 até 30 minutos antes ou depois de cada um desses horários.

Os equipamentos de sondagens meteorológicas são divididos nas categorias *voo* e *terra*. Os de voo são os sensores e transmissores, antena GPS remota e processador enquanto que os de terra são os equipamentos de recepção, processamento, análise e registro das informações.

Figura 2. Balão meteorológico com sonda e paraquedas



Fonte: <http://wp.clicrbs.com.br/blogdopuchalski/2016/02/25>

Balões, gases, bateria e paraquedas são os equipamentos de transporte, ou seja, utilizados para realizar a radiosondagem. Tem-se na figura 2, 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 amarrado a todo o conjunto de voo no intuito de amortecer a queda da sonda quando estourar o balão.

TEMPERATURA EM ALTITUDE

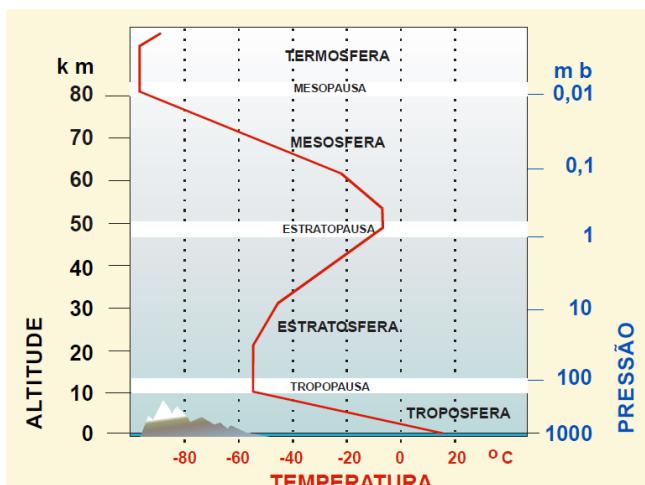
Há necessidade de se estudar como varia a temperatura do ar com a altitude já que aqui será feito um estudo com dados oriundos de determinados níveis de altitude obtidos por sondagens atmosféricas no aeroporto de Cuiabá. Na figura 3, mostra-se como a temperatura varia com a altitude.

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 isotermia ($-56,5^{\circ}\text{C}$).

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 isotermia 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 isotermia 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.

Figura 3. Variação da Temperatura com a Altitude.



Fonte: Varejão-Silva, 2^a versão digital, 2006.

A OACI (Organização de Avião Civil Internacional) estabeleceu um modelo que serve de referência para a atmosfera na confecção de altímetros: 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 isotermia ($-56,5^{\circ}\text{C}$) entre 11000 e 20000m e entre 22000 e 32000m a temperatura se eleva à taxa de $1^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Apesar do modelo OACI 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 ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), consequentemente 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.

UMIDADE EM ALTITUDE

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 sua 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 (AYOADE, 2007).

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.

VENTOS EM ALTITUDE

Tudo que se conhece a respeito das pressões e os movimentos de ar em altitude provêm das observações dos deslocamentos das nuvens cirriformes, das sondagens e dos instrumentos levados à altitude, porém estes conhecimentos continuam incompletos (BLAIR & FITE, 1964).

Segundo Blair & Fite (1964) na troposfera superior o padrão de distribuição das pressões é bem mais simples que à superfície e perdem individualidade nos 2 ou 3 primeiros quilômetros de altitude. O padrão de distribuição de pressões torna-se latitudinal, à medida que as isóbaras tendem a se estender na direção leste-oeste até a tropopausa.

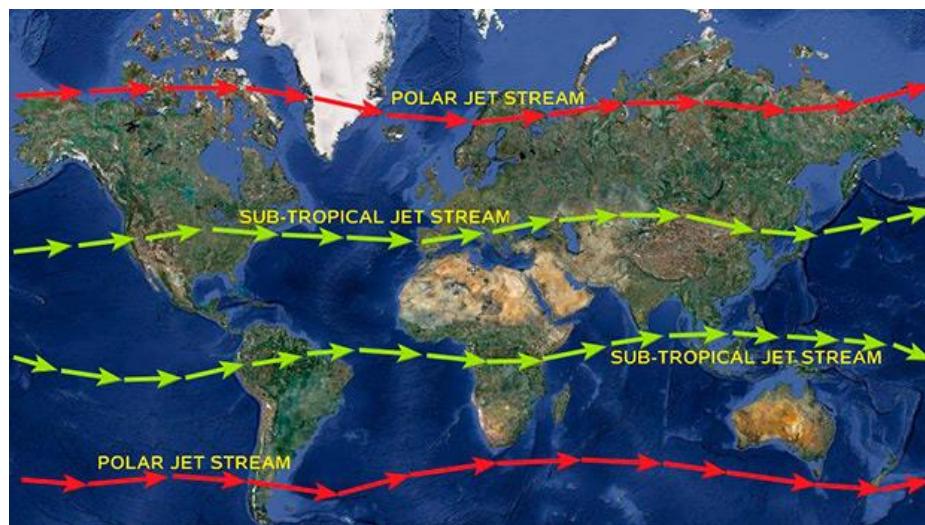
Levando em conta que há esta tendência de os ventos se alinharem às latitudes, é fácil entender a razão pela qual os ventos em altitude nas latitudes de 0° a 30° e de 60° a 90° são predominantes de leste e na latitude de 30° a 60° são predominantes de oeste (BLAIR & FITE, 1964).

São chamados de *contra-alíseos* os ventos de sudoeste sobre os alíseos de nordeste, e de noroeste sobre os alíseos de sudeste. A sua ocorrência é nas altitudes compreendidas de 1000 a 4000 metros. À medida que os contra-alíseos atingem as latitudes de 30°, eles vão se resfriando pela radiação e expansão e defletem-se para oeste por efeito da rotação da Terra (BLAIR & FITE, 1964).

A corrente de jato (figura 4) tem grande valor prático para a previsão do tempo, trata-se de um núcleo de ventos fortes imersos nos ventos predominantes de oeste nas

latitudes médias. Sua largura varia de 40 a 160 Km e atinge de 2 a 3 Km de espessura. Já foi registrada corrente de jato com velocidade de 480km/h. Acredita-se exercer grande influência na orientação das massas de ar, que por sua vez, são responsáveis pelas condições de tempo gerais à superfície (NAMIAS, 1951).

Figura 4. Corrente de Jato Polar e Subtropical.



Fonte: <http://blog.hangar33.com.br/o-que-sao-correntes-de-jato-e-como-elas-funcionam>

MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização do ar superior de Cuiabá foi feita 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 Destacamento de Controle do Espaço Aéreo de Cuiabá (DTCEA-CY).

Os dados de temperatura, umidade relativa, ponto de orvalho, vento e altitude geopotencial aqui utilizados foram obtidos do site www.uwyo.edu/upper/sounding da Universidade de Wyoming, Estados Unidos e dos arquivos de radiossonda do DTCEA-CY.

O intervalo de tempo entre sondagens consecutivas é de aproximadamente 12 horas. As variáveis registradas pela sonda são temperatura, umidade relativa, ponto de orvalho, vento e altitude geopotencial.

Nas sondagens atmosféricas são obtidas para 15 superfícies isobáricas em hectoPascal (hPa). Destas quinze, escolhemos trabalhar com quatro (850hPa, 700hPa, 500hPa e 300hPa) devido a maior relevância para se elaborar cartas de previsão.

A superfície de 850 hPa 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).

Com grande aplicação no verão, as isóbaras de 700hPa são úteis para se traçar isotermas 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 isóbara de 500 hPa, por concentrar metade da massa da atmosfera, é utilizada juntamente com a carta de superfície para cálculos de deslocamento, intensificação e dissipação de sistemas frontais. É também utilizada para o estudo de advecção de vorticidade em níveis superiores da atmosfera (BRANDÃO, 2003).

Para se estudar correntes de jato e vorticidades em altos níveis faz-se necessária a carta de 300hPa (BRANDÃO, 2003).

A precisão das variáveis coletadas pela sonda varia conforme a tabela 01.

Tabela 01. Precisão na coleta de dados de uma sondagem

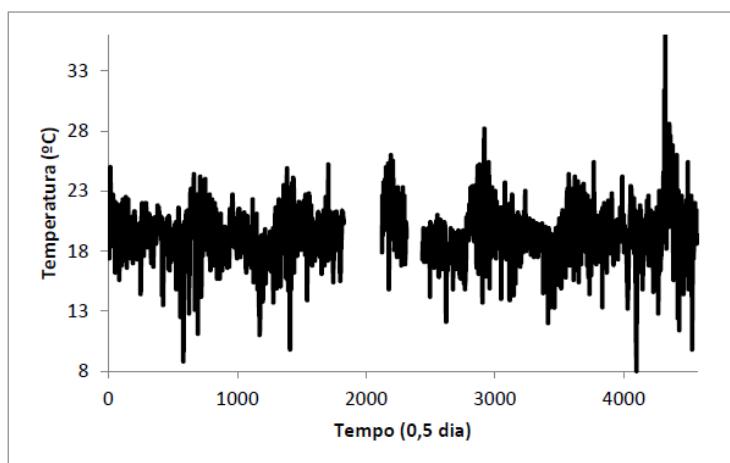
Variável	Precisão
PRESSÃO	±1 hPa
TEMPERATURA	±0,5°C da superfície até 100 hPa; ±1°C de 100hPa até 5hPa
UMIDADE RELATIVA	±0,5%
DIREÇÃO DO VENTO	±5° para velocidades abaixo de 15m/s e ±2,5° para velocidades acima de 15m/s da superfície até 100 hPa. ±5° de 100hpa até 5 hPa.
VELOCIDADE DO VENTO	±1m/s da superfície até 100hpa; ±2m/s de 100 hPa até 5hPa.
ALTITUDE	±1% próximo à superfície, descendo até ±0,5% em 100hPa.
GEOPOTENCIAL	

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Superfície Isobárica de 850 hPa (altitude de 1528 metros)

A partir da figura 5, pode-se obter algumas estatísticas para a temperatura do ar no nível de 850 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 19,4°C; 20,0°C e 19,3°C. Em termos de medida de desvio, o desvio padrão vale 2,1°C. Trata-se de uma distribuição normal muito próxima da simetria pelo fato de seu coeficiente de assimetria (1º coeficiente de assimetria de Pearson) ter um valor de 0,1 (está próximo de zero) (SPIEGEL & STEPHENS, 2009). A curtose tem o valor de 3,5 (maior que 3), daí conclui-se que a distribuição é leptocúrtica (tem um pico relativamente alto) (SPIEGEL & STEPHENS, 2009). Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões, entretanto há 1,0% dos dados fora destes limites.

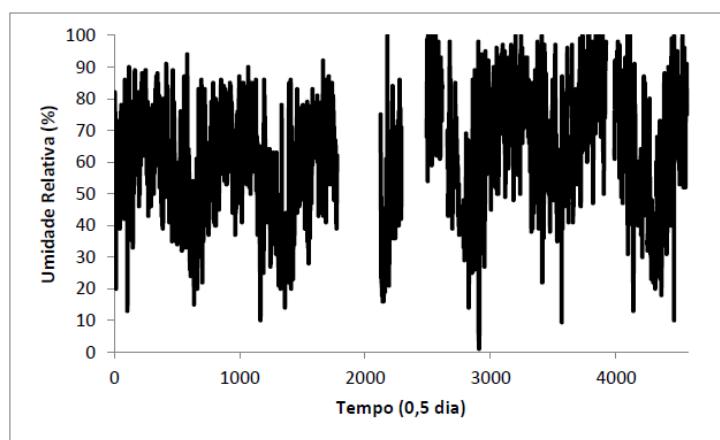
Figura 5 Comportamento da Temperatura em °C do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 850 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.



A partir da figura 6, pode-se obter algumas estatísticas para a umidade relativa do ar no nível de 850 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 78%; 73% e 63%. Em termos de medida de desvio, obtém-se 18% para o desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal deslocada para a direita pelo fato de seu coeficiente de assimetria (1º coeficiente de assimetria de Pearson) ter um valor de 2,5 (bem maior que zero) (SPIEGEL & STEPHENS, 2009). A

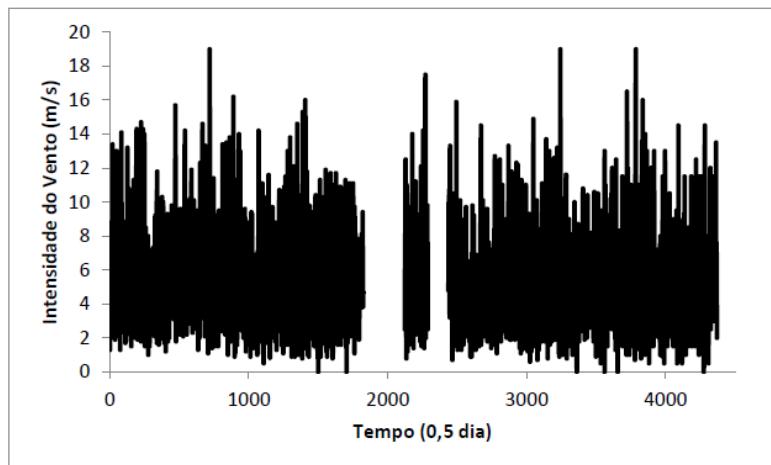
curtose tem o valor de -0,4 (menor que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica (possui topo achatado) (SPIEGEL & STEPHENS, 2009). Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões , mas o que ocorre é que todos os dados estão dentro deste limite pois a variância é muito grande e consequentemente tem-se uma maior heterogeneidade dos elementos do conjunto (COSTA, 2005).

Figura 6 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.



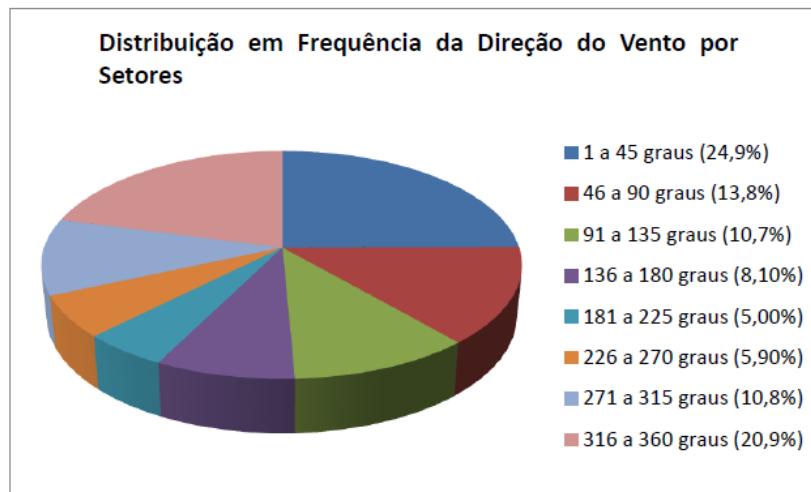
A partir da figura 7, pode-se obter algumas estatísticas para a intensidade do vento no nível de 850 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 5,5m/s; 4,5m/s e 5,1m/s. Em termos de medida de desvio, obtém-se 2,8m/s para o desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal muito próxima da simetria, mas levemente deslocada para a direita pelo fato de seu 1º coeficiente de assimetria de Pearson ter um valor de 0,4 (está próximo de zero). A curtose tem o valor de 1,0 (menor que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica (tem topo achatado). Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões, entretanto há 0,88% dos dados fora destes limites.

Figura 7 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.



Na figura 8, observa-se como se distribuem os ventos a cada 45° de direção, percebe-se nitidamente que a primeira predominância da direção dos ventos ocorre entre 1° e 45° (norte-nordeste). A segunda predominância é na direção de 316 a 360 graus (norte-noroeste). A moda da direção dos ventos neste nível é em 15° .

Figura 8 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

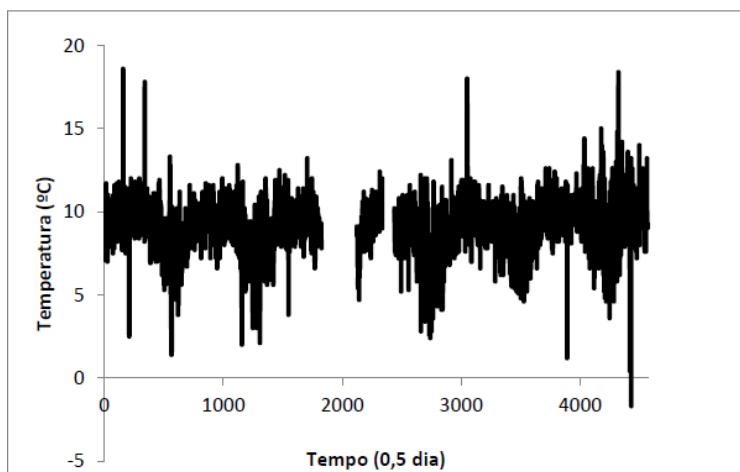


Superfície Isobárica de 700 hPa (altitude de 3169 metros)

A partir da figura 9, pode-se obter algumas estatísticas para a temperatura do ar no nível de 700 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a

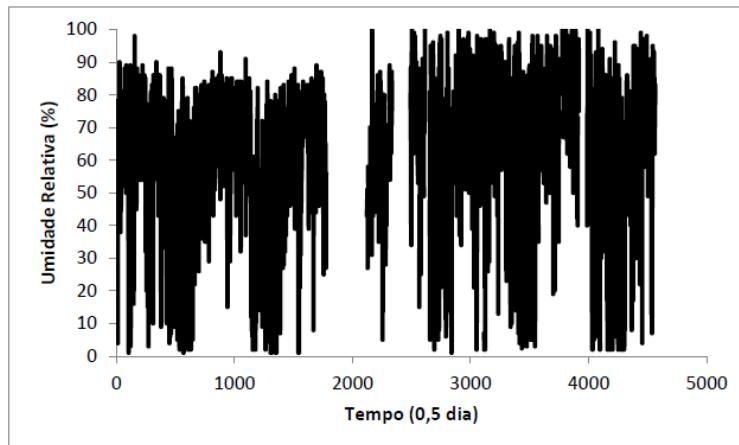
mediana valem respectivamente 9,0°C; 9,0°C e 9,2°C. Em relação à dispersão dos dados, obtém-se 1,6°C de desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal muito próxima da simetria pelo fato de seu coeficiente de assimetria (1° coeficiente de assimetria de Pearson) ter um valor de -0,4 (está próximo de zero) (SPIEGEL & STEPHENS, 2009). A curtose tem o valor de 2,7 (menor do que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica. Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões , entretanto há 1,2% dos dados fora destes limites.

Figura 9 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.



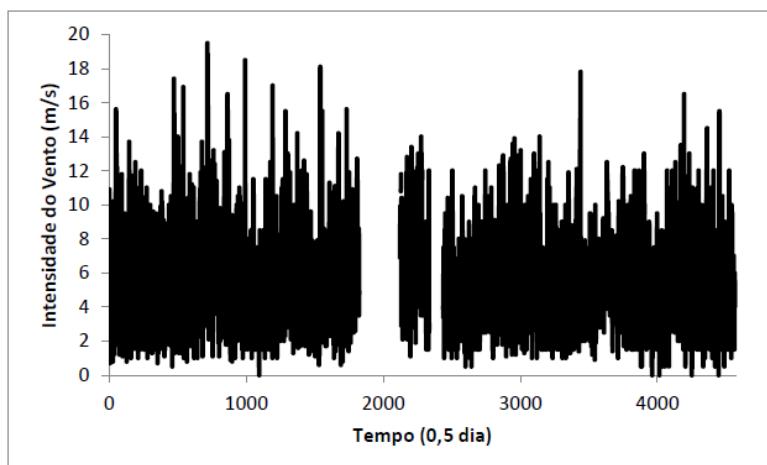
A partir da figura 10, pode-se obter algumas estatísticas para a umidade relativa do ar no nível de 700 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 65%; 66% e 65%. Em relação à dispersão, o desvio padrão é de 23%. Trata-se de uma distribuição normal pelo fato de seu 1° coeficiente de assimetria de Pearson ter um valor igual a zero. A curtose tem o valor de 0,8 (menor que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica. Todos os dados experimentais estão dentro da média mais ou menos 3 desvios padrões e consequentemente tem-se uma maior heterogeneidade dos elementos do conjunto.

Figura 10 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.



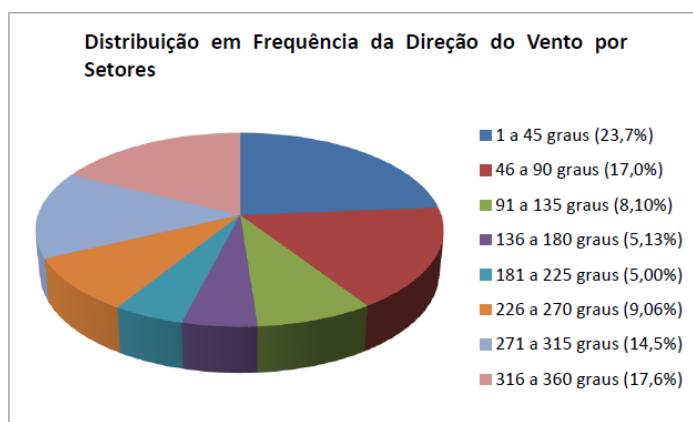
A partir da figura 11, pode-se obter algumas estatísticas para a intensidade do vento no nível de 850 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 5,5m/s; 5,0m/s e 5,1m/s. Como medida de desvio, o desvio padrão obtido é de 2,7m/s. Trata-se de uma distribuição normal deslocada para a direita pelo fato de seu coeficiente de assimetria (1° coeficiente de assimetria de Pearson) ter um valor bem maior que zero (SPIEGEL & STEPHENS, 2009). A curtose tem o valor de 0,2; daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica. Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões , mas o que ocorre é 0,83% dos dados estão fora.

Figura 11 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.



Na figura 12, observa-se como se distribuem os ventos a cada 45° de direção, percebe-se nitidamente que a primeira predominância da direção dos ventos ocorre entre 1° e 45° (norte a nordeste). A segunda predominância é na direção de 316 a 360 graus (noroeste a norte). A moda da direção dos ventos neste nível é em 25° .

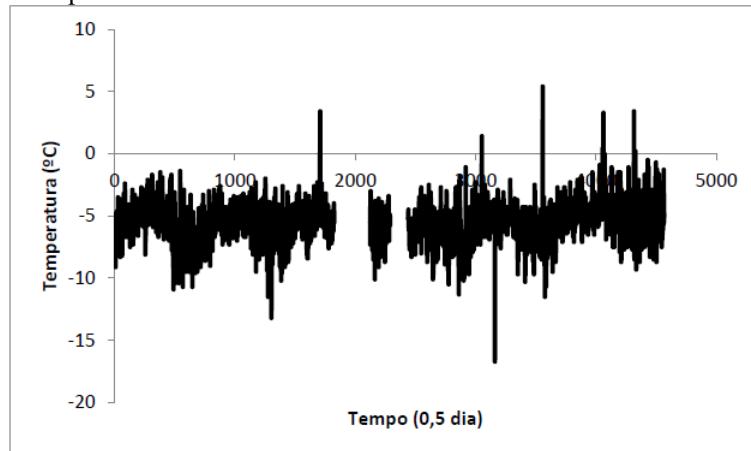
Figura 12 Comportamento da Direção do Vento em Graus em função do tempo em Cuiabá no nível de 700 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.



Superfície Isobárica de 500 hPa (altitude de 5883 metros)

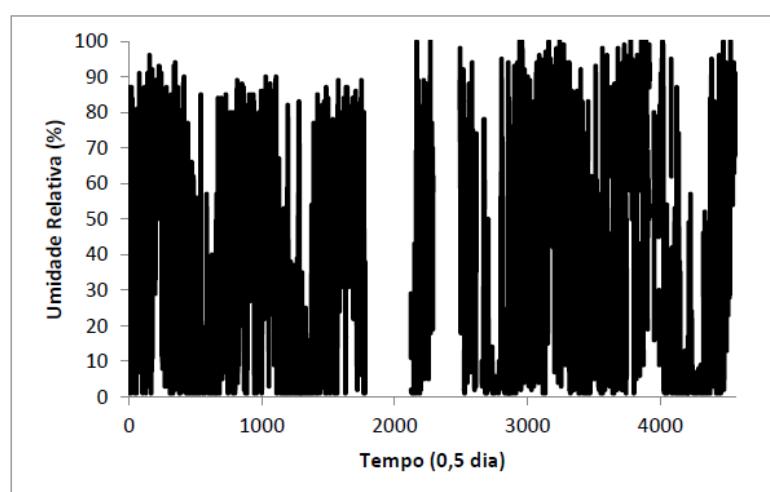
A partir da figura 13, pode-se obter algumas estatísticas para a temperatura do ar no nível de 500 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente $-5,6^\circ\text{C}$; $-5,3^\circ\text{C}$ e $-5,5^\circ\text{C}$. Em relação à dispersão dos dados, obtém-se $1,6^\circ\text{C}$ de desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal muito próxima da simetria pelo fato de seu coeficiente de assimetria (1° coeficiente de assimetria de Pearson) ter um valor de $-0,2$ (está próximo de zero). A curtose tem o valor de $2,5$ (menor do que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica. Em teoria deveria se ter no máximo $0,27\%$ dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões, entretanto há $0,66\%$ dos dados fora destes limites.

Figura 13 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.



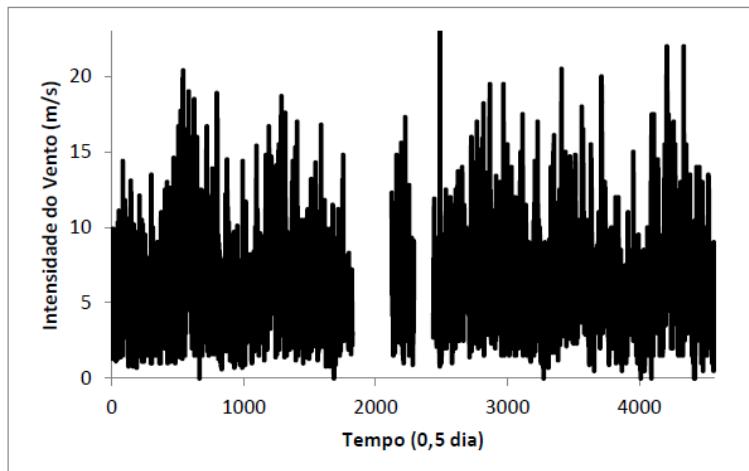
A partir da figura 14, pode-se obter algumas estatísticas para a umidade do ar no nível de 500 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 37%; 1% e 32%. Em relação à dispersão dos dados, obtém-se 31% de desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal levemente deslocada para a direita pelo fato de seu 1º coeficiente de assimetria de Pearson ter um valor de 0,5 (está próximo de zero). A curtose tem o valor de -1,4 (menor do que 3), daí concluir-se que a distribuição é platocúrtica. Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões, mas não há nenhuma ocorrência fora destes limites.

Figura 14 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.



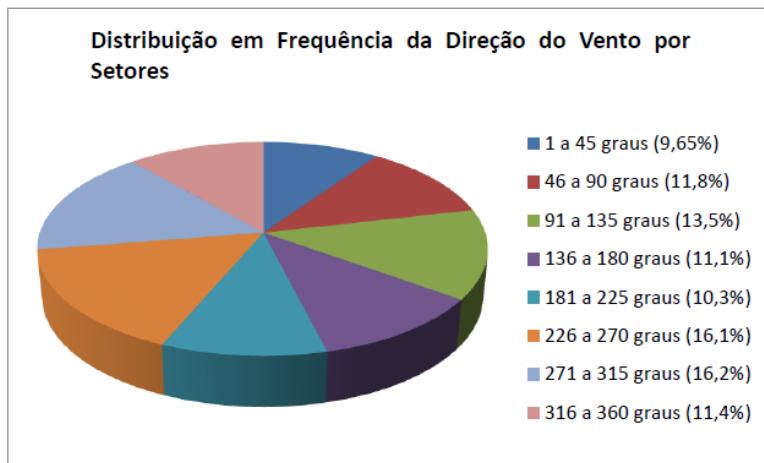
A partir da figura 15, pode-se obter algumas estatísticas para a intensidade do vento no nível de 500 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 6,1m/s; 5,0m/s e 5,5m/s. Em relação à dispersão dos dados, obtém-se 3,4m/s de desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal levemente deslocada para a direita pelo fato de seu 1º coeficiente de assimetria de Pearson ter um valor de 0,5 (está próximo de zero). A curtose tem o valor de 1,4 (menor do que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica. Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões, mas há ocorrência de 1,2% fora destes limites.

Figura 15 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.



Na figura 16, observa-se como se distribuem os ventos a cada 45° de direção, percebe-se nitidamente que a primeira predominância da direção dos ventos ocorre entre 271° e 315° (oeste a noroeste). A segunda predominância é na direção de 316 a 360 graus (noroeste a norte). A moda da direção dos ventos neste nível é em 280° .

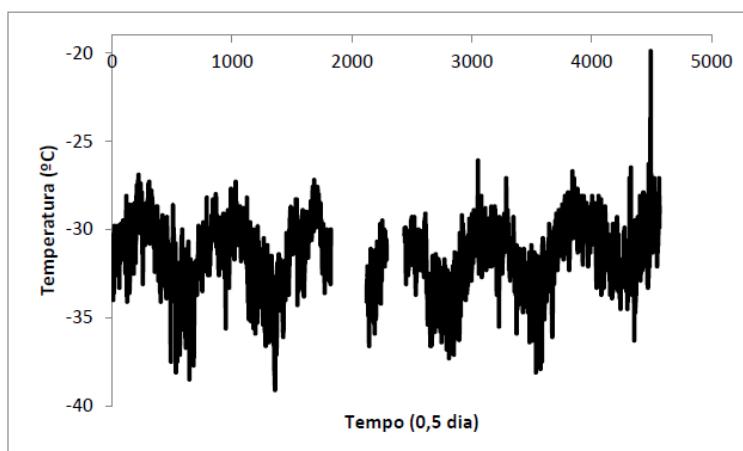
Figura 16 Comportamento da Direção do Vento em Graus em função do tempo em Cuiabá no nível de 500 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010



Superfície Isobárica de 300 hPa (altitude de 9699 metros)

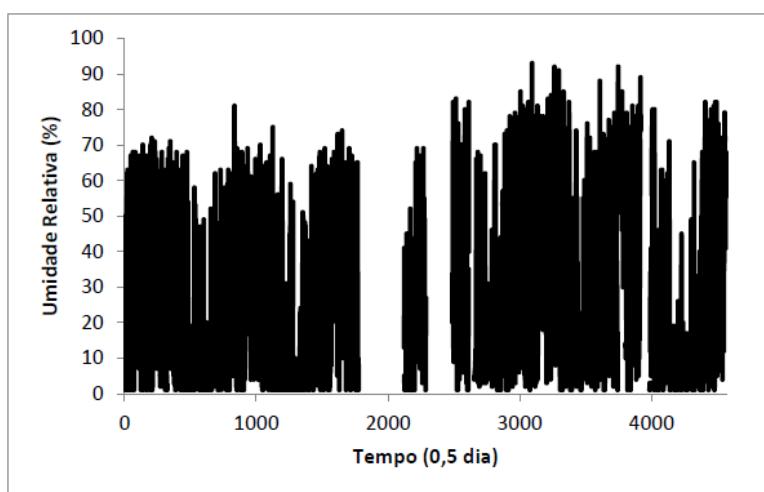
A partir da figura 17, pode-se obter algumas estatísticas para a temperatura do ar no nível de 300 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente $-31,5^{\circ}\text{C}$; $-30,5^{\circ}\text{C}$ e $-31,3^{\circ}\text{C}$. Em relação à dispersão dos dados, obtém-se $1,9^{\circ}\text{C}$ de desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal ligeiramente deslocada para a esquerda pelo fato de seu coeficiente de assimetria (1° coeficiente de assimetria de Pearson) ter um valor de $-0,3$. A curtose tem o valor de $0,5$ (menor do que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica. Em teoria deveria se ter no máximo $0,27\%$ dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões, entretanto há $0,41\%$ dos dados fora destes limites.

Figura 17 Comportamento da Temperatura em $^{\circ}\text{C}$ do ar em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.



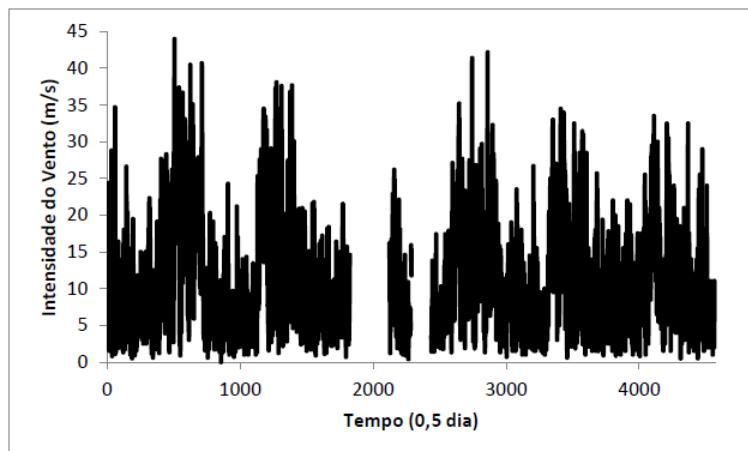
A partir da figura 18, pode-se obter algumas estatísticas para a umidade do ar no nível de 300 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 27%; 1% e 20%. Em relação à dispersão dos dados, obtém-se 31% de desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal deslocada para a direita pelo fato de seu 1º coeficiente de assimetria de Pearson ter um valor de 0,9. A curtose tem o valor de -0,9 (menor do que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica. Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões, neste caso todos os dados também ficaram dentro dos limites.

Figura 18 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.



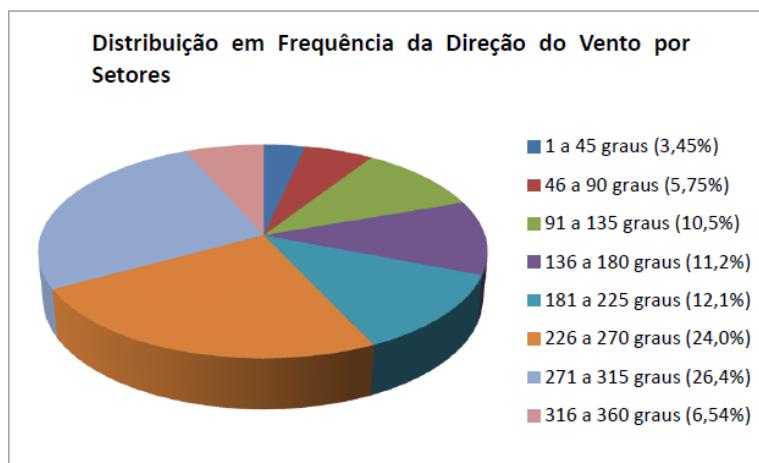
A partir da figura 19, pode-se obter algumas estatísticas para a intensidade do vento no nível de 300 hPa. Em termos de medida de tendência central, a média, a moda e a mediana valem respectivamente 11,0m/s; 4,5m/s e 9,0m/s. Em relação à dispersão dos dados, obtém-se 7,6m/s de desvio padrão. Trata-se de uma distribuição normal deslocada para a direita pelo fato de seu 1º coeficiente de assimetria de Pearson ter um valor de 0,8. A curtose tem o valor de 0,7 (menor do que 3), daí conclui-se que a distribuição é platocúrtica. Em teoria deveria se ter no máximo 0,27% dos dados experimentais fora da média mais ou menos 3 desvios padrões, mas há ocorrência de 0,69% fora destes limites.

Figura 19 Comportamento da Intensidade do Vento em função do tempo em Cuiabá no nível de 300 hPa entre 01/10/2004 e 31/12/2010.



Na figura 20, observa-se como se distribuem os ventos a cada 45° de direção, percebe-se nitidamente que a primeira predominância da direção dos ventos ocorre entre 271° e 315° (oeste a noroeste). A segunda predominância é na direção de 226° a 270° graus (sudoeste a oeste). A moda da direção dos ventos neste nível é em 265° .

Figura 20 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.



CONSIDERAÇÕES FINAIS

No tocante à temperatura e a umidade relativa, observa-se que há uma diminuição do valor de sua média de acordo com o menor valor da superfície isobárica (maior altitude) como era previsto em teoria. Quanto à intensidade do vento, observa-se

que há um aumento da sua intensidade com a altitude em virtude da diminuição do atrito do ar com a superfície. Já no caso da direção do vento, há nos dois níveis de pressão mais baixos uma tendência do vento a se alinhar à direção dos ventos em superfície na cidade de Cuiabá ,ou seja, entre 320° e 340° como sugere Vidal (2014); enquanto que nos dois níveis mais elevados há uma tendência de o vento se alinhar à circulação predominante de oeste sugerida por Blair & Fite (1964).

REFERÊNCIAS

- AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos.** Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2007;
- 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;
- COSTA, S. F. **Introdução Ilustrada à Estatística.** Editora Harbra, 4^a edição, São Paulo, 2005;
- MCA 105-9 (Meteorologia Manual de Estações Meteorológicas de Altitude), Comando da Aeronáutica, 2007, Brasil;
- OLIVEIRA, F. P. **Uma Proposta de Ensino Investigativo em Termodinâmica com O Uso de Radiossondas;** Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Ensino de Física da UFRJ; Rio de Janeiro, 2016;
- NAMIAS, Jerome “**Pattern of Wind Flow in The Upper Westerlies**”, Scientific American, vol 187, June 1951, pp. 26-31;
- SILVA, C. M. S.; LYRA, R. F. F. **Comparação do perfil de vento medido por Radiossondas e por um SODAR durante o experimento DRYTOWET-AMC/LBA.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 24, n.3, 356 – 363, 2009;
- REGIS, A.; DA COSTA, K. M.; BARBOSA, D. C. **Estudo e desenvolvimento de plataformas embarcadas de sondagem em altitude para uso em monitoramento atmosférico.** Seminário de Pesquisa, Extensão e Inovação do IFSC, 2013;
- SPIEGEL, M. R.; STEPHENS, L. J. **Estatística Coleção Schaum.** Editora Bookman, 4^a edição, 2009;

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

VIDAL, L. A. **Caracterização dos Ventos em Várzea Grande, Mato Grosso, No período de Cinco Anos.** Revista Profiscientia, Cuiabá, 2014;

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