



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Nº de ordem: MET – UFAL – MS - 56

ANÁLISE ESPACIAL E TEMPORAL DO VENTO NO ESTADO DE ALAGOAS

GABRIEL BRITO COSTA

Maceió – Alagoas

Março – 2009



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



ANÁLISE ESPACIAL E TEMPORAL DO VENTO NO ESTADO DE ALAGOAS

GABRIEL BRITO COSTA

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL, para obtenção do título de Mestre em Meteorologia – área de concentração em Processos de Superfície Terrestre.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra

Doutor em Física da Atmosfera

Maceió – Alagoas

Março – 2009

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

C837a Costa, Gabriel Brito.

Análise espacial e temporal do vento no estado de Alagoas / Gabriel Brito
Costa, 2009.
xxi, 127 f. : il., grafs.

Orientador: Roberto Fernando da Fonseca Lyra.

Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) –
Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió,
2009.

Bibliografia: f. 118-127.

1. Meteorologia sinótica. 2. Ventos - Maceió (AL). 3. Estabilidade atmosférica.
I. Título.

CDU: 551.555(813.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-056.

“ANÁLISE ESPACIAL E TEMPORAL DO VENTO NO ESTADO DE ALAGOAS”

Gabriel Brito Costa

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra
(Orientador)

Prof. Dr. Gilberto Fernando Fisch
(Membro Externo – INPE)

Dr., Gustavo Bastos Lyra
(Membro interno)

Maceió – AL

Março/2009

A meus pais, **José Raimundo Brito Costa** e **Joana D'arc Brito Costa**, pelo amor, educação, paciência e todo apoio necessário para ultrapassar barreiras em minha vida e realizar meus objetivos, e a minha eterna avó **Cezarina Costa (Diana)**, *In Memoriam*.

Dedico.

AGRADECIMENTOS

Á Deus, pelo dom da vida e sua eficaz insistência em sempre guiar meus passos por bons caminhos, e á Nossa Senhora, que em minha ciência de fé intercede por mim.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Roberto Lyra, por ter me concedido tudo o que era necessário (e mais um pouco) para que eu desenvolvesse da melhor maneira possível este trabalho, sendo por muitas vezes mais que um orientador e professor: um amigo.

Aos membros da banca examinadora: Prof. Dr. Gilberto Fisch e Prof. Dr. Gustavo Lyra, pela disponibilidade em aceitar o convite e pelas sugestões que visam sempre à melhoria do trabalho.

Á CAPES, pelo financiamento da minha Pós-Graduação, através da bolsa de mestrado.

Ao meu ex- Orientador de Graduação (e amigo), Prof. Dr. João Batista M. Ribeiro, que sempre me depositou confiança e incentivos para que eu seguisse na vida acadêmica, e a todo o corpo docente do Departamento de Meteorologia da UFPa, em especial Prof. Ricardo Souza pelo incentivo ao final do curso, e do ICAT-UFAL, responsáveis por parte de minha formação acadêmica e crescimento profissional.

Á meus amigos do GAMA, em especial a Mônica Queiroz e Flávia Rabelo, que me deram apoio e estímulo durante o percurso de minha vida acadêmica, compartilhando inesquecíveis momentos de amizade.

Á meus colegas de classe, pela amizade e momentos inesquecíveis durante estes dois anos de convivência, e pela fundamental ajuda de meu amigo Allan Silva.

Á meus familiares em geral, pilares do meu sucesso, que sempre me apoiaram e incentivaram em meu percurso acadêmico e de vida.

A todos estes, E MUITOS outros, o meu **muito obrigado!**

PENSAMENTOS

“O primeiro dever da inteligência é duvidar dela mesma”

(Albert Einstein)

“O nortista só queria fazer parte da nação”

(Mosaico de Ravena)

“Ó Pará, quanto orgulho ser filho, De um colosso, tão belo e tão forte; Juncaremos de flores teu trilho, Do Brasil, sentinela do Norte. E a deixar de manter esse brilho, Preferimos, mil vezes, a morte!”

(trecho- Hino do Estado do Pará)

“Não se pode ensinar alguma coisa a alguém, pode se apenas auxiliar a descobrir por si mesmo”

(Galileu Galilei)

“A Matemática é o alfabeto com o qual Deus escreveu o Universo”

(Galileu Galilei)

“Deve se aprender sempre, até mesmo com um inimigo”

(Isaac Newton)

“O que sabemos é uma gota. O que ignoramos é um oceano”

(Isaac Newton)

Buscarei incessantemente ser melhor do que meus mestres, e pior do que meus discípulos.

(Gabriel Brito Costa)

COSTA, Gabriel Brito. ANÁLISE ESPACIAL E TEMPORAL DO VENTO NO ESTADO DE ALAGAOAS. Orientador: Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra. Maceió – AL: ICAT/UFAL, 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

RESUMO

Este trabalho teve o objetivo de caracterizar os padrões de vento no Estado de Alagoas, avaliando se existem condições propícias para a geração de energia elétrica através de aerogeradores no Estado, e relacionar os padrões de vento com parâmetros locais, observando o comportamento da estabilidade atmosférica através de diferentes métodos. Procurou-se determinar o padrão sazonal da velocidade e direção do vento, temperatura do ar, intensidade de turbulência e fator de rajadas em três regiões distintas do Estado: Litoral, Agreste e Sertão, e avaliar o comportamento da estabilidade atmosférica no seu ciclo anual através do cálculo de parâmetros de estabilidade. Foram analisados ciclos médios diários, mensais e anuais de variáveis meteorológicas que pudessem descrever o padrão de vento no Estado de Alagoas. O padrão evidenciado foi relativamente diferente entre as regiões, tendo seu comportamento para aproveitamento eólico se mostrado mais satisfatório na região do Agreste (Girau do Ponciano). A região do Sertão (Água Branca) evidenciou uma influência anual de um regime de ventos comum na região Nordeste Brasileira, conhecido como Aracati, que faz com que as velocidades do vento obtenham seus máximos no período noturno, o que é um fato fora do padrão. Houve associações positivas entre picos de temperatura do ar e de velocidade do vento em muitas estações, e associações positivas com as predominâncias entre **NE** e **SE** (intervalo onde se encontra a predominância do efeito de brisa marítima) e os máximos valores de velocidade do vento, indicando uma possível intensificação do vento através da brisa marítima. Foi observada uma “frenagem” da velocidade do vento em situações de brisa terrestre, indicando que os ventos alísios tendem a diminuir a velocidade do vento na região Litorânea, e por vezes desconfigurar a ocorrência da brisa terrestre. Os padrões de velocidade do vento foram maiores nas estações situadas no interior (Girau do Ponciano, Palmeira dos Índios e Água Branca) do que no Litoral (Feliz Deserto, Roteiro e Maragogi), possivelmente devido às estações localizadas no interior estarem em maiores altitudes. A turbulência atmosférica nas seis estações apresentou valores relativamente menores do que os encontrados na literatura, sendo um bom indicativo para aproveitamento eólico. A estabilidade atmosférica em Feliz Deserto se mostrou maior durante o Verão, diminuindo à medida que se aproxima o Inverno, sendo que a estimativa da estabilidade pelos métodos do número de Richardson e da frequência de Brunt-Vaisala foram bastante coerentes, apresentando no máximo 5% de diferença entre eles.

Palavras Chave: Energia eólica, padrões de vento, parâmetros de estabilidade atmosférica.

ABSTRACT

COSTA, Gabriel Brito. SPATIAL AND TEMPORAL WIND ANALYSIS IN ALAGOAS STATE. Advisor: Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra. Maceió - AL: ICAT / UFAL, 2009. Dissertation (Master in Meteorology).

The objective of this work is to characterize the patterns of wind in the state of Alagoas, assessing whether conditions are favorable for electricity generation through aerogenerators, and relate these patterns with local parameters, observing the behavior of atmospheric stability through different methods. We sought for determine the seasonal pattern of wind speed and direction, air temperature, intensity of turbulence and squall factor of three distinct regions of the state: Sertão, Agreste and Litoral, and evaluate the behavior of atmospheric stability in its annual cycle through the calculation of stability parameters. Daily, monthly and annual means cycles of meteorological variables that could possibly describe the wind pattern in the state of Alagoas were examined. The founded patterns were rather different among the three regions, and the most satisfactory wind behavior for wind power production was found in the Agreste region (Girau do Ponciano). The Sertão region (Água Branca), demonstrated an influence of an usual annual Brazilian Northeast wind system known as Aracati. The Aracati leads the wind speeds to reach its maximum values during the night period, what is found to be an unusual behavior. There were positive associations between air temperature peaks and wind speed in many seasons, and positive associations among the prevalence between NE and SE (interval where the sea breeze effect is predominant) and the maximum values of wind speed, indicating a possible wind intensification due to the sea breeze. It was found a decrease of the wind speed in land breeze occurrences, indicating that the southern trade winds tend to reduce the wind speed in the coastal region, and sometimes bringing land breezes occurrences to vanish. The wind speed patterns were higher in stations placed inland(Girau Ponciano, Palmeira dos Índios and Água Branca) than the coastal stations (Feliz Deserto, Roteiro e Maragogi), possibly because the inland stations are placed in higher altitudes. The atmospheric turbulence recorded in the six stations showed relatively lower values than those found in the literature, which is a good indicator for wind power usage . The atmospheric stability in Feliz Deserto was greater during the summer, decreasing with the winter approaching, and the stability estimation by the Richardson number and Brunt-Vaisala frequency methods were quite consistent, showing a maximum variation of 5% between them.

Key words: Wind Energy, wind patterns, atmospheric stability parameters.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	V
AGRADECIMENTOS	VI
PENSAMENTOS	VII
RESUMO	VIII
ABSTRACT	IX
LISTA DE FIGURAS	XIII
LISTA DE TABELA	XVIII
LISTA DE ABREVIATURAS	XIX
LISTA DE SÍMBOLOS	XXI
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 Características climáticas e do relevo de Alagoas	4
2.2 Circulações de grande escala e meso escala.....	6
2.2.1 Ventos Alísios e contra-alísios	6
2.2.2 Correntes de Jato.....	8
2.2.3 Monções.....	9
2.2.4 Vento Foehn.....	10
2.2.5 Brisas Terrestre e Marítima	11
2.2.6 Brisa de Vale e Montanha.....	13
2.3 Princípios do movimento horizontal na atmosfera.....	15
2.3.1 Força gradiente de pressão.....	15
2.3.2 Força de Coriolis.....	17
2.3.3 Força Centrífuga	19
2.3.4 Vento Geostrófico.....	20
2.3.5 Vento Ciclostrofico.....	21
2.3.6 Vento Gradiente.....	22
2.3.7 Vento térmico	23
2.4 Perfil vertical do vento	24

2.4.1	Camada Limite Atmosférica (CLA)	24
2.4.2	Rugosidade aerodinâmica da superfície e lei logarítmica do vento.....	27
2.5	Estabilidade atmosférica	29
2.5.1	Número de Richardson	31
2.5.2	Frequência de Brunt- Vaisala.....	32
2.5.3	Estimativas de turbulência	32
2.6	Medidas de vento para fins eólicos e modelos físicos e numéricos.....	33
2.6.1	Mapeamento do recurso eólico	34
2.6.2	Energia eólica no mundo	34
2.6.3	Energia eólica no Brasil	36
2.6.4	Comparação com outras fontes.....	37
2.6.5	Aerogeradores	42
3.	MATERIAL E MÉTODOS.....	45
3.1	Localização da área de estudo	45
3.2	Dados utilizados	48
3.3	Instrumentos para medição das variáveis.....	49
3.4	Parâmetros calculados	51
3.4.1	Cálculo da direção do vento.....	51
3.4.2	Intensidade de turbulência e fator de rajadas	51
3.4.3	Número de Richardson	52
3.4.4	Velocidade de fricção	52
3.4.5	Frequência de Brunt- Vaisala.....	53
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
4.1	Ciclos Anuais (médias diárias).....	55
4.1.1	Feliz Deserto	55
4.1.2	Roteiro	61
4.1.3	Maragogi.....	66
4.1.4	Palmeira dos Índios.....	71
4.1.5	Água Branca	75
4.1.6	Girau do Ponciano	80
4.2	Médias Mensais.....	84
4.3	Ciclos anuais (médias diárias) no Litoral e interior	89
4.3.1	Velocidade do vento	89
4.3.2	TAICD	90
4.3.3	Direção do vento	91
4.4	Ciclos por estação do ano no Litoral, Agreste e Sertão	92
4.4.1	Roteiro	92

4.4.2	Agreste (Girau do Ponciano)	97
4.4.3	Sertão (Água Branca).....	102
4.5	Parâmetros locais (Feliz Deserto)	109
4.5.1	Velocidade de Fricção	110
4.5.2	Número de Richardson	110
4.5.3	Frequência de Brunt-Vaisala.....	111
4.5.4	Comprimento de onda (λ)	112
4.5.5	Estabilidade atmosférica – Comparação entre N e Ri	113
5.	CONCLUSÕES	115
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Posição geográfica e relevo do Estado de Alagoas.....	5
Figura 2 - Esquematização dos ventos alísios e circulação geral da atmosfera.....	7
Figura 3 - Perfil vertical da atmosfera e esquematização da corrente de jato.....	9
Figura 4 - Distribuição dos climas pelo mundo. A região em verde claro e azul claro indica as regiões onde frequentemente ocorre o regime de monção.	10
Figura 5 - Formação do regime de vento conhecido como vento Foehn.....	11
Figura 6 - Brisa de Madrugada (terrestre) e Brisa da Tarde (marítima).	13
Figura 7 - Esquematização de circulação montanha, com a seta pontilhada indicando o movimento do ar.	14
Figura 8 - Esquematização de circulação de vale, com a seta pontilhada indicando o movimento do ar.	15
Figura 9 - Componente na direção x da força do gradiente de pressão atuando sobre um elemento do fluido.	16
Figura 10 - Força de Coriolis devido à rotação da Terra.	18
Figura 11 - Força centrífuga. O eixo de rotação está perpendicular a página.	19
Figura 12 - Vento geostrófico e o equilíbrio de forças (hemisfério sul).....	20
Figura 13 - Movimento ciclostrófico em torno do centro de baixa pressão e equilíbrio de forças.....	21
Figura 14 - Vento gradiente e equilíbrio de forças. (a) – centro de baixa pressão regular (b) – centro de alta pressão regular, (c) – centro de baixa pressão anômalo, (d) – centro de alta pressão anômalo.	22
Figura 15 - Variação do vento geostrófico com altura ou vento térmico.	23
Figura 16 - Evolução temporal da Camada Limite Atmosférica.	27
Figura 17 - Perfil vertical de velocidade do vento desde a superfície até a altura do vento geostrófico. O comprimento de rugosidade (z_0) é altura onde a velocidade é nula.	28
Figura 18 - Observação das condições de estabilidade atmosférica através de fumaça de chaminés.	30
Figura 19 - Condições atmosféricas em função da temperatura potencial.	31
Figura 20 - Cenário da energia eólica no mundo, até o ano de 2007.....	36

Figura 21 - Distribuição do potencial eólico por regiões no Brasil.	38
Figura 22 - Prática de atividades agropecuárias em parques eólicos.	41
Figura 23 - Prática de atividades agrícolas em parques eólicos.	41
Figura 24 - Aerogerador de eixo vertical.	43
Figura 25 - Moinho de vento e aerogerador de eixo horizontal.	44
Figura 26 - Localização das torres anemométricas no Estado de Alagoas (1-Feliz Deserto; 2- Roteiro; 3- Maragogi; 4- Palmeira dos Índios; 5- Água Branca, 6 - Girau do Ponciano).	46
Figura 27 - Torres anemométricas localizadas no Estado de Alagoas. A- Feliz Deserto; B- Roteiro; C- Maragogi; D- Palmeira dos Índios; E- Água Branca; F- Girau do Ponciano.	47
Figura 28 - Instrumentos instalados. Anemômetro (A), sensor direção (B), e placa fotovoltaica (D) aparelho de aquisição de dados “datalogger” (C).	50
Figura 29 - Médias diárias da velocidade do vento a 30 m em Feliz Deserto.	56
Figura 30 - Médias diárias da direção do vento a 70 m em Feliz Deserto.	57
Figura 31 - Correlação entre a temperatura do ar e a temperatura do interior da caixa do datalogger (TAICD) em Feliz Deserto (01/10/2008).	58
Figura 32 - Médias diárias da TAICD a 20 m em Feliz Deserto.	59
Figura 33 - Médias diárias da intensidade de turbulência a 30 m em Feliz Deserto.	60
Figura 34 - Médias diárias do fator de rajadas a 30 m em Feliz Deserto.	61
Figura 35 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Roteiro.	62
Figura 36 - Ciclo diário médio da direção do vento a 50 m em Roteiro.	63
Figura 37 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Roteiro.	64
Figura 38 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Roteiro.	65
Figura 39 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Roteiro.	65
Figura 40 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Maragogi.	67
Figura 41 - Ciclo diário médio da direção do vento a 50 m em Maragogi.	68
Figura 42 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Maragogi.	69
Figura 43 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Maragogi.	70
Figura 44 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Maragogi.	70

Figura 45 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Palmeira dos Índios.	71
Figura 46 - Ciclo diário médio da direção do vento a 70 m em Palmeira dos Índios.	72
Figura 47 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Palmeira dos Índios.	73
Figura 48 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Palmeira dos Índios.	74
Figura 49 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Palmeira dos Índios.	74
Figura 50 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Água Branca.	76
Figura 51 - Ciclo diário médio da direção do vento a 50 m em Água Branca.	77
Figura 52 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Água Branca.	78
Figura 53 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Água Branca.	79
Figura 54 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Água Branca.	79
Figura 55 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Girau do Ponciano.	80
Figura 56 - Ciclo diário médio da direção do vento a 50 m em Girau do Ponciano.	81
Figura 57 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Girau do Ponciano.	82
Figura 58 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Girau do Ponciano.	83
Figura 59 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Girau do Ponciano.	83
Figura 60 - Médias mensais da velocidade do vento a 30 m nas estações em estudo.	85
Figura 61 - Médias mensais da direção do vento nas estações em estudo.	86
Figura 62 - Médias mensais da TAICD a 20 m nas estações em estudo.	87
Figura 63 - Médias mensais da intensidade de turbulência a 30 m nas estações em estudo.	88
Figura 64 - Médias mensais do fator de rajadas no nível de 30 metros nas estações em estudo.	89
Figura 65 - Ciclo médio diário da velocidade do vento no Litoral e Interior de Alagoas.	90
Figura 66 - Ciclo médio diário da TAICD no Litoral e Interior de Alagoas.	91
Figura 67 - Ciclo médio diário da direção do vento no Litoral e Interior de Alagoas.	92

Figura 68 - Ciclos diários médios da velocidade do vento a 30 m por estação do ano em Roteiro.	93
Figura 69 - Ciclos diários médios da direção do vento a 50 m por estação do ano em Roteiro.	94
Figura 70 - Ciclos diários médios da TAICD a 20 m por estação do ano em Roteiro. ...	95
Figura 71 - Média horária da intensidade de turbulência a 30 m por estação do ano em Roteiro.	96
Figura 72 - Média horária do fator de rajadas a 30 m por estação do ano em Roteiro. ...	97
Figura 73 - Ciclos diários médios da velocidade do vento a 30 m por estação do ano em Girau do Ponciano.	98
Figura 74 - Ciclos diários médios da direção do vento a 50 m por estação do ano em Girau do Ponciano.	99
Figura 75 - Ciclos diários médios da TAICD a 20 m por estação do ano em Girau do Ponciano.	100
Figura 76 - Ciclos diários médios da intensidade de turbulência a 30 m por estação do ano em Girau do Ponciano.	101
Figura 77 - Ciclos diários médios do fator de rajadas a 30 m em Girau do Ponciano. ...	102
Figura 78 - Ciclos diários médios da velocidade do vento a 30 m por estação do ano em Água Branca.	103
Figura 79 - Umidade relativa em Pão-de-açúcar, AL (10/10/2008). Fonte: INMET, 2009.	104
Figura 80 - Ciclos diários médios da direção do vento a 50 m por estação do ano em Água Branca.	105
Figura 81 - Ciclos diários médios da TAICD a 50 m por estação do ano em Água Branca.	106
Figura 82 - Ciclos diários médios da intensidade de turbulência 30 m por estação do ano em Água Branca.	107
Figura 83 - Ciclos diários médios do fator de rajadas a 30 m em Água Branca.	108
Figura 84 - Média horária da pressão atmosférica em Feliz Deserto (mês de Outubro).	109
Figura 85 - Médias diárias da velocidade de fricção em Feliz Deserto.	110
Figura 86 - Padrão médio diário do número de Richardson em Feliz Deserto.	111
Figura 87 - Padrão médio diário da Frequência de Brunt- Vaisala em Feliz Deserto. .	112

Figura 88 - Padrão médio diário do comprimento de onda atmosférico em Feliz Deserto.	113
Figura 89 - Percentual de casos de estabilidade atmosférica mensal estimada pelo Número de Richardson e pela frequência de Brunt- Vaisala.....	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Matriz energética Brasileira.....	39
Tabela 2 - Custo médio da energia e tempo médio de instalação das matrizes.....	40
Tabela 3 - Emissões de CO ₂ em diferentes tecnologias de geração de energia. ND: Não disponível.....	42
Tabela 4 - Distribuição dos sensores instalados.	45
Tabela 5 - Ciclos analisados no trabalho.	48
Tabela 6 - Número de dias com dados completos por meses do ano nos locais de estudo.....	49
Tabela 7 - Descrição dos sensores e equipamentos distribuídos nas torres anemométricas do estudo.....	50

LISTA DE ABREVIATURAS

ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
BNDES	Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social
CBEE	Centro Brasileiro de Energia Eólica
CGH	Centrais de Geração Hidrelétrica
CJP	Corrente de Jato Polar
CJS	Corrente de Jato Subtropical
CLA	Camada Limite Atmosférica
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Clima
ELETRORÁS	Centrais Elétricas Brasileiras S/A
EOL	Eólica
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Painel Inter-Governamental de Mudanças Climáticas
LACTEC	Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento
MASS	Mesoscale Atmospheric Simulation System
MM5	Fifth Generation Mesoscale Model
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Nordeste Brasileiro
PROINFA	Programa de Incentivo às Fontes alternativas de Energia Elétrica
PCH	Pequenas Centrais Hidrelétricas
PSU	Pennsylvania State University
RIGE	Rede Ibero-americana de Geração Eólica
SMAS	Sistema de Monções da América do Sul
SODAR	Sonic Detection and Ranging
SOL	Solar
SONDA	Sistema Organização Nacional de Dados Ambientais para o setor de energia
SWERA	Solar and Wind Energy Research Assessment Project
TAICD	Temperatura do Ar no Interior da Caixa do Datalogger

UFAL	Universidade Federal de Alagoas
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
UHE	Usina Hidrelétrica
UTE	Usina Termelétrica
UTN	Usina Termonuclear
WAsP	Wind Atlas Analysis and Application Program
WWEA	World Wind Energy Association
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

b	Inclinação da reta do perfil logarítmico do vento	[adimensional]
C_{pa}	Calor específico do ar seco a pressão constante	[J.kg ⁻¹ .k ⁻¹]
g	Aceleração da gravidade.	[m.s ²]
k	Constante de Von Kármán	[adimensional]
N^2	Frequência de Brunt- Vaisala ao quadrado	[Hz]
P	Pressão atmosférica	[hPa]
P_s	Pressão atmosférica em superfície	[hPa]
R_a	Constante específica do ar seco	[J.kg ⁻¹ .k ⁻¹]
Ri	Número de Richardson	[adimensional]
T	Temperatura do ar	[°C]
U^*	Velocidade de fricção	[m.s ⁻¹]
Z	Altura	[m]
θ	Temperatura potencial	[K]
v	Velocidade do vento	[m.s ⁻¹]
I	Intensidade de turbulência	[adimensional]
G	Fator de rajadas	[adimensional]
λ	Comprimento de onda	m

1. INTRODUÇÃO

O vento, dentre muitas definições, pode ser conceituado como sendo o ar em movimento. Este deslocamento do ar atmosférico se deve as diferenças de pressão atmosférica, entre duas regiões distintas (força do gradiente de pressão), influenciadas por efeitos locais, seja por rugosidade da superfície ou pela orografia do local. O que gera estas diferenças básicas é a distribuição diferencial da radiação solar pelo globo, e outros fatores, tais como continentalidade, altitude e latitude, que influenciam diretamente os processos de aquecimento das massas de ar atmosférico. Os ventos se deslocam das altas para as baixas pressões, sofrem influências também da rotação da terra, da força de coriolis e da força centrífuga ao seu movimento, bem como da interação com a superfície terrestre representado pelo atrito (MUNHOZ, 2008).

Das variáveis meteorológicas, o vento é uma das mais importantes, e o conhecimento prévio de suas características é essencial em um planejamento urbano ou rural. O vento tem sua importância, mas também pode ser prejudicial. Se não existisse o vento, a tendência seria de que os trópicos fossem cada vez mais quentes, e de modo análogo, os pólos cada vez mais frios. Choveria incessantemente sobre os oceanos e mares, e os continentes poderiam se tornar imensos desertos.

O vento tem como principal função distribuir o calor e massa sobre o globo, e fazer com que as nuvens se movimentem no plano horizontal, matendo o equilíbrio térmico na terra. Na agricultura, ele é favorável na dispersão de pólem e sementes, no estímulo a evapotranspiração, no suprimento de CO₂ para a fotossíntese, e pode ser também desfavorável, favorecendo a erosão do solo, quando excede determinadas velocidades, o que obriga a instalação de quebra-ventos em algumas culturas. Também pode causar o fechamento dos estômatos, dificultando a fotossíntese, e causar danos mecânicos, como a quebra de galhos.

Devido à rotação da terra, formam-se em torno do equador um regime de vento conhecido como ventos alísios. Estes ventos ocorrem durante todo o ano na região tropical, cobrem cerca de 1/3 da superfície terrestre e podem ser intensificados quando ocorre o fenômeno “La Niña”. Alguns estudos associam á estes ventos o fato da não caracterização de outro regime de circulação, a brisa terrestre, que ocorre devido ás diferenças térmicas entre superfície

terrestre e oceano, e que no período noturno tende a ir de encontro com os alísios na região próxima ao equador.

Nos dias atuais, com a atenção mundial voltada para a preservação do meio ambiente, a energia eólica vem se destacando entre os projetos energéticos de muitos países. A energia eólica é limpa, renovável e oferece uma série de vantagens benéfica, ou, no mínimo, menos agressora ao meio ambiente. Para que a energia eólica seja considerada tecnicamente viável, é necessário que sua densidade seja maior ou igual a 500 W.m^{-2} , a uma altura de 50 m, o que requer uma velocidade mínima do vento de 7 a 8 m.s^{-1} (DA SILVA, 2007), e, usualmente, a geração elétrica se inicia com velocidades de vento da ordem de 2,5 a 3,0 m.s^{-1} , abaixo desses valores o potencial energético do vento não justifica seu aproveitamento econômico.

Em razão dos fatos expostos acima, a pesquisa científica e o desenvolvimento tecnológico vêm recebendo grande incentivo em todo o mundo, principalmente após o último relatório do IPCC (Painel Inter-Governamental para mudanças Climáticas) divulgado em fevereiro de 2007. Dentre as fontes energéticas "limpas" - fontes de energia que não acarretam a emissão de gases do efeito estufa (GEE) - a energia mecânica contida no vento vem se destacando e demonstra potencial para contribuir significativamente no atendimento dos requisitos necessários quanto aos custos de produção, segurança de fornecimento e sustentabilidade ambiental (MARTINS, 2008).

Velocidades superiores a aproximadamente 12 a 15 m.s^{-1} ativam o sistema automático de limitação de potência da máquina, que pode ser por controle de ângulo de passo das pás ou por estol aerodinâmico, dependendo do modelo de turbina. Em ventos muito fortes ($v > 25 \text{ m.s}^{-1}$, por exemplo) atua o sistema automático de proteção. Ventos muito fortes têm ocorrência rara e negligenciável em termos de aproveitamento, e a turbulência associada é indesejável para a estrutura da máquina; neste caso a rotação das pás é reduzida (por passo ou estol) e o sistema elétrico é desconectado da rede elétrica. Turbinas eólicas de grande porte têm controle inteiramente automático, através de atuadores rápidos, softwares e microprocessadores alimentados por sensores duplos em todos os parâmetros relevantes. Normalmente, utiliza-se a telemetria de dados para monitoramentos de operação e auxílio a diagnósticos e manutenção (CAMARGO, 2005).

O principal problema que existe na realização de pesquisas com energia eólica é a falta informações para tal estudo, pois o ideal é se utilizar dados a partir de torres anemométricas situadas em locais adequados. Estas informações devem consistir de pelo menos intensidade e direção do vento em uma determinada altura. Como a instalação de torres anemométricas demanda tempo e custo elevado, sendo inviável instalá-las e mantê-las em alta densidade em todo o território brasileiro, é comum a utilização de modelos numéricos para estudos sobre energia eólica. Esses modelos representam, com alguma aproximação, a topografia, as feições da superfície, os processos atmosféricos e assim fornecem valores em pontos de grade, desta forma suprindo em parte a falta das informações sobre o vento.

No Brasil, a capacidade instalada ainda é muito pequena quando comparada aos países líderes em geração eólica. No entanto, políticas de incentivos estão começando a produzir os primeiros resultados e espera-se um crescimento da exploração deste recurso nos próximos anos. Dentre os esforços mais recentes e disponíveis publicamente, pode-se citar o Atlas do Potencial Eólico Brasileiro e a base de dados do projeto SONDA (www.cptec.inpe.br/sonda). Os resultados e produtos dessas pesquisas demonstram o potencial energético e a viabilidade econômica de projetos de aproveitamento deste recurso renovável no país (MARTINS, 2008).

Este trabalho tem como objetivo caracterizar os padrões de vento no estado de Alagoas e a sua relação com alguns parâmetros atmosféricos e com a estabilidade atmosférica. Conseqüentemente, procura contribuir com a área científica (meteorologia) e tecnológica (energia eólica).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo, serão expostos alguns dos principais tipos de vento, seus locais de formação e os conceitos básicos sobre os parâmetros aerodinâmicos e de estabilidade, bem como os principais projetos energéticos de potencial eólico pelo mundo e comparada à matriz energética eólica com outras fontes.

2.1 Características climáticas e do relevo de Alagoas

O Estado de Alagoas localiza-se no Nordeste do Brasil (NEB). A localização do NEB faz com que a influência de vários sistemas meteorológicos que atuam de forma diferenciada em relação a sua frequência e intensidade torne a climatologia da região bastante complexa, uma vez que esta região parece ser o fim de várias trajetórias destes sistemas (SILVA, 2009). O Estado de Alagoas apresenta um clima tropical com variação entre quente/úmido e quente/seco, com chuvas concentradas no outono e inverno. A normal climatológica para a região, segundo a Secretaria de Estado de Recursos Hídricos e Irrigação (SERHI, 2003), é composta de dois períodos: período chuvoso compreendido nos meses de abril, maio, junho e julho, enquanto o período seco se caracteriza em outubro, novembro, dezembro e janeiro (SERHI, 2003), e a precipitação média anual é de cerca de 1500 mm, ocorrem principalmente no litoral e são mais escassas no interior.

O clima de Alagoas sofre a influência local do relevo, altitude, direção das estruturas mais elevadas e das calhas dos rios que canalizam ventos portadores de umidade (SILVA, 2009). Cerca de 86% do território do Estado de Alagoas se encontra abaixo de 300m de altitude, e 61% abaixo de 200m (ASSIS, 2007). Apenas 1% fica acima de 600m. SOUZA (2001) mostrou que a umidade relativa (UR) apresenta-se mais elevada entre os meses de maio a agosto, que varia aproximadamente entre 79,2% a 89%. Devido à presença de serras que impede a passagem do vento úmido o clima torna-se quente e seco, com a evaporação excessiva e muito calor, na parte central do Estado. Sendo assim, a temperatura média anual em Alagoas varia entre 21°C e 29°C, mas na faixa litorânea as temperaturas são menos elevadas. Ou seja, na parte oriental do Estado o clima é semi-árido, com temperaturas oscilantes entre 13°C e 40°C, dependendo da estação do ano (SILVA, 2009).

O litoral alagoano, com extensão da ordem de 230 km, forma-se por tabuleiros areníticos e colinas de baixa altitude (menores que 100 m), para onde convergem rios de embocaduras

afogadas, as quais formam as lagoas e brejos que dão nome ao Estado. Ao sul, estende-se uma planície fluvio-marinha ao redor da foz do Rio São Francisco enquanto que, ao norte, debruça-se a encosta meridional do Planalto da Borborema. A maior parte do Estado é, entretanto, formada por um pediplano, uma formação aplainada de relevo predominantemente suave, com ondulações, formando algumas serras e picos. A Zona da Mata ocupa uma parte do pediplano alagoano, do litoral e da região do planalto, consistindo originalmente em florestas tropicais e mangues, sendo atualmente explorada para cultivo de cana-de-açúcar e coco (ATLAS EÓLICO, 2008).

O Agreste é o centro do Estado, coberto por uma vegetação de transição entre as florestas tropicais úmidas e a caatinga. No Sertão, a oeste, a caatinga intercala-se com vegetações antrópicas e extensos pastos cobertos de maneira espaçada por árvores nativas de porte pequeno e médio, como cajueiros, umbuzeiros e juazeiros. A Figura 1 mostra um esboço do relevo do Estado de Alagoas (ATLAS EÓLICO, 2008).

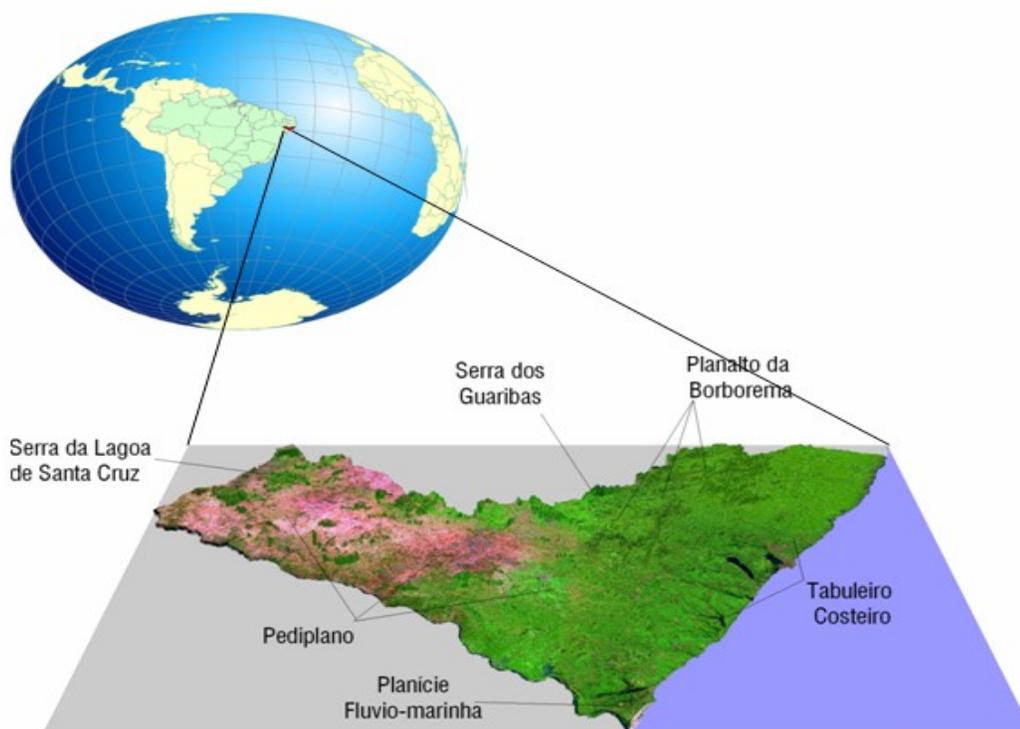


Figura 1 - Posição geográfica e relevo do Estado de Alagoas.
FONTE: ATLAS EÓLICO, 2008.

2.2 Circulações de grande escala e meso escala

O vento não assume apenas a definição clássica de ar em movimento, já citada. Existem outras denominações para o mesmo, levando em consideração a sua origem, os mecanismos de produção e seu local de formação. A forma clássica de vento é amplamente estudada para o planejamento urbano, a aviação, entre outros setores da sociedade. A seguir, serão exemplificadas outras formas em que o vento se apresenta, levando em consideração os conceitos básicos amplamente estudados em Meteorologia.

2.2.1 Ventos Alísios e contra-alísios

Os ventos alísios são conseqüências da rotação da terra. Eles carregam a umidade marítima e são voltados para leste dos continentes, gerando forte precipitação em torno do equador, estando presentes praticamente durante o ano todo nas regiões tropicais. O NEB é fortemente influenciado pelos alísios, que oscilam de intensidade e direção entre o oceano e o continente (SILVA, 2002). Os alísios sobre a América do Sul estão relacionados ao centro de alta pressão do Atlântico, e como o mesmo modifica sazonalmente sua posição e intensidade, os padrões destes ventos também se modificam (MUNHOZ, 2008).

A região do tabuleiro costeiro é fortemente influenciada pela circulação de grande escala (ventos alísios) e pelas brisas costeiras (LYRA, 1998). No inverno, a diferença de temperatura oceano-continente diminui e com isso há uma atenuação da brisa marítima e uma maior variabilidade na direção do vento (ROCHA & LYRA, 2000). No Nordeste do Brasil, por exemplo, onde os ventos alísios são persistentes e intensos durante todo o ano, quase sempre as brisas apenas contribuem para mudar um pouco a direção e a velocidade daqueles. Dependendo da orientação da costa, a velocidade do vento, resultante da superposição alísio-brisa, pode ser maior ou menor que a do alísio (SILVA, 2009).

Os ventos alísios de NE (Hemisfério Norte) e SE (Hemisfério Sul) escoam dos trópicos para a zona de convergência intertropical (ZCIT) e forma uma região de ar úmido que envolve a terra próxima a linha do equador. Os alísios também são responsáveis pela renovação das águas superficiais dos oceanos que afeta (ISHIBA, 2006).

Na zona litorânea Norte-Nordeste, os ventos são controlados primariamente pelos alísios de Leste e brisas terrestres e marinhas (AMARANTE, 2001), Essa combinação das brisas

diurnas com os alísios de Leste resulta em ventos médios anuais entre 5 e 7,5 m.s⁻¹ na parte norte dessa região (litorais do Amapá e Pará) e entre 6 a 9 m.s⁻¹ em sua parte Sul, que abrange os litorais do Maranhão, Piauí, Ceará e R. Gr. do Norte (SILVA, 2009). Para o litoral, os ventos alísios favorecem a penetração da brisa marítima no continente durante os períodos de máxima. Nessas épocas, as maiores intensidades de potência eólica encontram-se no interior do continente (BANDEIRA, 1990).

O regime de vento conhecido como “contra-alísio” refere-se a um vento seco, que em geral está associado a uma calmaria na faixa tropical, soprando do equador para os trópicos. Forma-se em consequência do aquecimento do ar atmosférico junto à região do equatorial, e devido as suas propriedades físicas, dissipam as nuvens e ocasionam céu claro. A maioria dos desertos do planeta está situada em regiões que são cruzadas por estes ventos, que oscilam entre 10° N e 05° S (ISHIBA, 2006). A Figura 2 ilustra a distribuição dos Alísios no Globo e as células de circulação atmosférica.

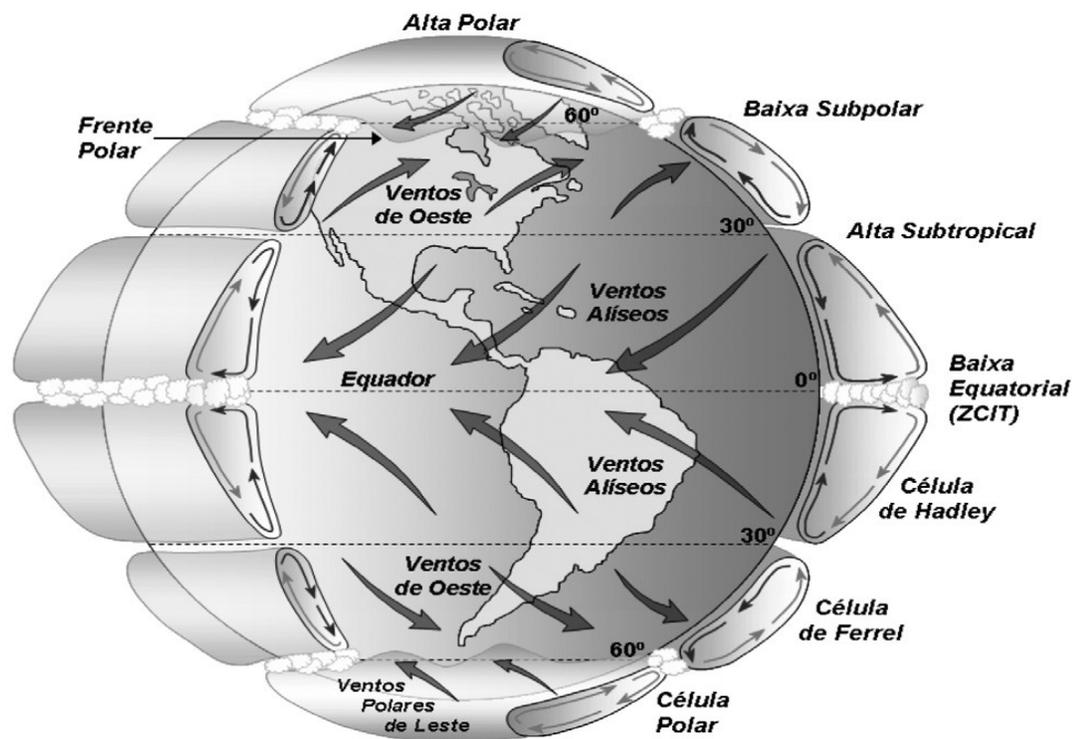


Figura 2 - Esquemática dos ventos alísios e circulação geral da atmosfera.
 FONTE: MARTINS, 2008.

2.2.2 Correntes de Jato

Corrente de Jato é um escoamento de ar atmosférico na alta troposfera caracterizado por valores máximos de velocidade do vento. Fatores históricos indicam que os jatos foram observados durante a segunda guerra mundial, quando os aviões que voavam a cerca de 10.000 metros não conseguiam desenvolver altas velocidades, devido estarem no sentido contrário destas correntes de ar.

Existem duas principais Correntes de Jato distintas, uma delas é a Corrente de Jato Polar (CJP), a qual não é muito regular e está associada ao forte gradiente horizontal de temperatura que ocorre nas estreitas zonas frontais, localizando-se no lado equatorial destas. Este jato encontra-se geralmente entre as latitudes de 35°S a 70°S. A sua posição é mais próxima ao equador durante o inverno do que no verão. A outra corrente, Jato Subtropical (CJS) está associada à circulação da Célula de Hadley e geralmente fica localizada no limite polar dessa célula, entre as latitudes de 20°S a 35°S. Esta corrente é mais regular e sua posição média muda em direção ao equador no período de inverno e em direção aos pólos no verão (PEZZI, 1996).

Estes dois tipos de corrente de jato, ambos localizados na descontinuidade da tropopausa, onde há mistura do ar troposférico e estratosférico, têm sido largamente investigados (CRUZ, 1998). Normalmente, as correntes de jato fluem por uma extensão de aproximadamente 1.000 km, com cerca 100 km de largura e apenas 1 km de espessura. O cisalhamento vertical do vento é da ordem de 5-10 m.s⁻¹ por km e o cisalhamento lateral, de 5 m.s⁻¹ por 100 km. A velocidade do vento no jato não é uniforme em toda a sua extensão horizontal. Existem máximos e mínimos locais nas isotacas, ao longo do eixo do jato. Esses núcleos de ventos máximos observados na corrente de jato são referidos como “Jet streaks”, onde a velocidade do vento pode atingir ou superar 125 kt.

Freqüentemente, esses máximos deslocam-se ao longo do eixo, no mesmo sentido do vento, mas a velocidade do vento no nvm de uma corrente de jato é maior do que a velocidade com que este núcleo se move. Esses nvm encontram-se presentes nos regimes de escoamento extratropical e, devido a sua importância como precursores de ciclogênese e tempos severos, tem recebido significativa atenção da comunidade sinótica (CRUZ, 1998). A Figura 3 ilustra o esquema da corrente de jato.

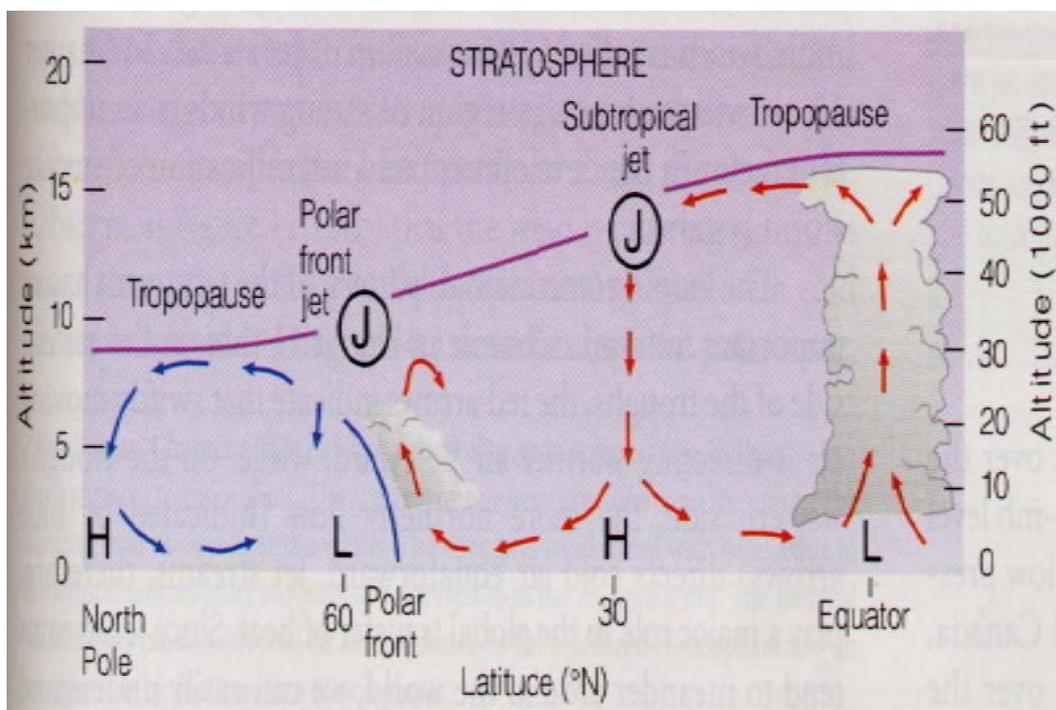


Figura 3 - Perfil vertical da atmosfera e esquematização da corrente de jato.
 FONTE: DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA – USP, 2003.

2.2.3 Monções

Monção – do árabe *mausim* – se refere a mudanças sazonais nos padrões de vento, relacionadas a uma possível alternância entre estações chuvosas e secas em determinadas regiões. O termo monção frequentemente indica uma reversão sazonal na circulação de grande escala, devido ao aquecimento diferencial entre oceano e continente. O verão do hemisfério sul possui os principais padrões para caracterizar um regime de monção (BOMBARDI, 2006). A grande variabilidade de escalas temporais e espaciais existentes é uma característica marcante do regime de monções da América do Sul (VERA et al, 2006).

O sistema de Monção da América do Sul (SMAS) tem apresentado uma variabilidade com relação à precipitação, e que tem afetado vários setores da sociedade (CAVALCANTI, 2006). No verão de 2000/2001, ocorreu deficiência de chuvas na região sudeste que culminou na crise energética do Brasil. Naquele caso, houve influência da variabilidade intrasazonal na ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e de vórtices ciclônicos em altos níveis (VCAN'S) sobre o Brasil tropical (CAVALCANTI & KOUSKY, 2003). Em 2005 caracterizou-se uma situação de seca intensa na Amazônia, e em 2006 ocorreram inundações

naquela região. Portanto a variabilidade interanual do SMAS tem sido grande e com graves conseqüências.

Em termos de variabilidade de longo prazo da monção, observações feitas por NOGUÉS-PAEGLE (2002) é que as variações observadas no século 20 podem ser atribuídas à variabilidade decadal natural, mudanças climáticas antropogênicas ou combinação de ambas, o que precisa ser investigado (CAVALCANTI, 2006). Não se pode deixar de citar também que existe toda uma discussão sobre a existência ou não do clima de monção na América do Sul. A Figura 4 ilustra a distribuição da ocorrência de monções pelo mundo.

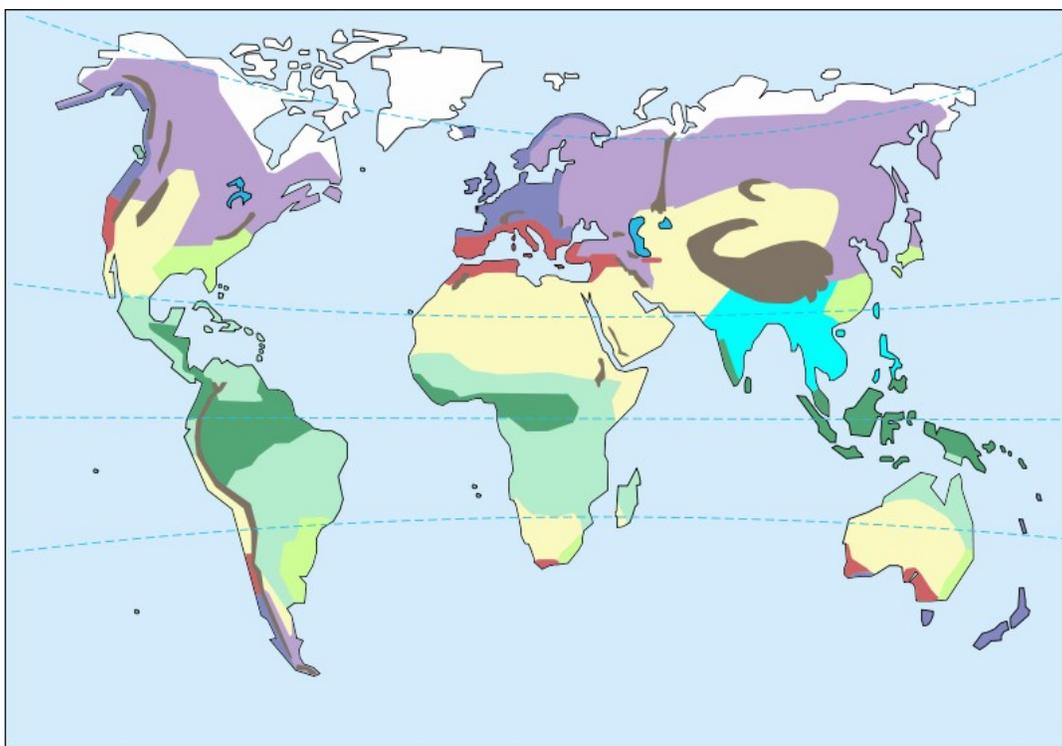


Figura 4 - Distribuição dos climas pelo mundo. A região em verde claro e azul claro indica as regiões onde frequentemente ocorre o regime de monção.

FONTE: FURG, 2009.

2.2.4 Vento Foehn

O vento Foehn é uma corrente de ar quente e seca, bem característica de zonas de montanha e de grandes altitudes. Este nome porém não é convencional, e este regime de vento recebe outras denominações em diversas localidades do globo. Nas latitudes subtropicais, em determinadas condições atmosféricas, o ar consegue transpor as montanhas e descer

abruptamente a sotavento, causando ventos fortes, quentes e secos (Figura 5), esses ventos são chamados de Foehn, na Europa central (SILVA, 2002).

Em situações extremas eles podem adquirir grande intensidade e provocar tempestades graves como o caso ocorrido a leste das montanhas Rochosas em Boulder, nos Estados Unidos, em 1972. Nos Estados Unidos, esse vento é conhecido como Chinook, na Argentina Zonda e no Chile, Raco (SILVA, 2002)

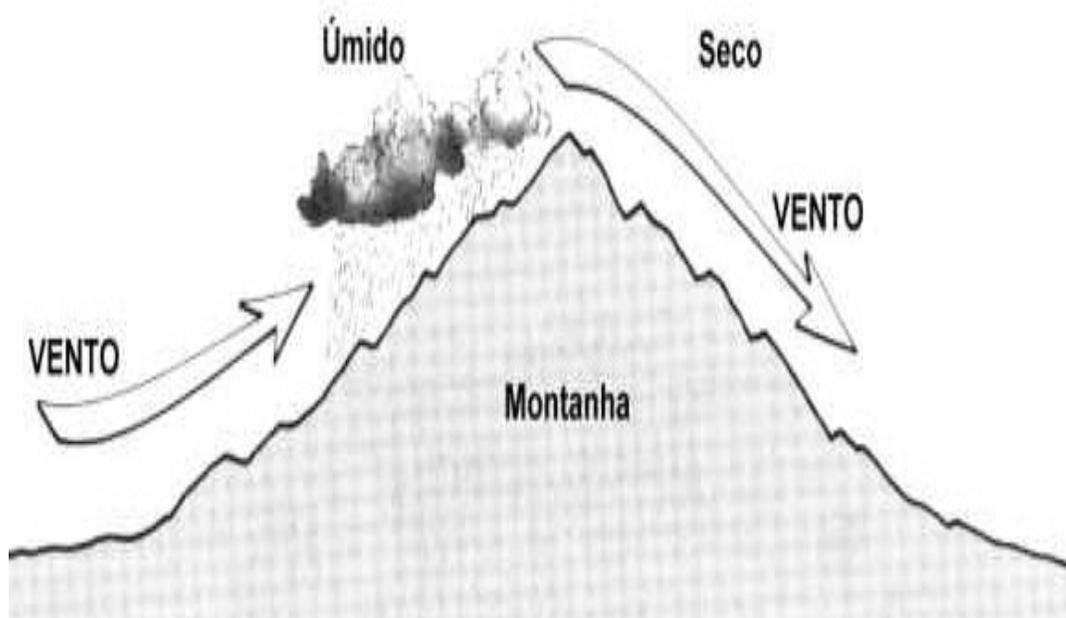


Figura 5 - Formação do regime de vento conhecido como vento Foehn.
FONTE: DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS- USP, 2002.

2.2.5 Brisas Terrestre e Marítima

As Brisas são exemplos de como a radiação solar interage diferentemente na superfície continental e do mar. Devido o alto calor específico da água, esta demora mais a se aquecer do que a superfície continental. O ar mais quente e menos denso sobre o continente se eleva, e o ar mais frio e mais denso sobre o mar adentra ao continente, até cerca de 100 km, durante o período de dia. A noite, depois de se aquecer durante todo o dia, a superfície líquida se encontra mais quente do que a superfície continental, que perde o calor adquirido a taxas

superiores. O ar mais quente e menos denso sobre o oceano se eleva, e o ar mais frio e mais denso sobre o continente adentra ao mar. Esta circulação que se forma é fechada em cerca de 1 a 2 km verticalmente, e ocorre em regiões próximas a grandes corpos hídricos independente de latitude ou época do ano.

A combinação entre a brisa marítima, topografia e ilhas de calor de centros urbanos têm influencia no inicio e desenvolvimento das tempestades convectivas (VICENTE, 2002). Este mesmo estudo associou as precipitações intensas sobre a grande São Paulo e Vale do Paraíba as ilhas de calor e a penetração das brisas marítimas. As brisas marítima e terrestre são influenciadas pela atenuação dos valores de temperatura do ar, devido a processos advectivos, em um estudo na costa do Rio de Janeiro (MORAES, 2005).

Na costa de Alagoas, observa-se a tendência das Brisas terrestres serem contrabalanceadas pelos alísios, o que resulta em velocidades do vento próximas de zero (COSTA, 2007). Isto aconteceria porque, durante o período noturno, quando a direção do vento se inverte cerca de 180° devido as diferenças térmicas entre o continente e o oceano, os alísios estariam escoando na direção característica (do oceano para o continente), ou seja, no sentido contrário da brisa. Do mesmo modo, a brisa marítima é intensificada pelos Alísios, sendo observados valores relativamente maiores de velocidade do vento durante o período diurno. A Figura 6 a seguir ilustra o esquema das brisas terrestre e marítima.

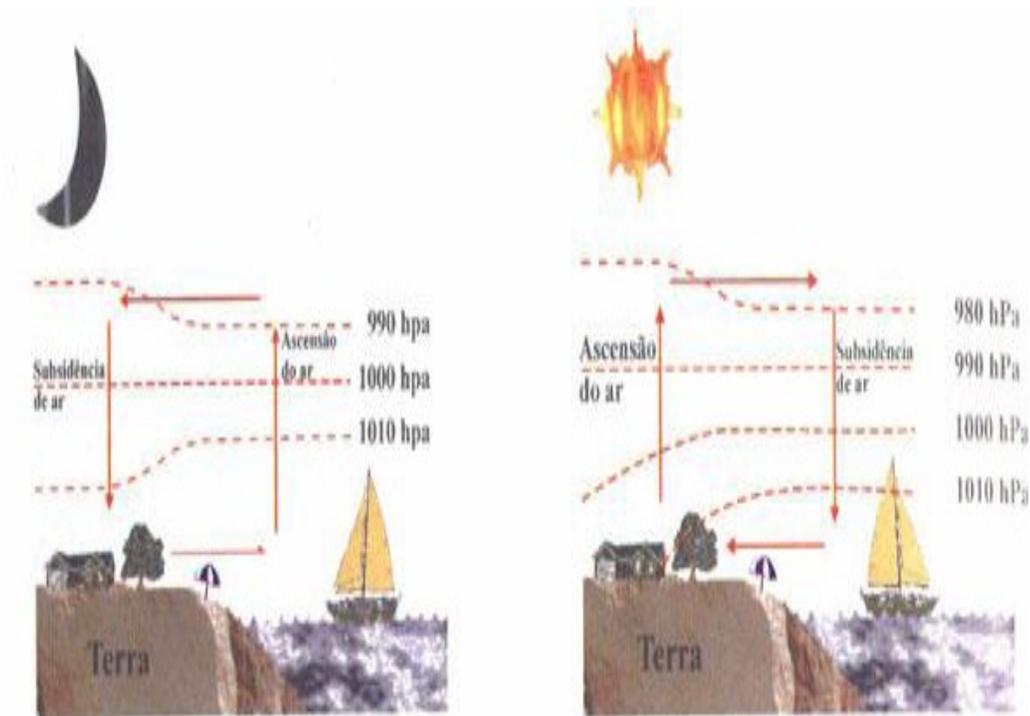


Figura 6 - Brisa de Madrugada (terrestre) e Brisa da Tarde (marítima).
 FONTE: SILVA, 2009.

2.2.6 Brisa de Vale e Montanha

De maneira análoga as brisas marítimas e terrestres, o aquecimento diferencial da superfície em função do relevo gera sistemas de circulação conhecidos como brisa de vale e de montanha. Tal como as brisas terrestre e marítima, a superfície do solo funciona como fonte de aquecimento durante o dia e de arrefecimento durante a noite, criando uma circulação local. Em termos de analogia, a brisa de vale, ou “*upslope*”, é similar a brisa marítima, e a brisa de montanha, ou “*downslope*”, é similar a brisa terrestre. De dia, a montanha tem a propriedade de ser uma fonte de aquecimento, o que origina a circulação do ar mais fresco vinda do vale, o que se conhece como brisa de vale. Durante a noite, a montanha tem um arrefecimento intenso, gerando uma circulação de ar fresco vindo da montanha para o vale, ao longo da encosta, o que conhecemos como brisa de montanha.

Principalmente no inverno, grandes bolsões de ar frio acumulam-se nos locais circundados por formações montanhosas de grande porte, por ser mais denso (VIANELLO & ALVES, 2000). Sendo a região invadida por um sistema meteorológico móvel, o ar frio será acelerado ao longo dos vales e de outras reentrâncias, atingindo de forma arrasadora as regiões por onde

passa, especialmente quando um sistema convergente de vales faz afluir o ar frio com altíssimas velocidades. Esse fenômeno ocorre principalmente na presença de grandes cadeias montanhosas próximas da costa. Tal escoamento recebe a denominação de ventos catabáticos. Por ser um tipo de escoamento canalizado, praticamente nada tem a ver o campo de pressão (SILVA, 2009).

Os ventos locais podem também se formar ao longo de montanhas ou superfícies altas, com os fluxos de baixo para cima, nas encostas. Como os lados de uma montanha ou de uma serra se aquecem durante o dia, o ar adjacente às encostas é aquecido, causando sua ascensão, ocasionando o vento anabáticos. Essas áreas são facilmente localizadas em uma imagem de satélite quando as áreas adjacentes às montanhas ou serras estão claras e nuvens convectivas são somente notadas sobre as regiões elevadas. (SILVA, 2009). As Figuras 7 e 8 ilustram o esquema de circulações de vale e montanha.

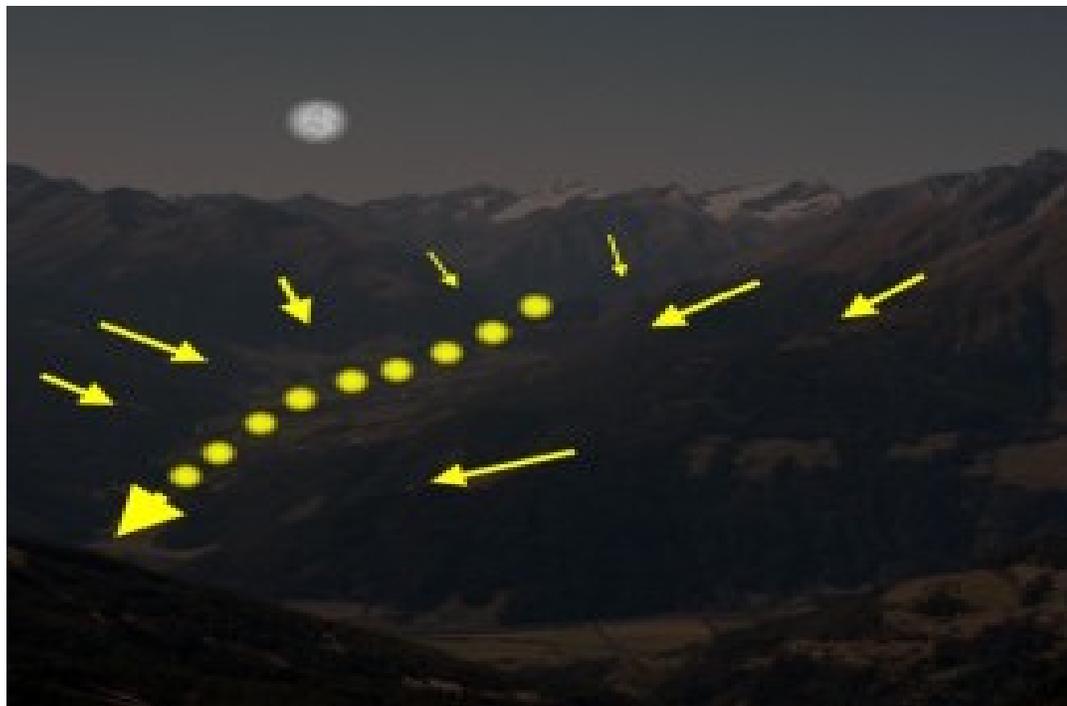


Figura 7 - Esquematização de circulação montanha, com a seta pontilhada indicando o movimento do ar.

FONTE: PEREIRA, 2003



Figura 8 - Esquematização de circulação de vale, com a seta pontilhada indicando o movimento do ar.

FONTE: PEREIRA, 2003

2.3 Princípios do movimento horizontal na atmosfera

2.3.1 Força gradiente de pressão

Considere um elemento de ar de volume infinitesimal $\delta V = \delta x \delta y \delta z$, centrado no ponto x_o, y_o, z_o como está ilustrado na Figura 9. Devido ao movimento molecular aleatório, o momento é continuamente transferido para as paredes do elemento de volume pelo ar circunvizinho. Essa transferência de momento, por unidade de tempo e por unidade de área é a *pressão* exercida nas paredes do volume elementar pelo ar em sua volta. Se a pressão no centro do volume elementar for designada por p_o , a pressão na parede *A*, da Figura 9 pode ser expressa na expansão da série de Taylor como (HOLTON, 2004):

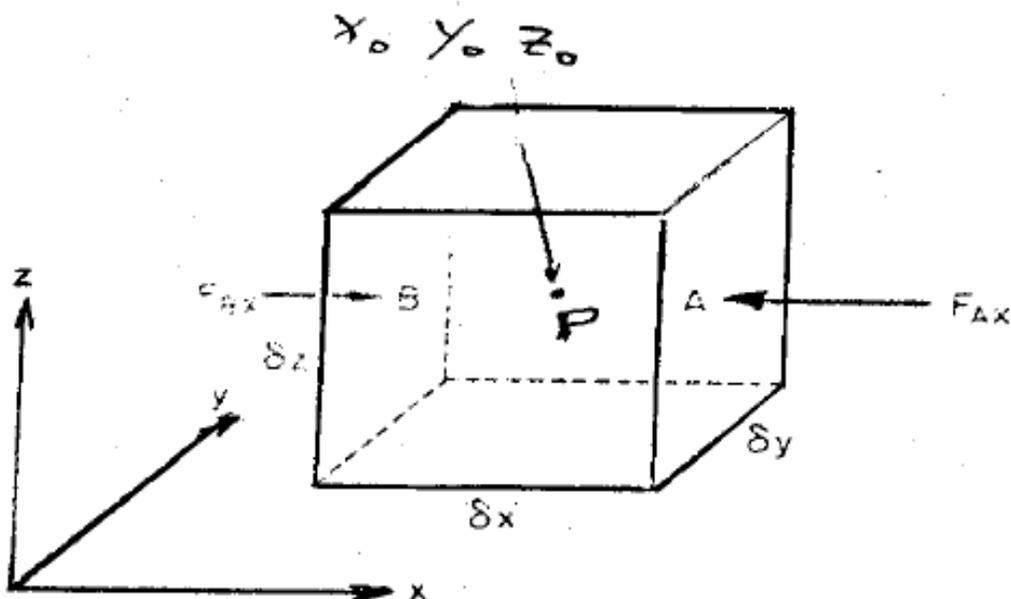


Figura 9 - Componente na direção x da força do gradiente de pressão atuando sobre um elemento do fluido.

FONTE: GOMES FILHO, 2002.

$$\Gamma_A = \Gamma_0 \left[1 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} + \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \left[\frac{\delta x}{2} \right]^2 \right] \quad \text{Termos de ordem superior} \quad (1)$$

Desprezando os termos de ordem maior nessa expansão, a força de pressão que age sobre o volume elementar na parede A é dada por:

$$F_{Ax} = - \left[p_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} \right] \delta y \delta z \quad (2)$$

De modo análogo.

$$F_{Bx} = - \left[p_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} \right] \delta y \delta z \quad (3)$$

Portanto, a resultante da componente x da força de pressão em ação sobre o volume é:

$$F_x = F_{Ax} + F_{Bx} = - \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z \quad (4)$$

A massa m do elemento do volume diferencial é simplesmente a densidade ρ vezes o volume: $m = \rho \delta x \delta y \delta z$. Assim, a componente x da força gradiente de pressão, por unidade de massa é (HOLTON, 2004):

$$m = \rho \delta x \delta y \delta z \quad (5)$$

Similarmente, pode-se mostrar facilmente que as componentes y e z da força gradiente de pressão por unidade de massa são:

$$\frac{F_x}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (6)$$

de tal maneira que a força total de gradiente de pressão por unidade de massa é:

$$\frac{F_y}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \text{ e } \frac{F_z}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (7)$$

Tal que a força gradiente de pressão é:

$$\frac{\vec{F}}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (8)$$

É importante notar, que essa força é proporcional ao *gradiente* do campo de pressão e não da pressão em si (HOLTON, 2004).

2.3.2 Força de Coriolis

Definiremos um sistema de coordenadas fixo à Terra na qual os eixos x , y , z apontam, respectivamente, para leste, norte e para cima, e \mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} são os versores e u, v, w , são os componentes do movimento nas três direções. Se o objeto em questão está em deslocamento relativo ao sistema de coordenadas em rotação, uma força aparente adicional é necessária para que a lei de Newton seja válida. Suponhamos que o objeto ou partícula mova-se para leste com velocidade relativa à Terra (Figura 10). Neste caso a rotação da partícula é maior que a da Terra e, portanto, a força centrífuga sobre a partícula aumenta. A nova força centrífuga é dada por (SATYAMURTY, 2004):

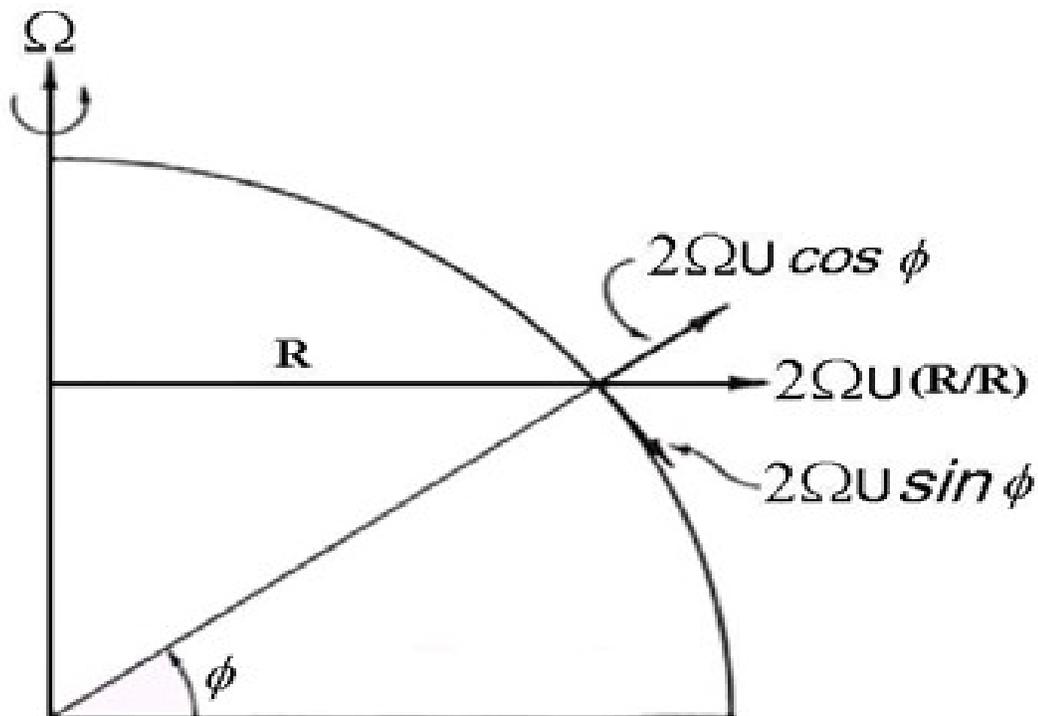


Figura 10 - Força de Coriolis devido à rotação da Terra.
 FONTE: SATYAMURTY, 2004.

$$\left(\Omega + \frac{u}{R}\right)^2 R = \underbrace{\Omega^2 R}_1 + \underbrace{\frac{2\Omega u R}{R}}_2 + \underbrace{\frac{u^2 R}{R^2}}_3 \quad (9)$$

Onde $R = |\mathbf{R}|$. O termo (1) é a força centrífuga devido à rotação da Terra e naturalmente, está incluído na gravidade. Os outros dois termos representam as forças defletivas, que agem para fora, ao longo do vetor \mathbf{R} (isto é, perpendicular ao eixo de rotação). Para movimentos de escala sinótica, ($L = 106m$) $u^2 R \ll \Omega u$ e o último termo podem ser desprezados, em primeira aproximação. O termo restante $2\Omega u \mathbf{R}$ é a força de Coriolis. Considere a Figura ao lado para obter os componentes desta força devido ao movimento de parcela para leste. Os componentes nas direções y e z da força de Coriolis são:

$$\left(\frac{dv}{dt}\right)_{Co} = -2\Omega u \sin \phi \quad (10)$$

$$\left(\frac{dw}{dt}\right)_{Co} = -2\Omega u \cos \phi \quad (11)$$

2.3.3 Força Centrífuga

Considerando uma pequena bola de massa m , presa a uma corda em rotação com velocidade angular constante ω , conforme Figura 1.2 obtém-se:

$$d\mathbf{V}/dt = -\omega^2 \mathbf{r} \quad (12)$$

Onde \mathbf{V} é a velocidade da bola, $|\mathbf{r}| = r$ é raio do círculo de rotação, \mathbf{r} é o vetor direcionado para fora do círculo, e $\omega = |\omega|$. Portanto, visto do sistema inercial, o movimento é de aceleração uniforme direcionado para o eixo de rotação. Esta aceleração é “aceleração centrípeta”. Se observarmos o movimento do ponto de vista do sistema em rotação junto à bola, a bola é estacionária. Portanto, para aplicar a lei de Newton para movimentos nesse sistema não inercial, devemos adicionar (incluir) uma força aparente que contrabalança a força centrípeta (Figura 11). Esta força é igual em magnitude à força centrípeta, mas com direção oposta. Chama-se força centrífuga (SATYAMURTY, 2004).

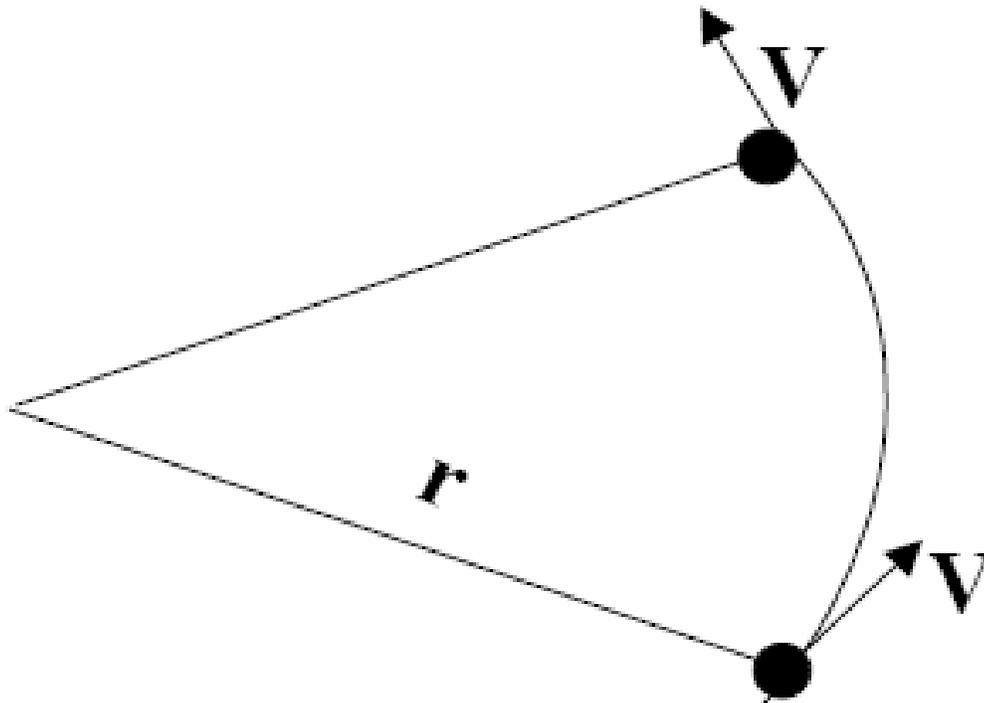


Figura 11 - Força centrífuga. O eixo de rotação está perpendicular a página.
FONTE: SATYAMURTY, 2004.

2.3.4 Vento Geostrófico

O escoamento numa linha reta ($R \rightarrow \pm\infty$) paralelo aos contornos de altura é referido ao vento geostrófico (HOLTON, 2004). No movimento geostrófico as componentes horizontais da força de Coriolis e da força de gradiente de pressão estão em balanço, de tal maneira que, $V = V_g$, onde o vento geostrófico V_g é definido por:

$$fV_g = -\partial\Phi/ \quad (13)$$

O vento real pode estar em movimento geostrófico exato somente se os contornos de altura forem paralelos aos círculos de latitude. O vento geostrófico é, geralmente, uma boa aproximação do vento real nos distúrbios extratropicais de escala sinótica. A força de Coriolis para a esquerda do movimento e a força de gradiente de pressão para a direita do movimento estão em equilíbrio, e o movimento geostrófico é uniforme e em linha reta, no Hemisfério Sul (Figura 12). Para o hemisfério Norte, as disposições são ao contrário, como se fossem vistas em um espelho com coriolis à direita e a força gradiente de pressão à esquerda.

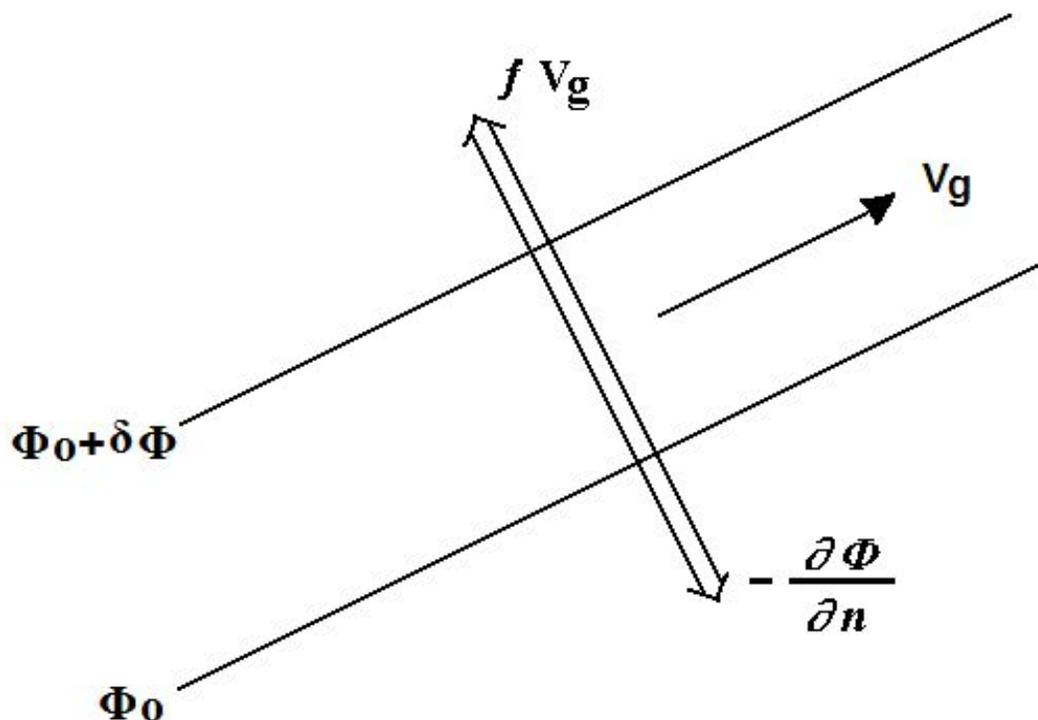


Figura 12 - Vento geostrófico e o equilíbrio de forças (hemisfério sul).
 FONTE: SATYARMURTY, (2004).

2.3.5 Vento Ciclostrófico

Se a escala horizontal de um distúrbio é suficiente pequena, a força de Coriolis pode ser desprezada quando comparada com a força gradiente de pressão e a força centrífuga (HOLTON, 2004). Para uma perturbação pequena da parcela do ar, a força de Coriolis é pequena (SATYAMURTY, 2004). Ou, para R pequeno podemos desprezar o termo de f . Neste caso, se para uma perturbação pequena da parcela do ar, a força de Coriolis é pequena. Ou, para R pequeno podemos desprezar o termo de f . Neste caso, essa equação for resolvida para V , obtem-se a velocidade do vento ciclostrófico.

$$\frac{V^2}{R} = -\frac{\partial\Phi}{\partial n} \rightarrow V = \left(-R \frac{\partial\Phi}{\partial n}\right)^{1/2} \quad (14)$$

O escoamento ciclostrófico pode ser ciclônico ou anticiclônico (Figura 13). Em ambos os casos, a força gradiente de pressão é dirigida em direção ao centro da curvatura e a força centrífuga para fora do centro da curvatura.

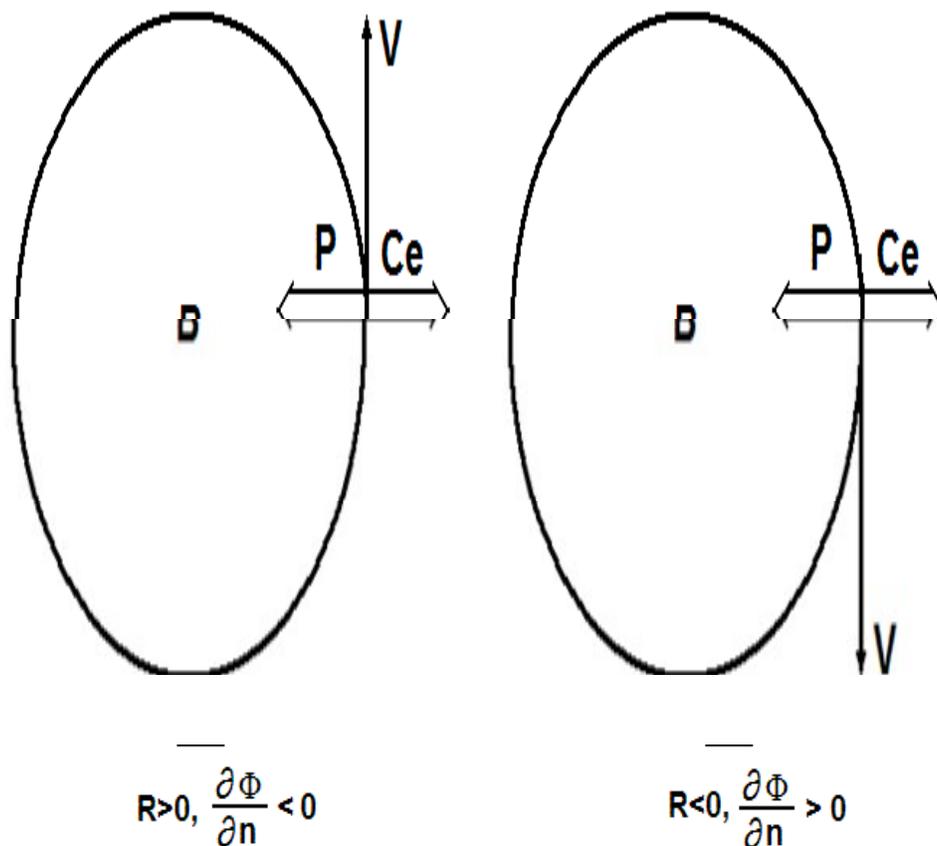


Figura 13 - Movimento ciclostrófico em torno do centro de baixa pressão e equilíbrio de forças.

FONTE: SATYARMURTY, 2004.

Este movimento é possível se a força centrífuga é muito maior que a de Coriolis. A aproximação do balanço ciclostrófico é válida sempre que a razão entre a força centrífuga e a força de Coriolis for grande (HOLTON, 2004). Essa razão V/fR é equivalente ao número de Rossby. Este tipo de movimento é observado, por exemplo, nos redemoinhos que freqüentemente ocorrem no verão (SATYAMURTY, 2004).

2.3.6 Vento Gradiente

Na ausência de atrito, o escoamento horizontal, paralelo às isóbaras e sem aceleração ($DV/DT = 0$) é chamado vento gradiente (Figura 14). Uma vez que o vento gradiente leva em consideração também a força centrífuga, ele é uma aproximação melhor que o vento geostrófico para representar o vento real (SATYAMURTY, 2004). O vento gradiente é dado por:

$$V = -\frac{fR}{2} \pm \left(\frac{f^2 R^2}{4} - R \frac{\partial \phi}{\partial n} \right)^{1/2} \quad (15)$$

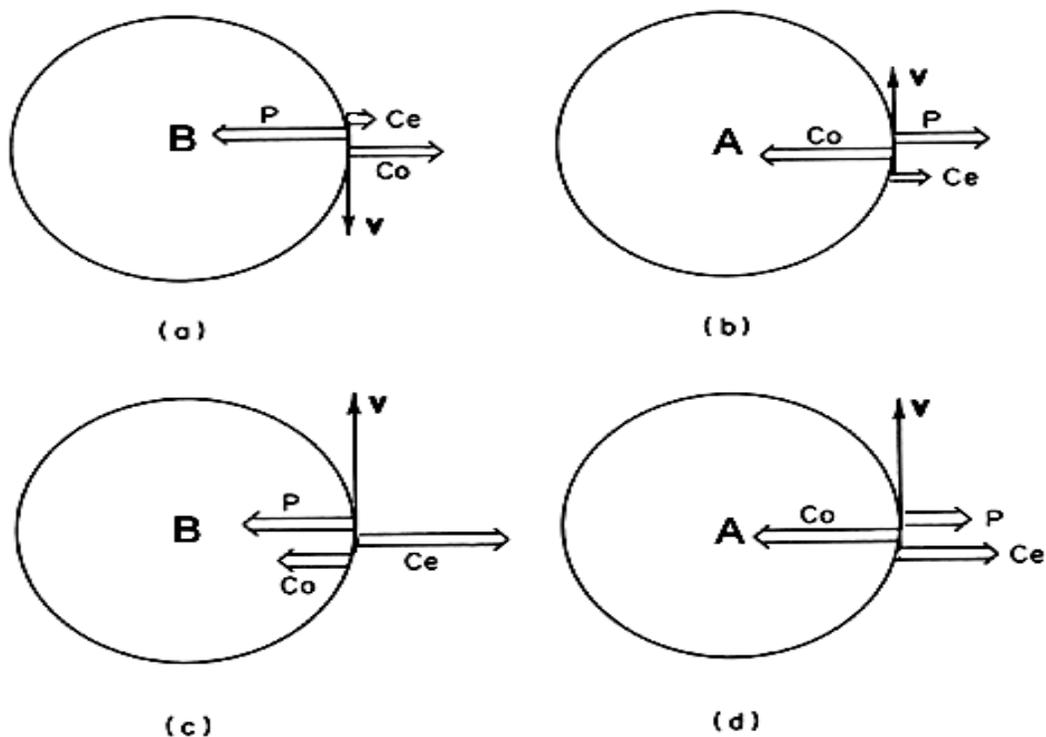


Figura 14 - Vento gradiente e equilíbrio de forças. (a) – centro de baixa pressão regular (b) – centro de alta pressão regular, (c) – centro de baixa pressão anômalo, (d) – centro de alta pressão anômalo.

FONTE: SATYAMURTY, 2004.

Onde: $P \rightarrow$ força de pressão; $C_e \rightarrow$ força centrífuga; $C_o \rightarrow$ força de Coriolis; $A \rightarrow$ alta pressão; $B \rightarrow$ baixa pressão; $V \rightarrow$ vento.

2.3.7 Vento térmico

Quando a temperatura varia na horizontal, o vento geostrófico varia na vertical (cisalhamento vertical), devido ao equilíbrio hidrostático. A variação vertical, ou medida do cisalhamento vertical do vento geostrófico na presença de um gradiente térmico chama-se vento térmico. Este vento pode ser visto esquematicamente na Figura 15.

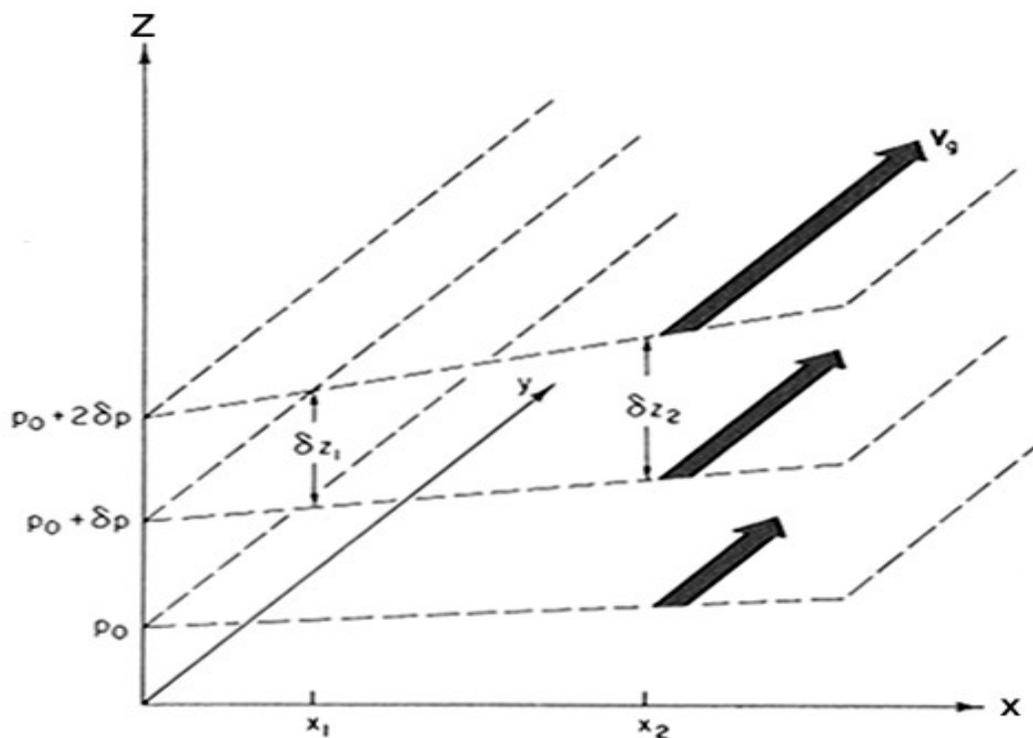


Figura 15 - Variação do vento geostrófico com altura ou vento térmico.
FONTE: SATYAMURTY, (2004).

Através de combinações vetoriais equacionárias, o vento térmico pode ser dado por:

$$\mathbf{V}_p T = -\frac{f}{R} kX \frac{\partial V_g}{\partial \ln P} \quad (16)$$

2.4 Perfil vertical do vento

2.4.1 Camada Limite Atmosférica (CLA)

A atmosfera terrestre é um conjunto de gases, partículas e vapor d'água que envolve a superfície terrestre (QUEIROZ, 2008). A estrutura vertical da atmosfera é extremamente variável sendo dividida em camadas, cada uma com características próprias. A troposfera é a camada mais baixa da atmosfera e está em contato diretamente com a superfície da terra, onde a maioria dos fenômenos meteorológicos ocorre. Caracterizada por decréscimo da temperatura com a altitude, numa razão média de 6,5°C por quilometro, sua espessura é variável, dependendo de sua localização (trópicos, latitudes médias ou pólos) como também sofre variações devido às estações do ano (VIANELLO & ALVES, 2000).

A troposfera pode ser dividida em duas camadas, a parte mais baixa em contato com a superfície é conhecida como Camada Limite Atmosférica (CLA), sendo a CLA a parte que está diretamente influenciada pela presença de superfície da terra e que responde as forçantes da superfície numa escala de tempo de horas ou menos. A parte superior, acima da CLA é chamada de Atmosfera Livre (AL) e o fluxo nesta camada não é turbulento (QUEIROZ, 2008).

Na Camada Limite Atmosférica (CLA), observam-se dois padrões diários de evolução (QUEIROZ, 2008):

- ✓ Durante o dia – Camada Limite Convectiva (CLC).
- ✓ Durante a noite – Camada Limite Noturna ou Estável (CLN ou CLE).

A Camada Limite Convectiva é composta por:

Sub-Camada Laminar ou Sub-Camada Viscosa (SCL - SCV) – Está em contato direto com a superfície terrestre, possui alguns milímetros de espessura, nela o escoamento é laminar e a difusão molecular é um importante processo de transferência de calor e massa entre a superfície e o ar atmosférico.

Camada Limite Superficial (CLS) – Surge a partir da SCL e se estende até cerca de 10% da CLA, nela o fluxo de ar é principalmente dependente das características da superfície.

Camada de Mistura (CM) – Se estende pelos 90% restantes da CLA, o escoamento do ar nesta camada depende da força de gradiente de pressão, dos efeitos da força de atrito e da rotação da Terra, apresentando uma estrutura turbulenta intensa. O topo da camada é estável e age como uma tampa impedindo o domínio da turbulência, esta região é chamada de Zona de Entranhamento (ZE) (QUEIROZ, 2008).

Camada de Transição (CT) – Se localiza entre a CLC e a AL, apresenta uma pequena extensão vertical, é conhecida também como Camada de Inversão Térmica e se caracteriza por intensos gradientes verticais de temperatura e umidade específica.

Meia hora antes do pôr-do-sol, a turbulência térmica responsável pela mistura da CLC, deixa de atuar, este processo resulta em uma camada localizada acima da Camada Limite Noturna (CLN) chamada de Camada Residual (CR) (QUEIROZ, 2008).

Camada Residual (CR) – Esta camada apresenta as mesmas variáveis e médias de estado da CLA diurna. Possui estratificação neutra e a turbulência existente apresenta intensidade aproximadamente igual em todas as direções. A CR não tem contato direto com a superfície.

A base da CR é transformada por contato com a superfície em uma Camada Limite Estável, também conhecida como:

Camada Limite Noturna ou Camada Limite Estável (CLN – CLE) – Esta camada surge no pôr-do-sol, em função do resfriamento da superfície via emissão de ondas longas e permanece durante toda à noite até o início de uma nova camada limite diurna, que ocorre com o nascer do sol. Esta camada apresenta forte estabilidade e nela a CLS existe, mas não pode ser visualizada analiticamente devido ao fato de ser uma camada estável (QUEIROZ, 2008).

A evolução temporal da Camada Limite Atmosférica (CLA) é controlada pelos transportes turbulentos induzidos pela diferença de temperatura entre a atmosfera e a superfície terrestre e também pelos ventos em baixos níveis. Pela manhã, com o nascer do sol, o solo irá se aquecer mais rapidamente que o ar acima dele. Durante o decorrer do dia, a radiação solar aumenta e a

energia será maior, originando um maior fluxo. Com isso, a energia que está disponível na superfície é distribuída na forma de calor conduzido ao solo e fluxo de calor latente e sensível, originando movimentos verticais ascendentes, estes movimentos verticais ocorrem sucessivamente proporcionando o crescimento rápido da CLC.

Com a intensificação dos movimentos convectivos ocorrerá uma distribuição uniforme dos diferentes contribuintes como a temperatura potencial ao longo da camada. Após o meio dia local até o pôr do sol, a energia disponível para convecção começa a diminuir, em consequência do decréscimo do ciclo de radiação solar e a CLC tem um crescimento inercial da ordem de 15%. Pouco antes do pôr-do-sol, a quantidade de energia disponível não é mais suficiente para manter os processos de convecção que geram a turbulência, ocorrendo à formação da CR.

Durante a noite a CLN se estabelece em função do resfriamento radiativo do solo e se comporta em termos de espessura de uma maneira semelhante à CLA diurna, ou seja, apresenta um maior crescimento até por volta da meia noite local sendo menos efetiva a partir deste momento até o nascer do sol quando se dá início a uma nova CLA (QUEIROZ, 2008).

O modelo conceitual de desenvolvimento da CLA mais difundido é o desenvolvido por STULL (1988). Este modelo adaptado é mostrado na Figura 16.

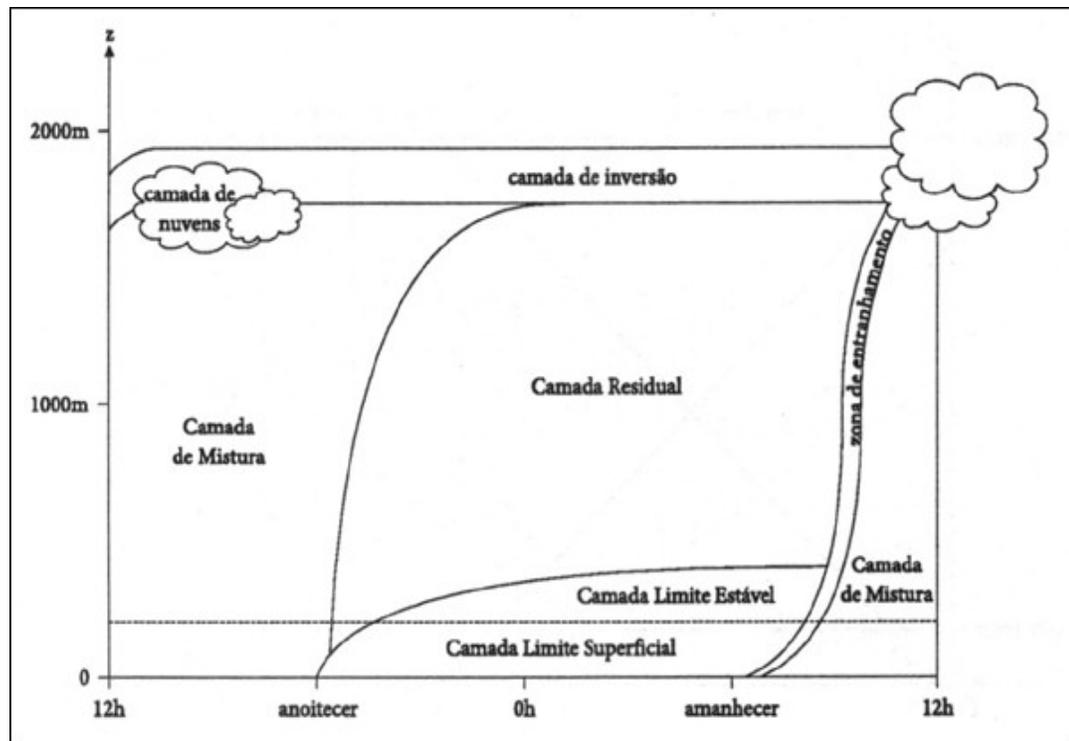


Figura 16 - Evolução temporal da Camada Limite Atmosférica.
 FONTE: QUEIROZ, 2008.

2.4.2 Rugosidade aerodinâmica da superfície e lei logarítmica do vento

Nos níveis atmosféricos mais baixos, as aproximações de vento geostrófico e de vento gradiente não podem mais ser aplicadas, devido a modificações no equilíbrio de forças promovidas pelo atrito oferecido pela superfície. O relevo e a presença de obstáculos moldam o escoamento do ar sobre a superfície terrestre, bem como geram turbulências no fluxo. A rugosidade da superfície é a propriedade física que descreve a ação da superfície terrestre na redução do momento e na absorção do impacto dos ventos.

Define-se a camada limite atmosférica como a região compreendida entre a superfície e uma altura variável entre 100 e 3000 m de altura e que apresenta um comportamento diferente do restante da atmosfera devido às interações superfície-atmosfera. A influência da superfície é especialmente dominante numa camada chamada camada superficial, compreendendo os primeiros 50-100 m da atmosfera, onde ocorrem os intercâmbios de momento, calor e umidade entre a superfície e o ar atmosférico (MARTINS, 2008).

A rugosidade da superfície ocasiona a redução da velocidade do ar e, portanto, da intensidade da força de Coriolis, já que esta é proporcional ao módulo da velocidade. Conseqüentemente, o vento deixa de escoar paralelamente às isóbaras, como descrito anteriormente para o escoamento em altos níveis. Nas proximidades da superfície, o vento apresenta uma componente no sentido da força do gradiente de pressão. Dessa forma, o escoamento ciclônico converge em direção à baixa pressão, enquanto nos anticiclones o ar diverge, afastando-se do centro de alta pressão.

A convergência de ar provoca movimentos ascendentes sobre os centros de baixa pressão, ocasionando instabilidades e possibilitando formação de nuvens e chuva. Nos centros de alta pressão ocorrem movimentos descendentes de ar, e normalmente o tempo é bom e estável (MARTINS, 2008). Além do comportamento turbulento devido às interações superfície-atmosfera, outro aspecto importante a ser considerado é o cisalhamento do vento. A velocidade do vento é nula a alturas próximas à superfície e aproximadamente geostrófica na atmosfera livre. Na camada superficial observa-se um perfil vertical aproximadamente logarítmico do módulo da velocidade do vento, como apresentado graficamente na Figura 17 (MARTINS, 2008).

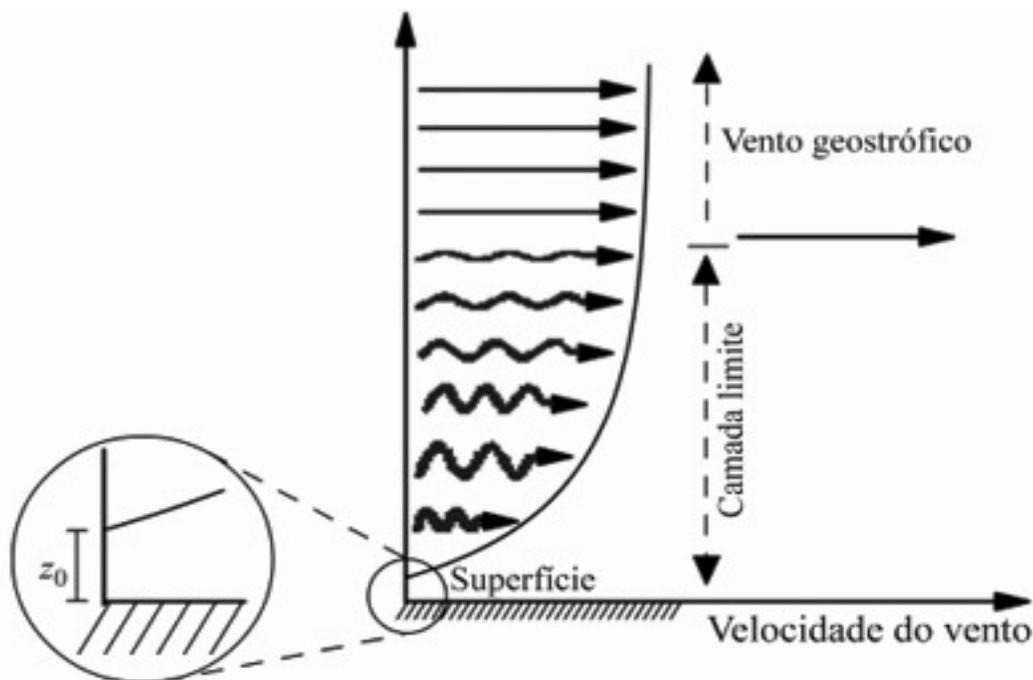


Figura 17 - Perfil vertical de velocidade do vento desde a superfície até a altura do vento geostrófico. O comprimento de rugosidade (z_0) é altura onde a velocidade é nula.
FONTE: MARTINS, 2008.

Prandtl desenvolveu a seguinte expressão logarítmica empírica para a variação da velocidade do vento na vertical em uma camada limite turbulenta.

$$U(z) = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (17)$$

Em que a variação da velocidade com a altura vertical z , é dada em função da velocidade de fricção (u^*), da constante de Von Karmán (k), e do comprimento de rugosidade (z_0). O comprimento de rugosidade corresponde à altura em que o vento, próximo à superfície, assume valor zero, e depende do relevo e obstáculos da superfície. Contudo, o perfil real de velocidades na vertical depende também da estratificação de temperatura e pressão na atmosfera (MARTINS, 2008).

A lei logarítmica para o perfil de vento só é válida para condições neutralidade atmosférica. A velocidade de fricção da equação do vento representa a velocidade de escoamento de um fluido como o ar atmosférico. Ela significa uma combinação entre as propriedades do fluido e aquelas do meio sobre o qual ele escoar. A velocidade de fricção (u_*) é a velocidade de escoamento de um fluido como o ar atmosférico. Ela significa uma combinação entre as propriedades do fluido e aquelas do meio sobre o qual ele escoar. Trata-se de um importante parâmetro do ponto de vista aerodinâmico e, também, para o cálculo de fluxos energéticos e de momentum (DOS SANTOS, 2001; SUTTON, 1977)

2.5 Estabilidade atmosférica

O estudo da estabilidade atmosférica é de fundamental importância, em qualquer localidade. Através do conhecimento sobre a estabilidade pode-se inferir sobre a formação ou não de nuvens, a tendência da dispersão de poluentes, entre outros. Existem várias formas de se determinar ou observar a estabilidade atmosférica, e dentre os métodos de simples observação, podemos citar o padrão da fumaça de uma chaminé, que pode nos indicar como está o estado da atmosfera (Figura 18).

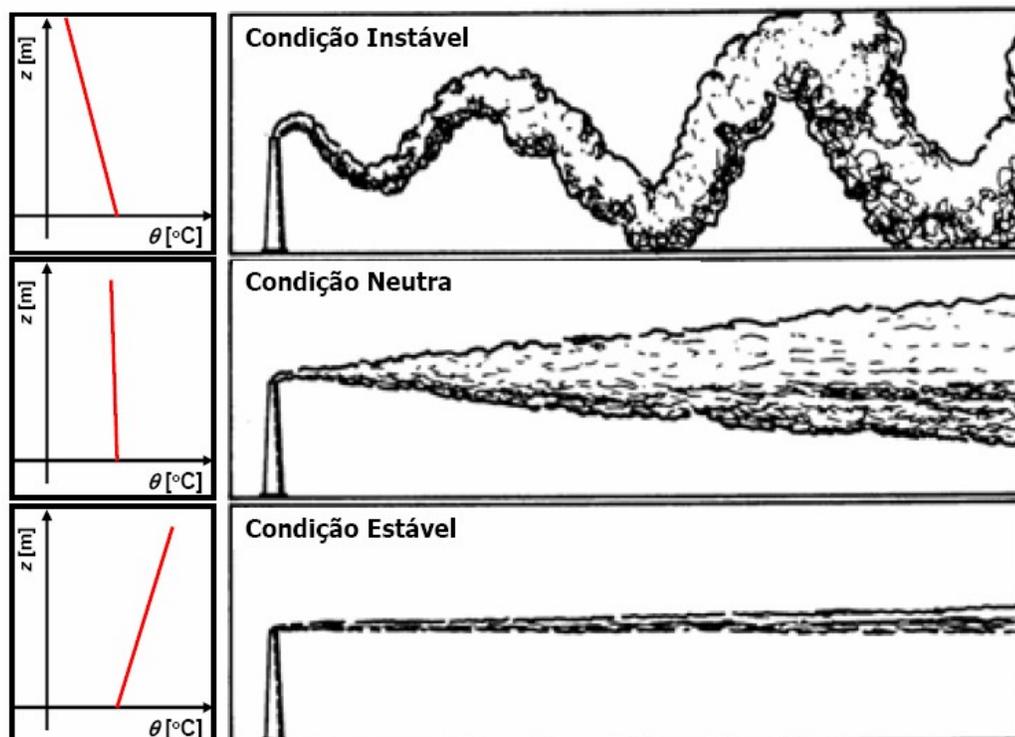


Figura 18 - Observação das condições de estabilidade atmosférica através de fumaça de chaminés.

FONTE: REIS JÚNIOR, 2005.

Do ponto de vista termodinâmico, a variação vertical da temperatura com a altura para uma parcela ascendente de ar seco deslocando-se adiabaticamente é uma propriedade básica da atmosfera. Esta relação do gradiente vertical de temperatura é importante, pois serve como referência para a comparação com todos os perfis reais de temperatura.

Se deslocarmos uma parcela de ar adiabaticamente até o nível de referência de 1000 mb, teremos uma “temperatura potencial”, que pode ser expressa como segue (QUEIROZ, 2008):

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_a}{C_{p,a}}} \quad (18)$$

A variação da temperatura potencial com a altura nos fornece uma importante informação sobre a estabilidade atmosférica. Se $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$, a atmosfera é dita como estável, se $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$, a atmosfera é dita como neutra e se $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ a atmosfera é dita como instável (Figura 19).

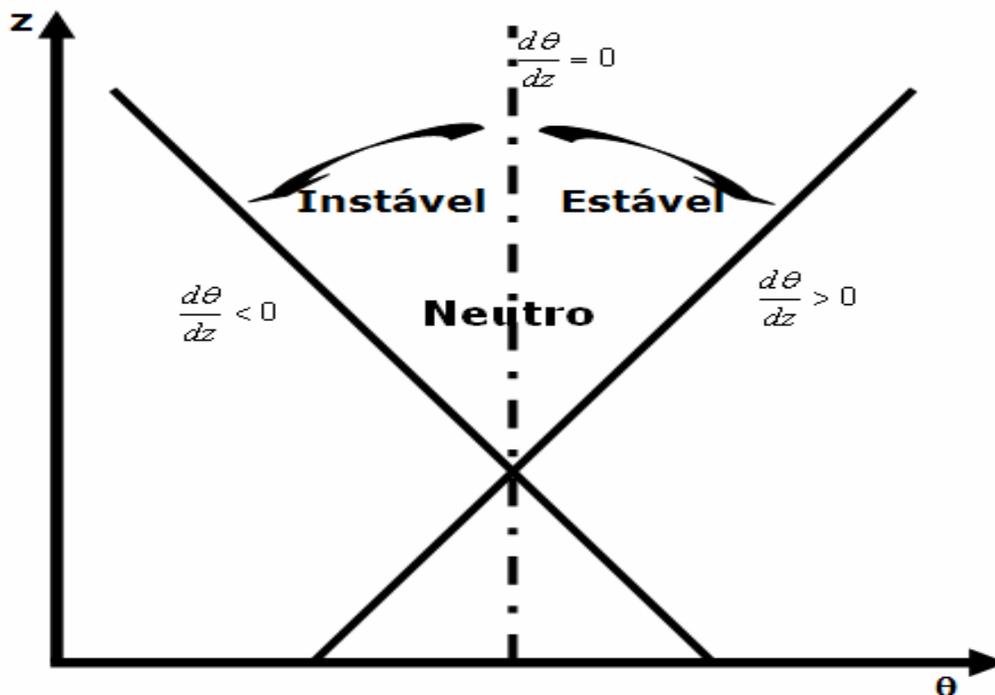


Figura 19 - Condições atmosféricas em função da temperatura potencial.
 FONTE: PICADO, 2007.

Apesar da praticidade, este modelo não se aplica no caso da camada limite convectiva, também chamada de camada de mistura. Neste caso, apesar da grande instabilidade, o perfil de θ é neutro por conta da intensa turbulência que promove uma homogeneização da camada.

2.5.1 Número de Richardson

O número de Richardson é um adimensional que relaciona os efeitos da turbulência induzida pelas forças de flutuação térmica (convecção livre) com as forças mecânicas (cinvecção forçada).

Movimentos turbulentos na vertical, em ambientes estaticamente estáveis, em geral agem contra a força de gravidade. Existe tendência de a flutuabilidade suprimir a turbulência nestes ambientes, ao mesmo tempo, o cisalhamento vertical do vento pode gerar turbulência de forma mecânica. Em termos de fluxos turbulentos, o número de Richardson de fluxo (Rf) é expresso por (SILVA, 2002):

$$Rf = \frac{(g/\theta_v)(\overline{w'\theta'_v})}{(\overline{u'v'})\frac{\partial u_1}{\partial x_1}} \quad (19)$$

Em caso de se considerar a homogeneidade horizontal, e desconsiderar a subsidência:

$$Rf = \frac{(g/\epsilon_v)(\overline{w'\theta'_v})}{(\overline{u'v'})\frac{\partial u}{\partial z} + (\overline{v'w'})\frac{\partial v}{\partial z}} \quad (20)$$

Quando $Rf < +1$, o escoamento é turbulento, ou seja, dinamicamente instável; se $Rf > +1$, o escoamento é laminar, ou seja, dinamicamente estável; e se $Rf = +1$ valor crítico.

O valor crítico do número de Richardson ocorre na transição entre uma situação mais estável para uma menos estável ou vice-versa (SILVA, 2002).

O escoamento é instável se $Ri < 0$, neutro se $Ri = 0$ e estável se $Ri > 0$. (SILVA FILHO, 2004).

2.5.2 Freqüência de Brunt- Vaisala

Além dos parâmetros já mencionados, outro método também é bastante utilizado para a estimativa de estabilidade atmosférica, conhecido como Freqüência de Brunt-Vaisala. A freqüência de Brunt-Vaisala é a medida da estabilidade de uma coluna de ar ou água e, em sua interpretação mais simples, pode ser definida como sendo a freqüência de oscilação associada á uma perturbação de um elemento de fluído em um meio estável á convecção, ou seja, associada com a flutuabilidade. A Freqüência de Brunt-Vaisala também pode ser interpretada como a freqüência do movimento vertical sentido por uma parcela de fluido que é deslocada da sua posição de equilíbrio através de uma excitação correspondente a um deslocamento vertical. Para uma coluna de ar (atmosfera), ela é expressa em função do gradiente térmico. De posse da freqüência, é possível calcular o comprimento de onda referente ao escoamento atmosférico, observando o padrão sazonal característico do escoamento (ARYA, 2001).

2.5.3 Estimativas de turbulência

O estudo das rajadas de vento é uma das formas de se analisar a estrutura da turbulência de um determinado local, sendo que estas podem ser definidas como aumento/diminuição repentina da velocidade do vento em ciclos muito pequenos e contínuos (FISCH, 1999). O fator ou pico de rajadas (G) é um parâmetro de engenharia normalmente utilizado para estabelecer quanto os valores máximos (U_{max}) são superiores aos valores médios (\bar{U}). A intensidade de turbulência

relaciona a variabilidade da medida do vento (σ_u) com o valor médio (\bar{u}). Para fins eólicos, o conhecimento da turbulência atmosférica é de grande valia, pois quanto menor a turbulência na região, melhor para o aproveitamento eólico, visto que ocorrências de forte turbulência podem ocasionar danos nas estruturas das turbinas e rotores do aerogerador.

2.6 Medidas de vento para fins eólicos e modelos físicos e numéricos

Para se avaliar o potencial eólico de uma região, o ideal é que se obtenha os dados a partir de torres anemométricas situadas em locais adequados. Estes dados devem consistir de, no mínimo, intensidade e direção do vento em uma determinada altura. Como a instalação de torres eólicas demanda tempo e dinheiro, e como é inviável instalá-las e mantê-las em alta densidade em todo o território brasileiro, tornou-se necessário utilizar produtos de modelos numéricos que representam com alguma aproximação a topografia, as feições da superfície, os processos atmosféricos e assim fornecem valores em pontos de grade, desta forma suprimindo um pouco a falta das torres eólicas (PAIVA NETO, 2004).

Na ausência de uma confiável rede anemométrica, a geração de um mapa representativo do potencial eólico de uma região só se torna possível recorrendo a modelos numéricos de mesoescala. Isto porque que se torna necessário simular a variabilidade espacial e temporal da evolução do escoamento na superfície terrestre, caracterizando estatisticamente a climatologia dos processos físicos de mesoescala associados à orografia da região, tais como os efeitos da estratificação e da turbulência atmosférica (INETI, 2000).

Dentre os modelos utilizados, pode-se destacar o MM5 (Fifth Generation Mesoscale Model), desenvolvido pelo *PSU/NCAR* (Pennsylvania State University/ National Center for Atmospheric Research, EUA), que pode representar um padrão avançado da arte de modelagem de escoamentos atmosféricos, e foi utilizado para a estimativa do potencial eólico de Portugal (INETI, 2000). Também se cita o MASS (Mesoscale Atmospheric Simulation System), que é um modelo numérico de mesoescala similar aos modelos de previsão do tempo ETA e MM5, incorporando as equações primitivas da dinâmica atmosférica, que incluem: (a) princípios de conservação de massa, momentum e energia; (b) fluxos de calor e mudanças de fase do vapor d'água; e (c) módulo de energia cinética turbulenta, que simula os efeitos viscosos e de estabilidade térmica sobre o gradiente vertical de vento. Este modelo foi

utilizado na estimativa do potencial eólico do Espírito Santo e no Atlas eólico Brasileiro (MARTINS, 2008; PEREIRA, 2003).

O modelo ETA foi desenvolvido pelo National Centers for Environmental Prediction (NCEP), e tem sido utilizado desde 1996 pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) para a previsão de tempo (CATALDI, 2007). Este modelo se propõe a prever com maiores detalhes fenômenos associados a frentes, orografia, brisa marítima e qualquer sistema organizado em mesoescala (CHAN, 1996). Uma das estimativas recentes de potencial eólico utilizando o modelo ETA foi na ilha do Marajó- PA (CRUZ SEGUNDO, 2008).

2.6.1 Mapeamento do recurso eólico

Dentre os aplicativos utilizados destaca-se o WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Program) utilizado para simular a climatologia do vento e estimar da potência produzida por uma turbina eólica. O WAsP é composto de modelos físicos para descrever o escoamento sobre diferentes topografias e rugosidade e os efeitos de sombra devido a obstáculos. A partir de uma série climatológica de ventos de uma estação, os efeitos dos obstáculos e rugosidade da região são removidos obtendo-se um campo climatológico generalizado para a região.

Numa distância próxima à estação é escolhido o local de uma turbina eólica onde os ventos são estimados considerando o campo generalizado, utilizando a lei do arrasto geostrófico e os obstáculos do local da turbina. O WAsP gera uma estatística dos ventos: frequência da sua direção, gráficos da distribuição de probabilidade de Weibull com os parâmetros de forma e escala correspondentes, a densidade de potência (que é a energia disponível no vento) e produção possível da turbina escolhida para uma determinada altura (PAIVA NETO, 2004).

2.6.2 Energia eólica no mundo

A Inglaterra é o país mais ventoso da União Européia e possui um ambicioso projeto eólico, que ao ser concluído, será o maior parque eólico do mundo construído no mar. O projeto *London Array* visa erigir cerca de 340 turbinas eólicas no exterior do estuário do rio Tamisa. Este parque eólico irá gerar mais energia do que o de Middelgrunden, localizado na Dinamarca, e que atualmente é o maior parque eólico construído no mar (www.londonarray.com).

O maior parque eólico da Dinamarca (Middelgrunden) dispõe de 2000MW de potência e de aproximadamente 6.000 turbinas em operação, sendo que 80 % das turbinas pertencentes a particulares ou a cooperativas locais de aerogeradores. O parque de Middelgrunden possui 20 aerogeradores com potência cada um de 2MW resultando numa potência total de 40 MW (PARK, 2001).

Em Portugal, a energia eólica atingiu, no ano de 2007, os 2000 MW de potência instalada, sendo que esta fonte alternativa de energia produz 8% da eletricidade consumida anualmente no País, e espera-se que em 2010 este valor atinja 15%, principalmente depois da implantação do parque eólico da Coelheira e do parque eólico do Candal, na serra da Arada, próximo ao litoral Português (JERVELL, 2008).

Na Bélgica, a empresa *Repower systems ag* anunciou que concluiu com êxito a fase-piloto para o Banco Thornton, um parque eólico *offshore*. Depois de todas as fases do projeto ser concluídas, o Banco Thornton irá produzir cerca de 1000 GW/h de energia por ano. O parque se situa a 30 km da cidade de Zeebrugge, e a intenção é que desenvolva um total de 300 MW (www.renewableenergyworld.com).

A empresa privada *Suzlon energy limited* anunciou a instalação de 34 turbinas para a produção de 51 MW de energia eólica para o projeto Petróleo e Gás Natural Corporation (ONGC), na Índia, para abastecer os centros de Anklesvar, Ahmedabad e Mehasana. Esta mesma empresa fechou contrato para a instalação de 29 turbinas eólicas que irão gerar cerca de 60,9 MW na Romênia, e mais nove para parques eólicos em Portugal, totalizando 18,9 MW de capacidade de geração (www.suzlon.com).

O principal impasse da expansão das plantas de geração de energia eólica na França tem sido o poder público que não deseja dividir com empresas privadas e pagar uma tarifa comparável ao custo de geração de energia elétrica. A companhia *Électricité de France* (EDF) controla toda demanda para o mercado. Depois de uma iminente falta de energia durante a década de 80, a França reinaugurou um pequeno projeto de implantar a utilização de energia eólica durante o começo dos anos 90 (ASSUNÇÃO FILHO, 2003).

Na Grécia, o projeto *Skyros Island* tem causado polêmica entre os ambientalistas. A ilha de Skyros, no norte do mar Egeu, é um viveiro de aves raras e tem sua própria espécie equina, o *Skyryan horse*, parente distante do pônei de Shetland. O enorme parque eólico, que iria fornecer 1/6 da energia produzida no país, deveria cobrir a metade sul da ilha com uma “floresta” de cerca de 150 km de turbinas, o que incitou manifestações dos profissionais de meio ambiente. Apesar do abundante Litoral, a Grécia ainda é fortemente dependente dos combustíveis fósseis, e tem recebido pressão da União Européia para produzir cerca de 20% de sua energia através de fontes renováveis até 2010.

A Figura 20 mostra o cenário da energia eólica pelo mundo. Observa-se um crescimento exponencial da utilização da energia eólica no planeta, sendo a Holanda o país com a maior capacidade instalada nos dias atuais.

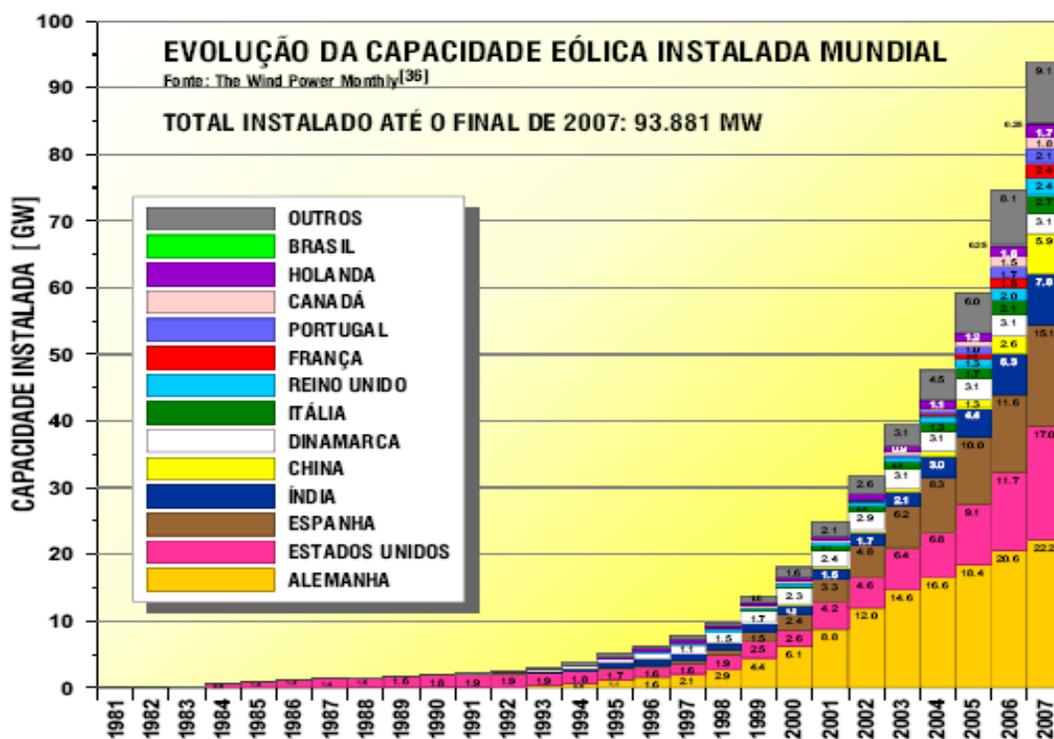


Figura 20 - Cenário da energia eólica no mundo, até o ano de 2007.
 FONTE: ELETROBRÁS, 2008.

2.6.3 Energia eólica no Brasil

No Brasil, o Programa de Incentivo às fontes Alternativas de Energia Elétrica (PROINFA), instituído em 2002 e gerido pela ELETROBRÁS, financia os principais projetos eólicos no

País. O projeto eólico BEBERIBE, por exemplo, venderá sua produção integral para a ELETROBRÁS por 20 anos, como parte do PROINFA. Situado próximo a Fortaleza, na costa brasileira, levou 15 meses para entrar em operação, e custou R\$ 150 milhões, sendo um dos primeiros projetos eólicos do PROINFA (www.eletronbras.gov.br).

Dentre os principais projetos voltados para o aproveitamento de recursos eólicos em nosso País, também figura o SONDA (Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais para o setor de energia). Trata-se de um projeto desenvolvido e coordenado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) para gerenciar uma rede de coleta de dados sobre os recursos de energia solar e eólica no Brasil. A base de dados gerada pelo projeto SONDA tem como objetivo principal dar suporte técnico-científico ao setor energético através do atendimento à demanda de informações sobre os recursos renováveis de energia, e à capacitação de recursos humanos (MARTINS, 2007).

Também existe a iniciativa do Centro de Pesquisas Elétricas (CEPEL), que deu origem ao Centro de Referência para Energia Solar e Eólica Sérgio de Salvo Brito, evidenciando grande interesse na evolução de projetos nessa área. O Ministério de Minas e Energia através do Programa de Desenvolvimento Energético de Estados e Municípios (PRODEEM), busca a descentralização da energia elétrica dos Estados e Municípios principalmente no que diz respeito às regiões menos desenvolvida (ASSUNÇÃO FILHO, 2003).

O maior parque eólico do País se localiza em Osório – RS, e tem capacidade para gerar 150 MW de potência, e foi financiado no âmbito do PROINFA em maior parte pelo Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social (BNDES). Ativo desde o ano de 2006 custou cerca de US\$ 150000000,00, com 75 aerogeradores de 2 MW cada. Tem um fator de capacidade de aproximadamente 34%, valor maior do que a média mundial, que gira em torno de 30% (www.ventosdosulenergia.com.br).

2.6.4 Comparação com outras fontes

De acordo com estudos do Atlas do Potencial Eólico Brasileiro (CBEE, 2003), o País tem potencial para gerar 143 GW de potência através da energia eólica, o que representa cerca de 10 Itaipus de geração de energia, sem contar o potencial *offshore* (102 GW) . A região

Nordeste do Brasil lidera a lista das regiões com maior potencial, com cerca de 75 GW. Até Dezembro de 2007, o total de energia eólica instalados no País era de 247 MW, sendo que deste 218,5 MW são decorrentes do PROINFA, o que representa 0,23 % da participação na matriz elétrica (REICHMANN NETO, 2008).

Além de abundante em nosso País, a energia eólica é mais limpa e menos degradante ao meio ambiente, em relação as principais fontes da matriz energética Brasileira (Hidrelétricas e Termelétricas), e poderia amenizar o problema de água para irrigação versus água para gerar energia elétrica, problema comum na região Nordeste devido a utilização das águas do rio São Francisco para estes fins. A Figura 21 mostra o potencial eólico indicativo do Brasil.

Distribuição Geográfica do Potencial de Energia Eólica

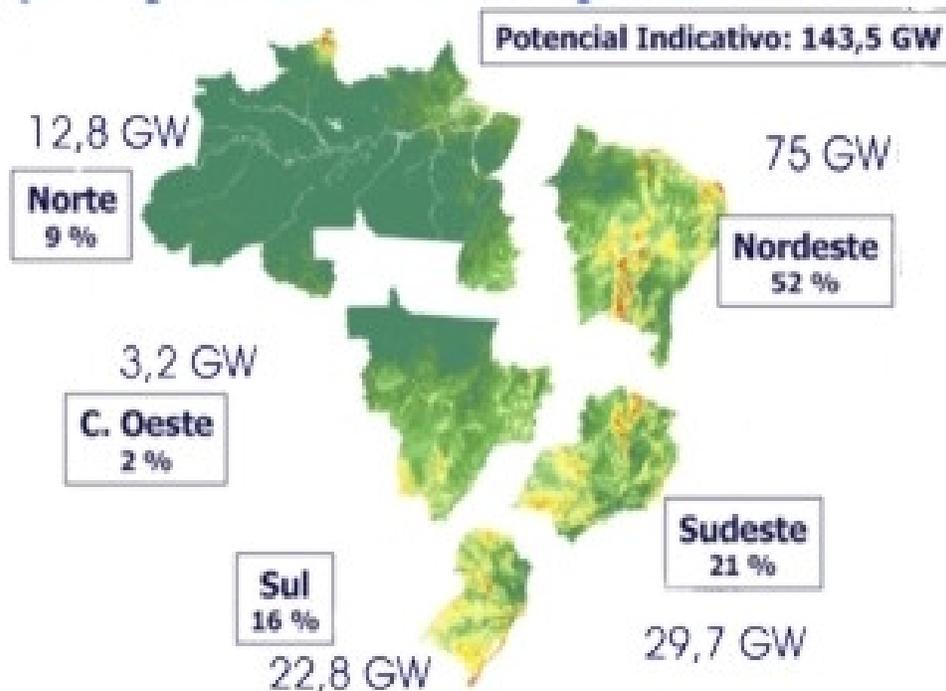


Figura 21 - Distribuição do potencial eólico por regiões no Brasil.
FONTE: ELETROBRÁS, 2006.

A tabela 1 ilustra como anda a capacidade da matriz energética Brasileira, e a sua equivalência no total de energia gerada em nosso País.

Tabela 1 - Matriz energética Brasileira.

CAPACIDADE INSTALADA			
TIPO	QUANTIDADE	POTÊNCIA (MW)	%
UHE	159	74.572,295	73,46
UTE	1041	25.194,660	21,97
UTN	2	2.007,0	1,96
PCH	317	2.327,178	2,22
EOL	17	273,850	0,27
CGH	228	120,809	0,12
SOL	1	0,02	0,03
SUBTOTAL	1.681	104.495,4	100,0

Fonte dos dados: ANEEL, 2008. UHE: Usina Hidrelétrica; UTE: Usina Termelétrica; UTN: Usina Termo Nuclear; PCH: Pequenas Centrais Hidrelétricas; EOL: Parques Eólicos; SOL: Estações Solarimétricas.

Como pode se observar, a produção de energia no País ainda é altamente dependente das usinas hidrelétricas, que tem um custo maior para sua implantação e também demoram mais a serem implantadas, comparando com a matriz eólica. A tabela 2 mostra as diferenças básicas no custo-benefício entre as matrizes energéticas.

Tabela 2 - Custo médio da energia e tempo médio de instalação das matrizes.

MATRIZ	CUSTO (MW/h)	TEMPO DE INSTALAÇÃO
UHE	R\$ 72,35	10 ANOS
UTE	R\$ 74,86	3 ANOS
UTN	R\$ 98,00	15 ANOS (NO MÍNIMO)
PCH	R\$ 79,29	1 ANO
EOL	R\$ 112,21	2 ANOS
CGH	R\$ 98,98	1 ANO
SOL	264,12	1 ANO

Fonte dos dados: ANEEL, 2008.

As Figuras 22 e 23 mostram como os parque eólico podem coexistir naturalmente com outras linhas de produção, como a agricultura e a pecuária.



Figura 22 - Prática de atividades agropecuárias em parques eólicos.
FONTE: NREL 2001.



Figura 23 - Prática de atividades agrícolas em parques eólicos.
FONTE: NREL, 2001.

Um dos benefícios mais importantes, do ponto de vista ambiental, é que a energia eólica não emite poluentes atmosféricos ou CO_2 em sua operação, porém, pode causar desconforto devido aos ruídos ou causar poluição visual, dependendo da localização do parque eólico. A tabela 3 apresenta as tecnologias de produção de energia e suas respectivas emissões.

Tabela 3 - Emissões de CO₂ em diferentes tecnologias de geração de energia. ND: Não disponível.

TECNOLOGIAS	Emissões de CO ₂ nos estágios de produção de energia (ton/GWH)			
	Extração	Construção	Operação	Total
Planta convencional de queima de carvão	1	1	962	964
Planta de queima de óleo combustível	0	0	726	726
Planta de queima de gás	0	0	484	484
Energia térmica dos oceanos	ND	4	300	304
Plantas geotérmicas	<1	1	56	57
Pequenas Hidrelétricas	ND	10	ND	10
Reatores nucleares	2	1	5	8
Energia eólica	ND	7	ND	7
Solar fotovoltaico	ND	5	ND	5
Grandes Hidrelétricas	ND	4	ND	4
Solar térmico	ND	3	ND	3

FONTE: TERCIOTE, 2002.

Das tecnologias listadas que apresentam emissão menor do que a energia eólica, somente as grandes hidrelétricas são competitivas comercialmente, embora sua utilização ainda seja objeto de discussão em muitos países, incluindo o Brasil, principalmente pelo fato de sua instalação ser longe dos grandes centros consumidores.

2.6.5 Aero geradores

Aero geradores são geradores de energia elétrica impulsionados pela energia eólica, que utilizam eixos de cata-vento para realizar tal tarefa. Podem ser instalados individualmente, ou em rede, constituindo um parque eólico. Estes parques podem ser em terra (*onshores*) ou no mar (*offshores*). Embora as instalações em terra sejam as mais comuns, vem crescendo as

instalações no mar, onde o regime de ventos é mais regular e os ruídos advindos dos aerogeradores incomodam menos. Existem dois grandes grupos de aerogeradores, sendo eles:

* Aerogerador de eixo vertical – São menores em relação aos demais, com a principal diferença de não precisar de dispositivo de orientação da turbina face ao vento, comum nos aerogeradores de eixo horizontal (Figura 24).



Figura 24 - Aerogerador de eixo vertical.
FONTE: APAB, 2003.

*Aerogeradores de eixo horizontal – Baseados no princípio do moinho de vento. Em geral possuem três pás com perfil aerodinâmico, que são tidas como mais apropriadas do que as de duas pás, por conseguirem harmonizar velocidade de rotação, custo e coeficiente de potência. Seu rendimento aerodinâmico é melhor do que os de eixo vertical, e a exposição a esforços mecânicos também é menor, o que lhe torna o mais utilizado no mundo (Figura 25).



Figura 25 - Moinho de vento e aerogerador de eixo horizontal.
FONTE: DIEBRENNSTOFFZELLE, 2007.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localização da área de estudo

Para a realização do estudo, utilizaram-se dados do projeto Atlas Eólico e disseminação da tecnologia eólica no Estado de Alagoas (ELETROBRÁS, 2008). Na definição dos locais a serem instaladas as torres, foi feito um estudo preliminar, considerando a intensidade dos ventos e uso e ocupação do solo, através da análise de mapas de ventos, modelos digitais de elevação e imagens de satélite de alta resolução, provenientes do aplicativo Google Earth.

Os locais escolhidos foram: Feliz Deserto (10°18'46'' S; 36°18'06''W; 50 m), Roteiro (09°48'13'' S; 35°54'25''W; 60m), Maragogi (08°59'55'' S; 35°12'58'' W; 50 m), Palmeira dos Índios (09°31'27'' S; 36°30'20'' W; 649 m), Água Branca (09°25'10'' S; 37°52'04'' W; 718 m) e Girau do Ponciano (09°51'34'' S; 36°49'17'' W; 410 m).

A tabela 4 ilustra a distribuição instrumental, número de série e os níveis de medição em cada estação.

Tabela 4 - Distribuição dos sensores instalados.

	Feliz Deserto	P. dos Índios	Roteiro	Água Branca	Maragogi	Girau do Ponciano	Altura de Instalação
Torre	100 m	100 m	50 m	50 m	50 m	50 m	
Logger	1591	1380	1377	1375	1382	1376	20 m
Modem	2611	N/I	2614	N/O	2616	2612	20 m
Velocidade	9568	9562	-	-	-	-	100 m
Velocidade	9574	9563	-	-	-	-	70 m
Velocidade	-	-	9576	9566	9571	9565	50 m
Velocidade	9561	9577	9575	9573	9572	9569	30 m
Direção	6696	6698	-	-	-	-	100 m
Direção	6694	6699	-	-	-	-	70 m
Direção	-	-	6697	6700	6695	6691	50 m
T/UR	E1523	-	-	-	-	-	100 m
T/UR	E1524	-	-	-	-	-	20 m
P_atm	2904583	-	-	-	-	-	20 m

FONTE: LACTEC, 2006.

Foram instaladas seis torres anemométricas, três no litoral e três no interior, conforme ilustrado na Figura 26.

As torres estaiadas para o monitoramento eólico apresentam duas alturas, 100 e 50 m. modelos AMT-350-100, AMT 350-50 e AMT 350-30, fabricadas pela empresa Paranaense TOWERCOM ENGENHARIA, e vendidas pela CAMPBELL SCIENTIFIC DO BRASIL. Todas as torres estão dentro dos padrões de qualidade e de segurança definidos pelas agências reguladoras. A Figura 27 mostra as torres anemométricas em cada localidade.

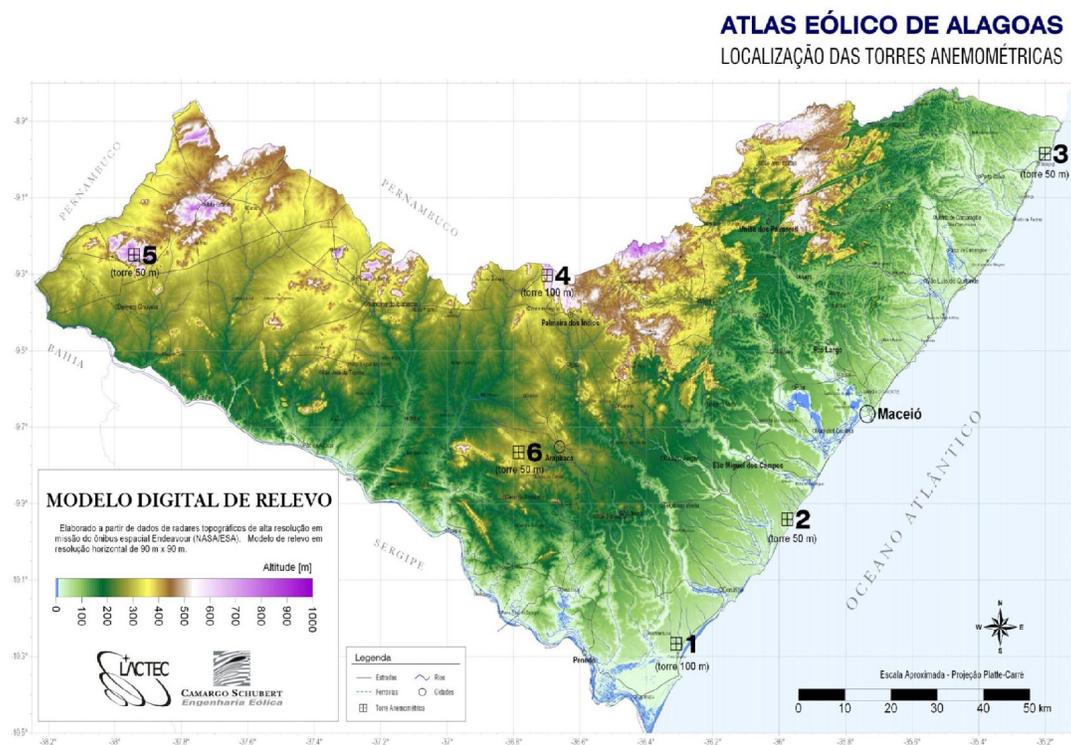


Figura 26 - Localização das torres anemométricas no Estado de Alagoas (1-Feliz Deserto; 2-Roteiro; 3- Maragogi; 4- Palmeira dos Índios; 5- Água Branca, 6 - Girau do Ponciano).
FONTE: LACTEC, 2006.

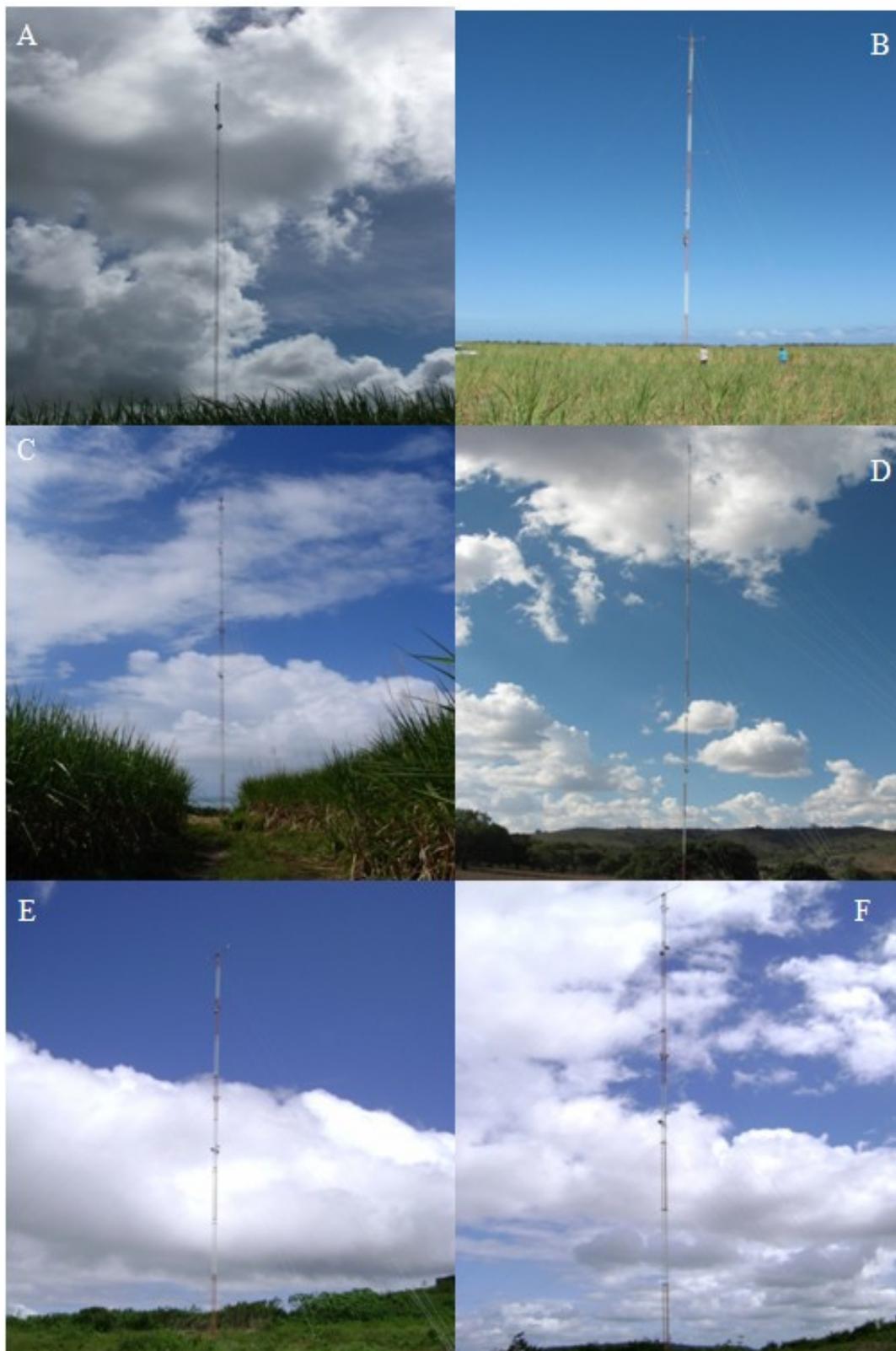


Figura 27 - Torres anemométricas localizadas no Estado de Alagoas. A- Feliz Deserto; B- Roteiro; C- Maragogi; D- Palmeira dos Índios; E- Água Branca; F- Girau do Ponciano.

3.2 Dados utilizados

Para a caracterização dos padrões de vento no Estado, foram analisados os ciclos anuais a seguir (tabela 5).

Tabela 5 - Ciclos analisados no trabalho.

	Velocidade do vento (30m)	Direção do vento (50 e 70 m)	Temperatura do ar (20 m)	I	G
Médias horárias	X	X	X	X	X
Médias diárias	X	X	X	X	X
Médias Mensais	X	X	X	X	X

Na ausência de medições da temperatura do ar em algumas estações, optou-se por avaliar a tendência da temperatura do ar no interior da caixa do datalogger (TAICD), para avaliar o seu ciclo de variação e poder relacionar a mudança no padrão de vento com a mudança no padrão térmico da região.

Para verificar a relação com os parâmetros locais, foram analisados os ciclos anuais a partir de médias diárias e mensais dos parâmetros de estabilidade: número de Richardson, frequência de Brunt- Vaisala e velocidade de fricção, com dados da estação de Feliz Deserto, por ser esta a única estação com medidas do perfil de temperatura do ar, umidade relativa do ar e pressão atmosférica.

Devido a falhas instrumentais, alguns meses apresentaram a grande falta de dados. Os meses que apresentaram falta de dados superior a 15 dias foram excluídos das análises. O período de análise dos dados compreende o intervalo entre 01/12/2007 a 31/11/2008, totalizando 12 meses de observações. A tabela 6 mostra a quantidade de dias com dados completos por torre nos meses de estudo.

Tabela 6 - Número de dias com dados completos por meses do ano nos locais de estudo.

Meses	F. Deserto	P. dos Índios	Roteiro	A. Branca	Girau do P.	Maragogi
JAN	22	31	31	31	31	31
FEV	15	29	29	29	29	29
MAR	31	31	31	31	31	31
ABR	18	30	30	30	30	30
MAI	8	31	31	31	31	31
JUN	8	25	30	30	30	30
JUL	31	23	31	31	31	31
AGO	31	31	31	31	31	31
SET	30	14	30	30	30	30
OUT	31	8	31	31	31	31
NOV	30	30	30	30	30	30
DEZ	23	31	31	31	31	31

3.3 Instrumentos para medição das variáveis

As torres possuem um sistema de aquisição de dados, modelo CR800-series (Campbell Scientific inc. – USA), abastecida por energia solar captada em um painel fotovoltaico, do modelo KS-20 (KYOCERA) e armazenada em uma bateria de gel (TROJAN BATTERY COMPANY). As médias são registradas a cada 10 minutos e transmitidas via telemetria (GPRS) a cada hora. Para medição da direção e velocidade do vento foram utilizados anemômetros tipo concha de copo classe I modelo A100L2 e o sensor de direção Windwane W200P (VETOR INSTRUMENTS), conforme mostra a Figura 28.

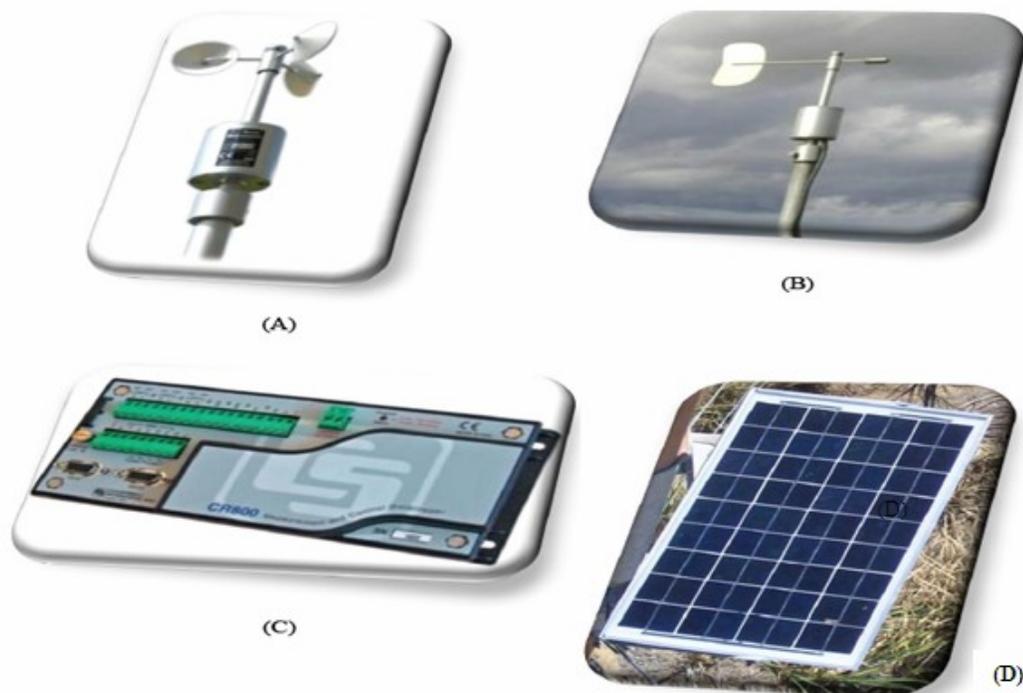


Figura 28 - Instrumentos instalados. Anemômetro (A), sensor direção (B), e placa fotovoltaica (D) aparelho de aquisição de dados “datalogger” (C).
FONTE: SILVA, 2009.

A tabela 7 mostra a descrição dos sensores e equipamentos das seis torres do projeto.

Tabela 7 - Descrição dos sensores e equipamentos distribuídos nas torres anemométricas do estudo.

Especificação Equipamentos	Qtd.
Datalogger CR 800	1
Conectores 12 pinos com cabo de interligação.	1
Anemômetros Vector “First class” A100L2	1
Thermo/higrômetro “KPC” P-6831.	1
Windvane W200P.	1
Modem GSM para transmissão de dados via telefone celular.	1
Supressores para descargas atmosféricas de 3 canais.	10
solar “Ener-Pro” P-9122.03.	2
Caixa de polipropileno, proteção IP-65, à prova de raios ultravioletas 480 x 463 x 200 mm, com chave Yale de latão, com montagem do logger, bateria 7 Ah, controlador de carga e barra Sindal.	1
1 Bateria Ajax, Gel, selada, 7 Ah, 12 V.	6
Cabo “shieldado” uso externo para conexão dos sensores.	400
Módulo solar 20 Wp, 01 suporte metálico para fixação do módulo, 01 Controlador de carga 8 Amp., 01 Bateria Delphi Standard 100Ah, 01 Caixa de fibra de vidro para a bateria, 01 luminária estroboscópica com 03 lâmpadas (marca Frata), e cabo Gesette 2x2,5mm2 entre as baterias e as luminárias.	1
Calibrações com Certificado Measnet P-0024	1
Transmissor Globalstar	1

FONTE: ELETROBRÁS, 2008.

3.4 Parâmetros calculados

Foram calculados parâmetros de turbulência atmosférica nas estações de estudo, além da decomposição do vetor vento para análise da direção. Em Feliz Deserto, foram calculados parâmetros de estabilidade para relacioná-los aos padrões de vento, dados a seguir.

3.4.1 Cálculo da direção do vento

Para o cálculo da direção do vento resultante utilizou-se a metodologia proposta por DA SILVA, 2007. Este cálculo dá-se através da decomposição vetorial das suas componentes zonal (CZ) e meridional (CM).

A componente zonal é a decomposição do vetor no eixo E-W meteorológico (eixo X trigonométrico), e a componente meridional é a decomposição do vetor no eixo N-S meteorológico (eixo Y trigonométrico).

Para o cálculo das componentes é utilizado o sentido em que o vento vai (para onde ele sopra direção real), como na meteorologia a direção (dd) medida é de onde o vento (ff) vem (de onde ele sopra direção meteorológica).

$$CZ = u = ff \sin dd \quad (21)$$

$$CM = v = ff \cos dd \quad (22)$$

3.4.2 Intensidade de turbulência e fator de rajadas

A intensidade da turbulência atmosférica, amplamente estudada para vários fins, tem sua tendência analisada a partir da seguinte expressão (BURTON, 2001).

$$I = \frac{\sigma}{\bar{u}} \quad (23)$$

Onde:

σ – desvio padrão médio da velocidade do vento

\bar{u} - velocidade média do vento

O fator ou pico de rajadas (G) é um parâmetro de engenharia normalmente utilizado para estabelecer quanto os valores máximos (Vmáximo) são superiores aos valores médios (Vmédio), em um intervalo de tempo de 10 minutos, e foi calculado segundo FISCH, 1999:

$$G = \frac{V_{max}}{V_{med}} \quad (24)$$

Onde:

V_{max} - velocidade máxima do vento

V_{med} - velocidade média do vento

3.4.3 Número de Richardson

Para quantificar os efeitos de turbulência induzida por efeitos mecânicos e por empuxo, fez-se uso da seguinte expressão (ROSEMBERG, 1983):

$$R_t = \frac{g(\Delta\theta/\Delta Z)}{T(\Delta U/\Delta Z)} \quad (25)$$

Onde:

T - temperatura do ar (°C)

g - aceleração da gravidade (m.s²)

$\Delta U / \Delta Z$ - gradiente vertical de velocidade do vento.

$\Delta\theta / \Delta Z$ - gradiente de temperatura potencial

Para a análise da estabilidade, foi observada a seguinte relação:

Se $Ri > 0$, condições de estabilidade, se $Ri < 0$, condições de instabilidade, e se $Ri = 0$, condições de neutralidade.

3.4.4 Velocidade de fricção

A velocidade de fricção U^* pode ser calculada segundo DOS SANTOS (2001), que também já foi comentada por MONTEITH (1975), ROSENBERG et al (1983) e PEREIRA et al (1997), através da inclinação da reta.

$$U^* = bk \quad (26)$$

Onde

u^* - é a velocidade de fricção, em m.s⁻¹.

b - é a inclinação da reta do perfil logarítmico do vento.

k - é a constante de Von Kármán (0,4)

Para o cálculo de **b**, foi feita a intercepção da reta do perfil vertical de velocidade do vento, com os níveis de medição disponíveis. Vale lembrar que a abordagem estatística deve levar em consideração no mínimo três pontos, e é válida para condições adiabáticas.

3.4.5 Frequência de Brunt- Vaisala

Para oferecer uma maior consistência nas análises dos resultados obtidos através dos demais métodos, também foi calculada a frequência de Brunt-Vaisala, como sendo mais um parâmetro comparativo para se analisar a estabilidade, sendo determinada por (PICADO, 2007):

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (27)$$

ARYA (2001) estabeleceu a frequência de Brunt- Vaisala em termos da temperatura do ar:

$$N = \left(\frac{g \theta}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^{1/2} \quad (28)$$

Onde:

g – é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m.s}^{-1}$)

T - é a temperatura do ar a 30 m (K)

$\Delta\theta / \Delta Z$ - gradiente de temperatura com a altura

Para a análise da estabilidade através da frequência de Brunt-Vaisala, foi observada a seguinte condição (PICADO, 2007):

$N^2 > 0$	Estável
$N^2 = 0$	Neutra
$N^2 < 0$	Instável

Para melhorar compreender o padrão do escoamento atmosférico, foi calculado o comprimento de onda . Ele é estimado em função da frequência de Brunt- Vaisala, dado por ARYA, 2001:

$$\lambda = \frac{U_0}{2\pi N} \quad (29)$$

Onde:

U_0 – Velocidade do vento (a 30 m)

p – PI (3,14)

N – Frequência de Brunt- Vaisala

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Ciclos Anuais (médias diárias)

Serão comentados os resultados dos ciclos anuais obtidos através de médias diárias de velocidade do vento, direção do vento, TAICD e turbulência atmosférica, para as seis estações em estudo (Feliz Deserto, Roteiro, Maragogi, Palmeira dos Índios, Água Branca e Girau do Ponciano).

4.1.1 Feliz Deserto

A Figura 29 mostra o ciclo da velocidade do vento em Feliz Deserto. Observou-se uma variação sazonal, com uma tendência de as maiores velocidades médias do vento ocorrerem no período de verão e as menores velocidades nos meses de inverno. Feliz Deserto se situa nos tabuleiros costeiros, que é uma região que se estende da costa do Amapá ao Rio de Janeiro, compreendendo platôs de origem sedimentar (FERNANDES, 2003).

Estudando a região dos tabuleiros costeiros em Pilar, também em Alagoas, DA SILVA (2007) encontrou padrões de vento similares. A média diária de velocidade do vento em Feliz Deserto foi de $5,1 \text{ m.s}^{-1}$, com máximo de $8,9 \text{ m.s}^{-1}$ (29/11/2008), mínimo de $2,6 \text{ m.s}^{-1}$ (01/04/2008) e desvio padrão de $1,2 \text{ m.s}^{-1}$. Verifica-se que em nenhum dia analisado a velocidade média do vento foi inferior ao limite mínimo exigido para o funcionamento de turbinas eólicas atuais ($2,5 \text{ m.s}^{-1}$).

Uma linha de tendência polinomial de 2º ordem foi a que melhor se ajustou aos dados, e sua curvatura indica que os padrões de vento em Feliz Deserto têm relação com o movimento aparente do sol, sendo no Periélio (mês de janeiro, Sol mais próximo do planeta terra) que ocorrem as maiores velocidades, devido à intensificação dos gradientes de pressão, e no Afélio (Mês de julho, Sol mais distantes do planeta terra) que ocorrem as menores velocidades, devido à desintensificação dos gradientes de pressão pela menor chegada de radiação solar no planeta.

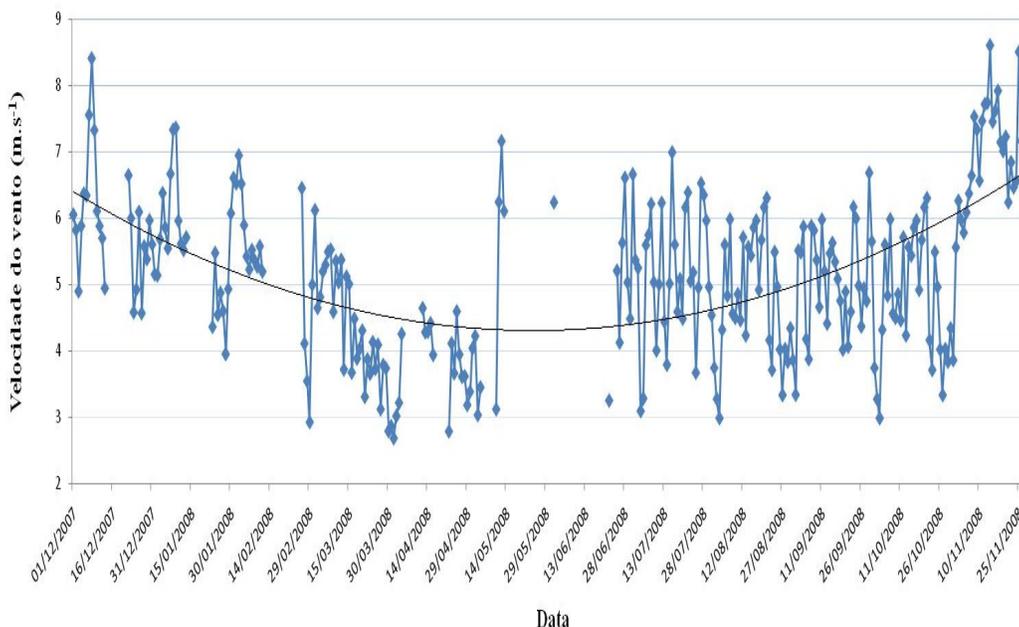


Figura 29 - Médias diárias da velocidade do vento a 30 m em Feliz Deserto.

A Figura 30 apresenta o ciclo médio diário da direção do vento. De modo análogo a velocidade do vento, observou-se um ciclo sazonal da direção do vento, assim como acontece com a velocidade. Os ventos tem a predominância na faixa **NE-E** no período de verão, e a medida que se aproxima do inverno muda para **E-SE**. Algumas mudanças bruscas na direção podem ter relação com efeitos locais que tendem a alterar o sistema de circulação, tal como o efeito de brisas (LYRA, 1998).

A brisa marítima na costa de Alagoas escoia do oceano de dia tem o sentido **SE** com alguns eventos de **NE** (alísios), e a noite a direção muda por conta da brisa terrestre (DA SILVA, 2007). ROCHA (1999) verificou que a brisa terrestre só consegue suplantar os ventos alísios nas estações de outono/inverno. Este encontro entre os alísios e a brisa terrestre pode ser o principal motivo para que o Litoral do Estado apresente os menores valores de velocidade do vento comparados com o Agreste e o Sertão (LYRA, 2007), que não são influenciados por estes sistemas (COSTA, 2007).

A direção e a velocidade do vento apresentaram relação, uma vez que as maiores velocidades ocorreram quando o vento escoava de **E**, sentido oceano- continente, o mesmo da brisa

marítima, e as menores velocidades ocorreram quando o vento escoava entre **SE-S**. O desvio padrão da direção do vento foi de 31° , o que pode ser considerado como satisfatório para fins de aproveitamento eólico, uma vez que freqüentes mudanças na direção do vento induzem uma fadiga no rotor e na torre de uma turbina eólica de eixo horizontal, atualmente as mais empregadas neste setor (SOBRINHO, 2003). A curva da tendência da direção do vento mostra uma possível relação com o movimento aparente do Sol, á exemplo do que foi evidenciado na velocidade.

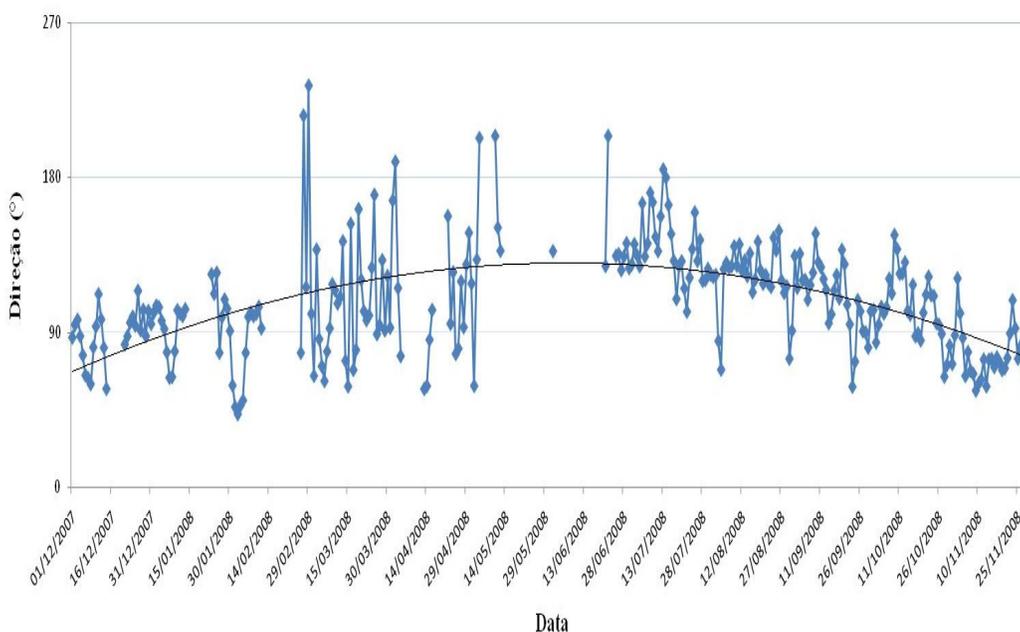


Figura 30 - Médias diárias da direção do vento a 70 m em Feliz Deserto.

Para confirmar a confiabilidade dos dados de TAICD como indicador da sazonalidade da temperatura do ar nas estações em estudo, foi feita a correlação deste dado com o de temperatura do ar, registrado em Feliz Deserto, única estação com o sensor adequado para esta medição. O resultado foi satisfatório, com uma correlação de 0,91 entre os dados de TAICD e de temperatura do ar, conforme mostra a Figura 31.

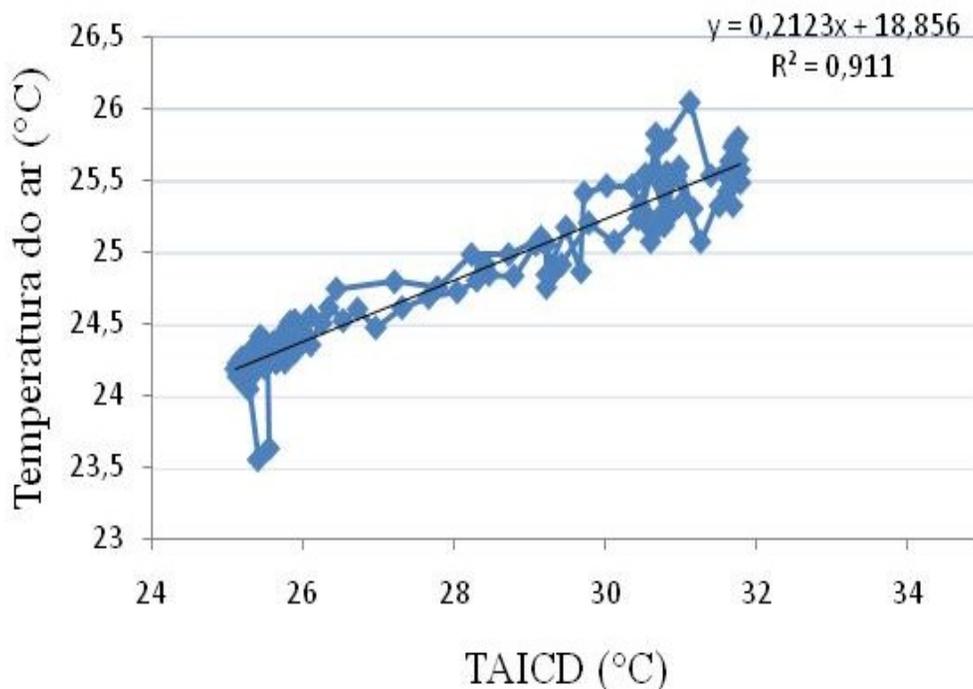


Figura 31 - Correlação entre a temperatura do ar e a temperatura do interior da caixa do datalogger (TAICD) em Feliz Deserto (01/10/2008).

A variação da TAICD também apresentou ciclo sazonal, conforme observa-se na Figura 32. A média foi de 27,7 °C, a máxima foi de 31,4 °C (12/04/2008), a mínima foi de 23,6 °C (09/05/2008) e o desvio padrão 1,2 °C. A tendência foi das maiores temperaturas ocorrerem no período de verão, e menores à medida que se aproximava o inverno.

O ciclo de TAICD apresentou relações com o ciclo da velocidade do vento, tendo associações positivas entre picos de maiores velocidades do vento e maiores temperaturas, bem como entre picos de menores velocidades do vento e menores temperaturas. DA SILVA (2007) associou altas velocidades do vento com altas temperaturas na região dos tabuleiros costeiros, devido o aquecimento da superfície aumentar a diferença térmica entre oceano e continente, o que favorece a intensificação de sistemas de circulação. Uma linha de tendência polinomial de 6º ordem foi a que melhor se ajustou aos dados.

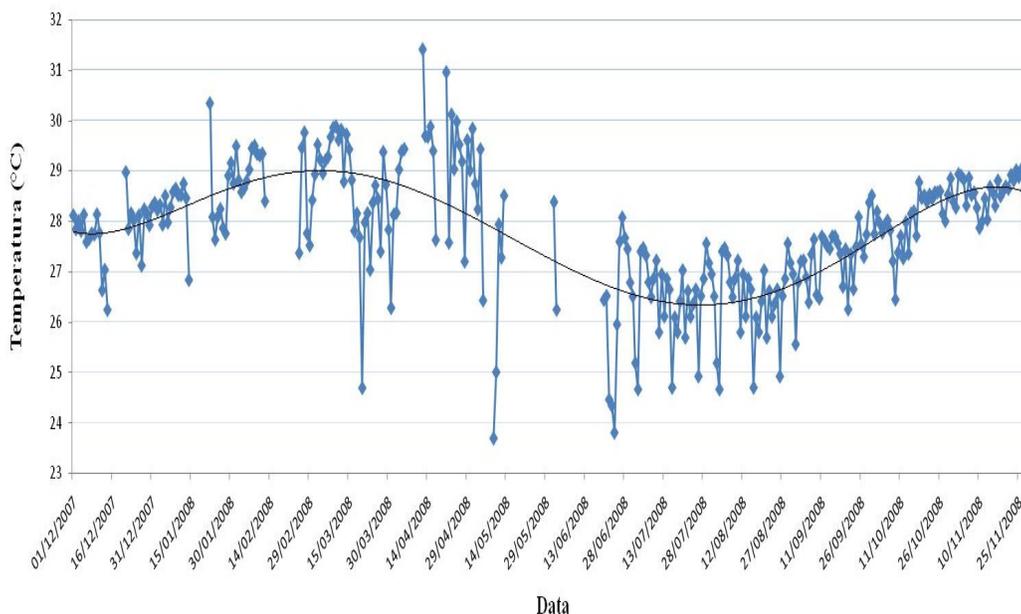


Figura 32 - Médias diárias da TAICD a 20 m em Feliz Deserto.

A Figura 33 mostra a tendência da turbulência atmosférica através do índice de turbulência (**I**) e a Figura 34 mostra a tendência do fator de rajadas (**G**). Para fins eólicos, o ideal é que se tenha pouca ou nenhuma turbulência, pois esta causa fadiga na turbina. A rajada é um evento discreto dentro da turbulência, e em ocasiões de fortes rajadas, o aerogerador pode ser danificado ou destruído, o que pode aumentar seu custo de manutenção.

Alguns picos de **I** tiveram associação positiva com picos de **G**. A média de **I** foi de 0,14, o máximo e mínimo foram 0,28 e 0,09 respectivamente (31/10/2008 e 16/10/2008), com desvio padrão de 0,02. A média de **G** foi de 2,2, os máximos e mínimos foram de 4,2 e 1,6 respectivamente (03/10/2008 e 03/11/2008), com desvio padrão de 0,5. Os menores valores de **I** foram observados no período de verão, enquanto que os maiores valores foram observados à medida que se chegava o inverno. A linha de tendência linear mostra um pequeno aumento ao longo do ano.

FISCH (1999) mostrou que **I** é maior na época chuvosa e menor na época seca, avaliando as condições no centro de lançamentos de foguetes em Alcântara- MA, porém seus valores máximos e mínimos (0,40 e 0,20) foram superiores aos encontrados em Feliz Deserto. Este padrão está associado ao fato de, com velocidades do vento mais intensas, por exemplo, na

estação de verão, existe tendência de ocorrência de ventos mais fortes e persistentes, com menos rajadas e por conseqüência, menos turbulência.

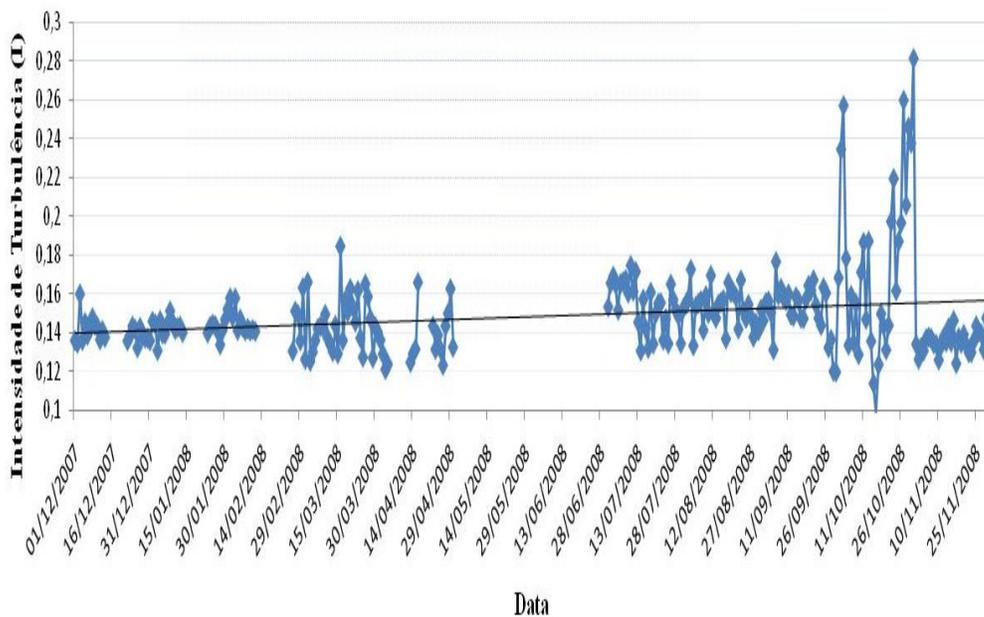


Figura 33 - Médias diárias da intensidade de turbulência a 30 m em Feliz Deserto.

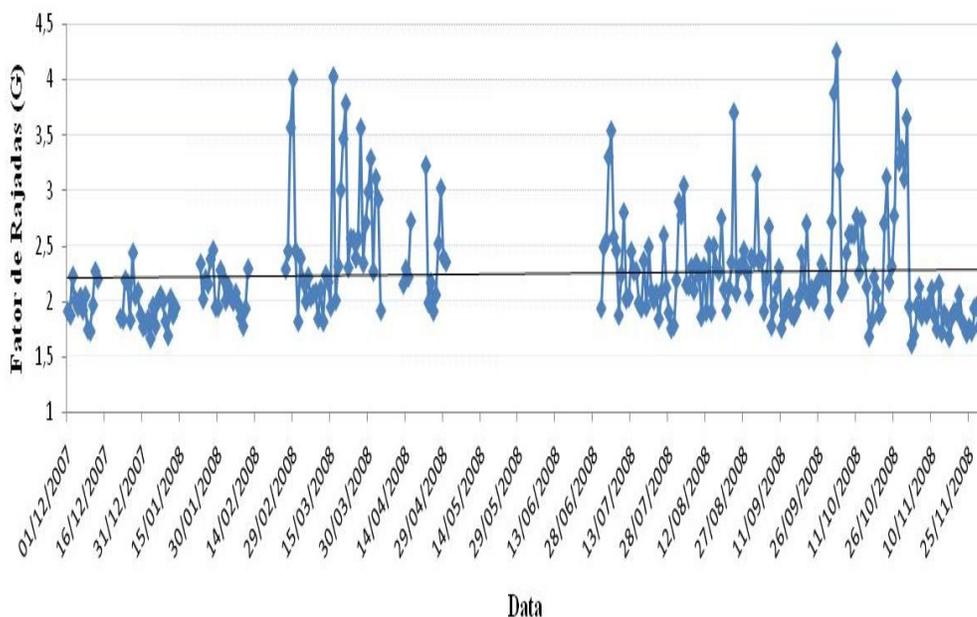


Figura 34 - Médias diárias do fator de rajadas a 30 m em Feliz Deserto.

4.1.2 Roteiro

A Figura 35 mostra a evolução média diária da velocidade do vento em Roteiro. A média foi de $5,3 \text{ m.s}^{-1}$, o máximo foi de $9,1 \text{ m.s}^{-1}$ (23/09/2008) e o mínimo foi de $2,7 \text{ m.s}^{-1}$ (03/08/2008), sendo o desvio padrão de $1,3 \text{ m.s}^{-1}$. Em nenhum dia foi observado média inferior ao limite mínimo para a operação de turbinas eólicas atuais. A estação de Roteiro está situada no Litoral, logo também sofre as mesmas influências de efeitos locais comentados em Feliz Deserto. A curva da linha de tendência mostra associação com o movimento aparente do Sol.

Embora os padrões médios de velocidade do vento tenham diferido com relação à Feliz Deserto, observou-se um leve aumento nos valores médios, máximos e mínimos, bem como no desvio padrão. Este aumento não ultrapassou $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ em nenhum dos valores mencionados. Tal aumento pode estar relacionado ao fato da torre de Roteiro ter maior altitude que Feliz Deserto (diferença de 14 metros).

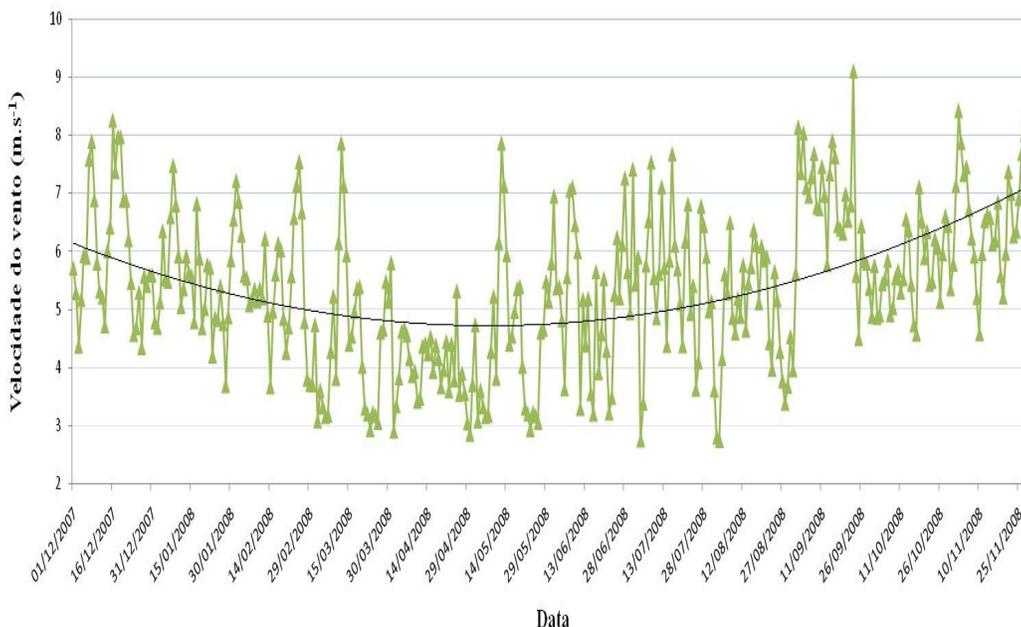


Figura 35 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Roteiro.

A Figura 36 mostra o ciclo médio diário da direção do vento em Roteiro. O padrão foi similar ao de Feliz Deserto, com predominâncias basicamente de **E** no período de verão e tendendo a **SE** à medida que se aproxima o inverno. Os maiores valores de velocidade do vento foram observados com predominâncias do vento de **E**, nos meses de verão, enquanto as direções de **SE- S** mostraram inferior aos menores valores de velocidade do vento. A curva da linha de tendência mostra associação com o movimento aparente do Sol.

O desvio padrão foi de $22,5^\circ$, bem menor do que em Feliz Deserto. Como comentado anteriormente, o baixo desvio apresentado pode ser considerado adequado para fins de aproveitamento eólico, pois indica tendência a poucas mudanças constantes e bruscas na direção do vento.

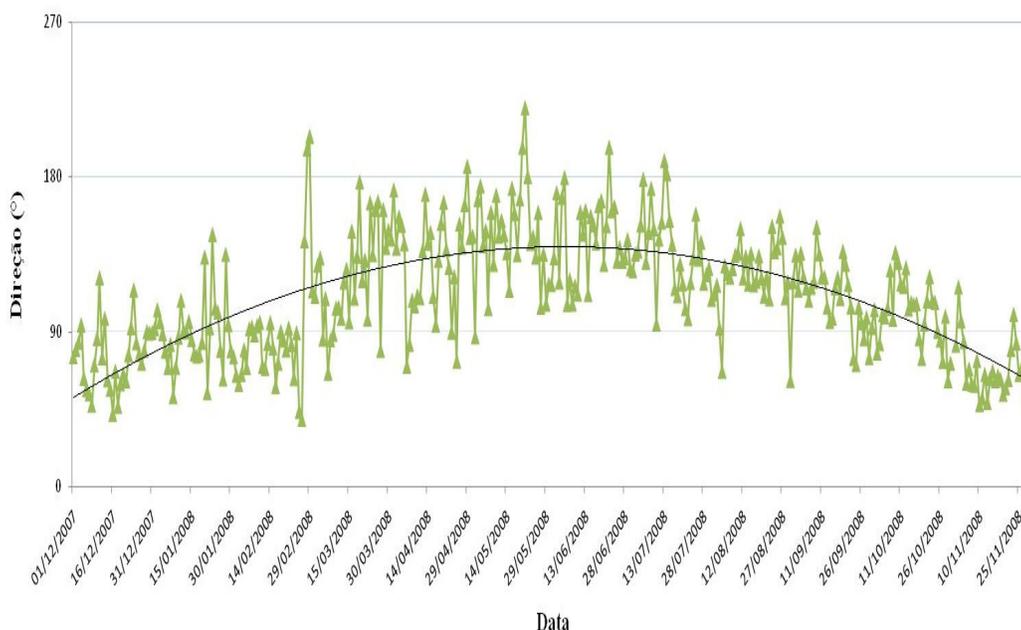


Figura 36 - Ciclo diário médio da direção do vento a 50 m em Roteiro.

A Figura 37 mostra o ciclo sazonal bem definido da TAICD em Roteiro. A média foi de 27,0 °C, com máxima de 29,4 °C (12/02/2008) e mínima de 23,2 °C (16/08/2008), sendo o desvio padrão de 1,4 °C. Embora o padrão de velocidade do vento tenha mostrado aumento com relação à Feliz Deserto, a TAICD mostrou uma queda em suas médias, bem como maior variabilidade, mostrada pelo desvio padrão.

Esta mudança pode estar também associada ao fato de Roteiro ter maior altitude do que Feliz Deserto, visto que a temperatura tende a diminuir com a altura. Isto pôde ser evidenciado na comparação entre Roteiro e Feliz Deserto, que apresentaram variações nos valores médios de velocidade (no máximo 0,2 m.s⁻¹) e na TAICD (no máximo 1°C), não tão grandes devido a também não tão grande diferença de altitude (apenas 14 metros).

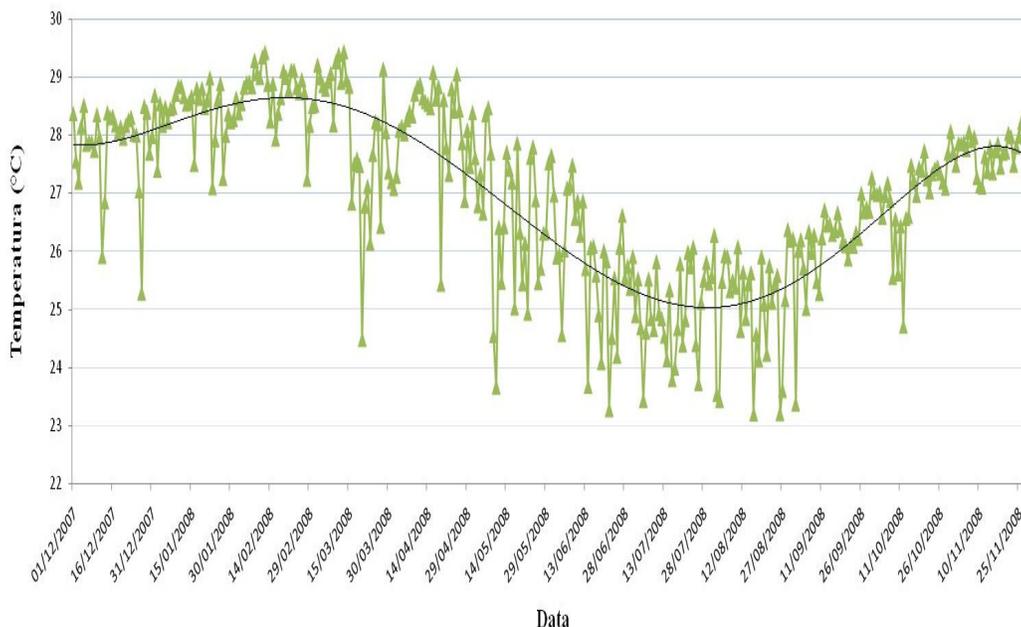


Figura 37 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Roteiro.

As Figuras 38 e 39 mostram a evolução da turbulência atmosférica em Roteiro. Observa-se certa sazonalidade, com menores valores e poucos picos de máxima nos dois primeiros meses do ano, ainda dentro da estação de Verão. À medida que se aproxima a estação de inverno os valores tendem a aumentar, assim como evidenciou DA SILVA (2007) estudando turbulência em uma região também inserida nos tabuleiros costeiros. Não houve tendência evidente em nenhuma das variáveis.

Os valores tendem a diminuir a partir da Primavera, à medida que se aproxima do Verão. O índice de turbulência teve média de 0,14, máximo de 0,26 (16/06/2008) e mínimo de 0,07 (13/03/2008), com desvio padrão de 0,02, enquanto o fator de rajadas teve média de 2,1, máximo de 4,9, mínimo de 1,0 e desvio padrão de 0,5. Houve associação positiva entre picos de máxima intensidade de turbulência e de máximo fator de rajadas, bem como de mínima intensidade de turbulência e mínimo fator de rajadas. Os valores médios encontrados foram bem próximos dos de Feliz Deserto.

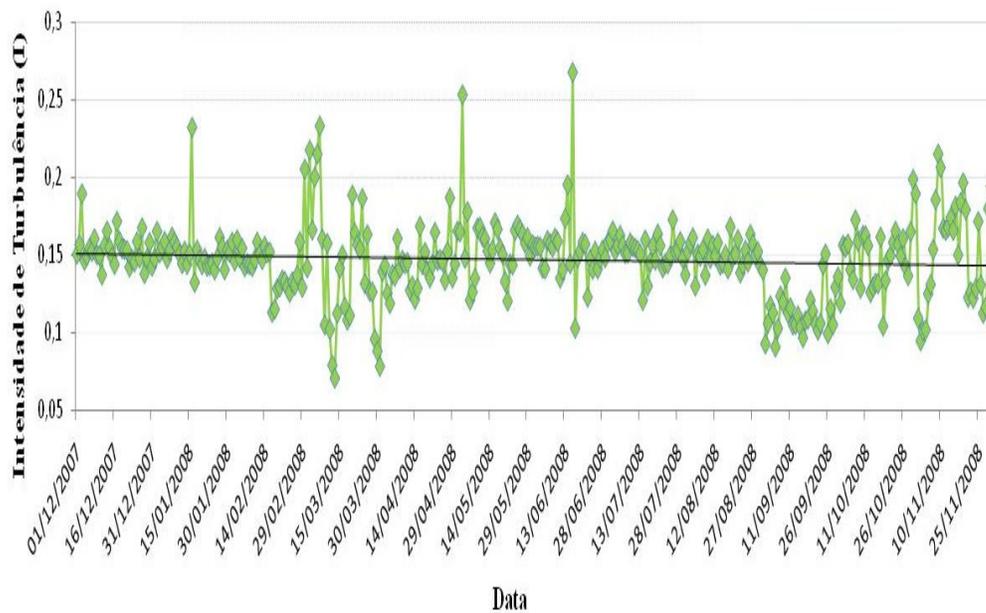


Figura 38 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Roteiro.

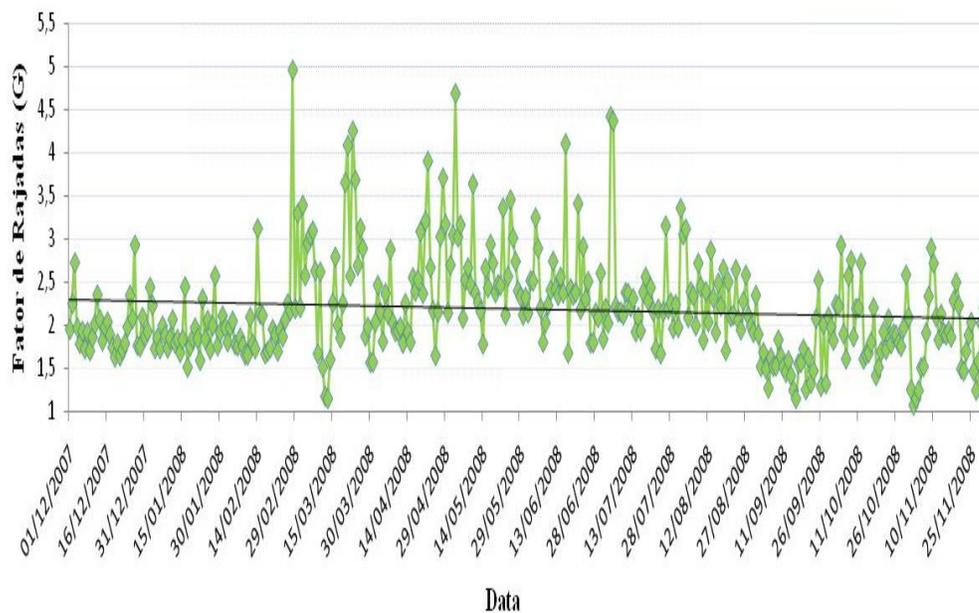


Figura 39 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Roteiro.

4.1.3 Maragogi

A Figura 40 mostra a evolução da média diária da velocidade do vento em Maragogi. Um ciclo sazonal evidenciado nas outras localidades também foi observado, só que com padrão diferente das demais, perceptível pela comparação entre as curvas de tendência polinomial. Enquanto nas demais estações se evidenciaram associações entre a curva de tendência e o movimento aparente do Sol, em Maragogi esta curva não ficou definida, mostrando uma tendência de crescimento linear.

Os picos de máximo e de mínimo foram praticamente no mesmo período (á medida que se aproximava o inverno). Enquanto em Feliz Deserto e Roteiro houve uma tendência de as maiores velocidades do vento ser nos meses de Verão e as menores velocidades nos meses de Inverno, em Maragogi ocorreu o contrário. Embora o mínimo absoluto tenha ocorrido em um mês de Inverno, a maioria dos mínimos de velocidade do vento ocorreu na transição do Verão para a Primavera.

Os máximos de velocidade do vento ocorreram na transição do Outono para o Inverno. As diferenças de altitude de Maragogi para Feliz Deserto é de apenas 4 m, o que descarta algum tipo de influência devido à altitude. Isto indica que existe uma predominância de efeitos locais em Maragogi, que não tem relação com os mesmos efeitos que agem nas demais estações do Litoral, talvez relacionada com uma maior influência dos ventos alísios, devido a estação de Maragogi estar mais a norte do que as demais.

A época de maiores oscilações (entre Maio e Julho) não aparece nas outras duas estações do Litoral (Feliz Deserto e Roteiro). A média da velocidade do vento foi de $5,4 \text{ m.s}^{-1}$, o máximo foi de $10,0 \text{ m.s}^{-1}$ (12/05/2008) o mínimo de $2,0 \text{ m.s}^{-1}$ (03/08/2008) e o desvio padrão de $1,4 \text{ m.s}^{-1}$. Embora em poucos casos, mas foram evidenciados dias em que a média de velocidade do vento foi inferior aos limites mínimos para o funcionamento de turbinas eólicas atuais.

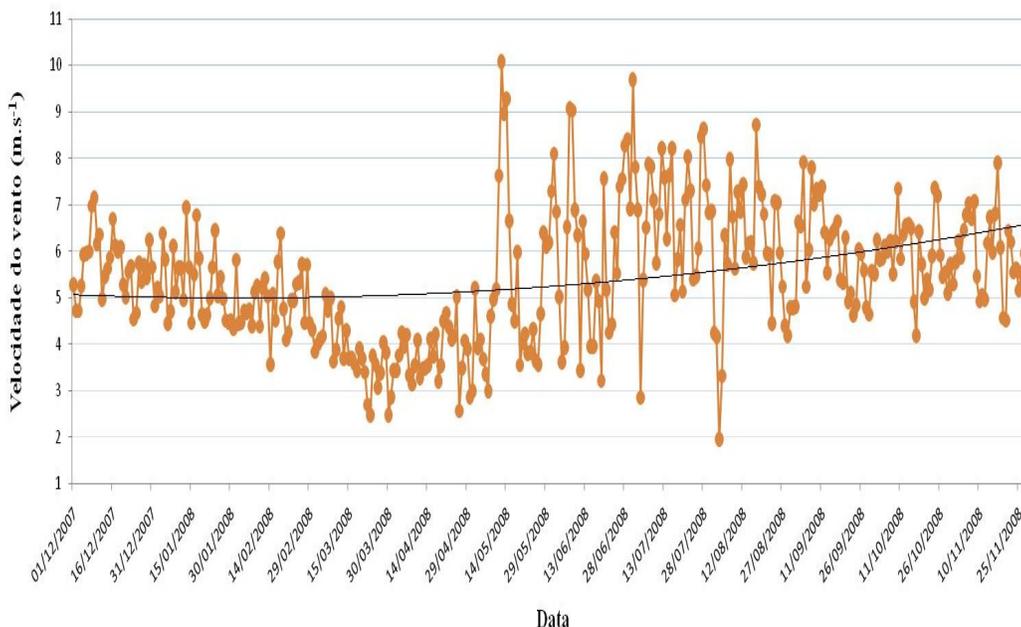


Figura 40 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Maragogi.

A Figura 41 mostra o ciclo anual da direção do vento em Maragogi. Este ciclo mostrou-se relativamente diferente das demais estações localizadas no Litoral. Houve maior predominância de ventos do quadrante **SE – S**, chegando a alguns casos ser de **SO**. Esta diferença no padrão de vento reforça a tese de que a estação de Maragogi é influenciada por fatores diferentes das demais estações do Litoral. A estação está mais a Norte e bem mais a Leste do que as demais estações. No entanto, apesar da diferença de predominância com relação às demais, a curva de tendência também mostrou associação com o movimento aparente do Sol, como ocorreu nas demais estações do Litoral.

O desvio padrão da direção foi de 39° , o maior de todas as estações em estudo. Mesmo assim, ainda é um desvio padrão considerado adequado para fins de aproveitamento eólico, uma vez que indica que não houve variações significativas na direção predominante do vento. É possível perceber que existe tendência ao vento se mudar de **E** para **SO** do início até a metade do ano, tendendo a voltar para predominâncias na direção **E** com a aproximação do final do ano.

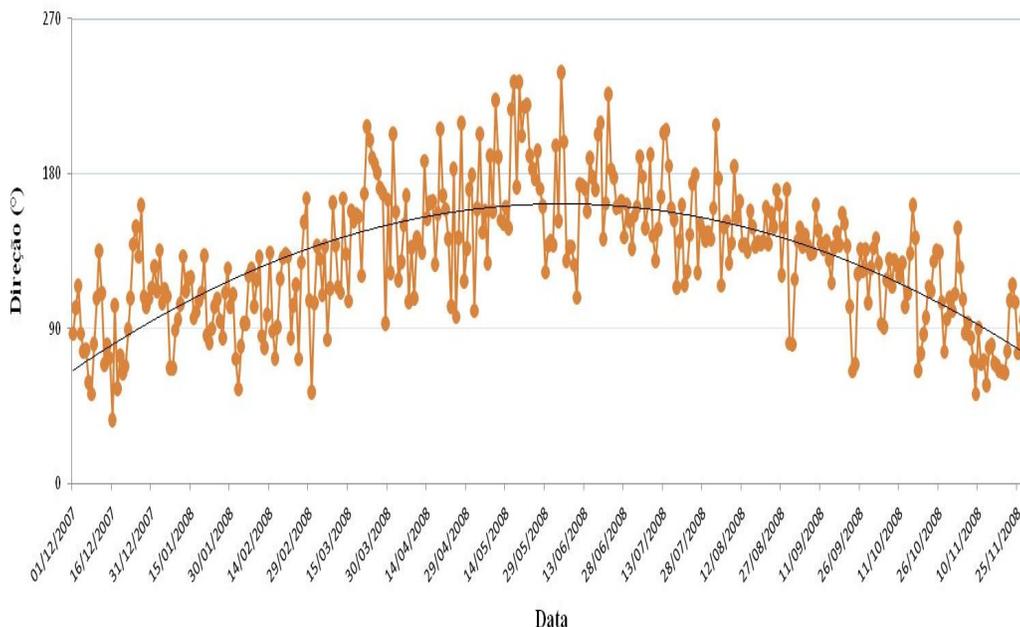


Figura 41 - Ciclo diário médio da direção do vento a 50 m em Maragogi.

A Figura 42 mostra o ciclo sazonal bem definido da TAICD em Maragogi. A média foi de 27,2 °C, o máximo foi de 29,7 °C (03/03/2008), o mínimo foi de 22,4 °C (02/08/2008) e o desvio padrão 1,5 °C. O mínimo de TAICD foi o menor das estações do Litoral, e está intimamente ligado com a menor velocidade média do vento também evidenciada em Maragogi, que foi um dia depois (03/08/2008), o que indica relação térmica entre tendência da temperatura e a tendência da velocidade do vento.

Verifica-se que o período de máximos de temperatura se estende até o mês de Abril, tendendo a temperatura a diminuir à medida que se aproxima o Inverno, e aumentando á medida que se aproxima o Verão novamente.

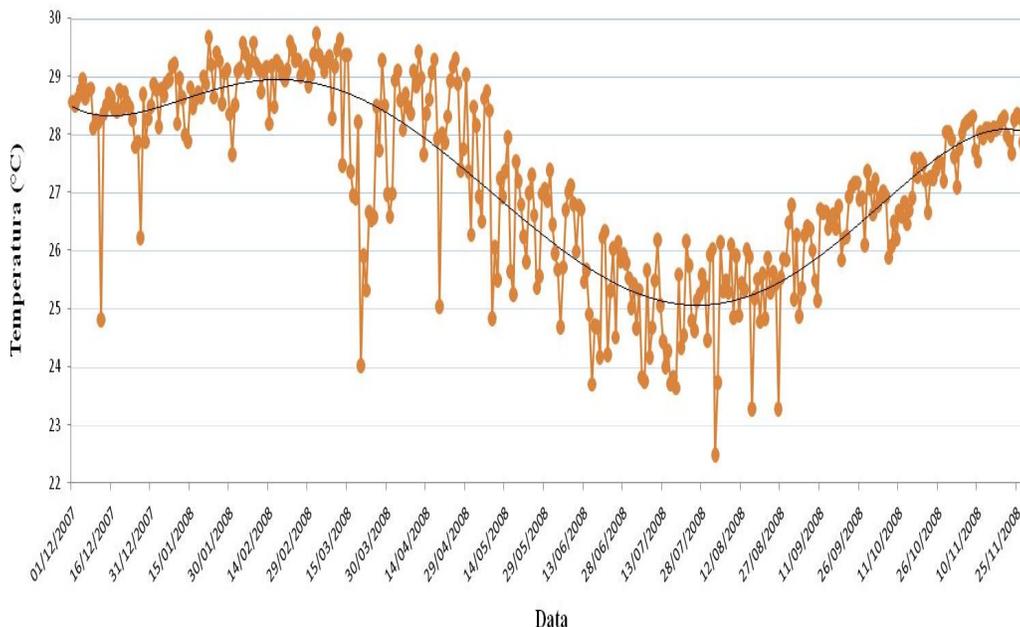


Figura 42 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Maragogi.

As Figuras 43 e 44 mostram o padrão da turbulência atmosférica em Maragogi. Verificou-se um padrão definido nos primeiros meses do ano (Janeiro e Fevereiro), com os valores relativos de **I** superior aos de **G**. A partir de Março, **G** tende a ser maior que **I** até o mês de Agosto, quando **I** volta a apresentar os maiores valores absolutos.

A média de **I** foi de 0,15, o máximo foi de 0,33 e o mínimo foi de 0,10, com desvio padrão de 0,02. A média de **G** foi de 2,1, o máximo foi 6,1, o mínimo de 1,2 e o desvio padrão de 0,5. O maior valor de **G** foi observado em Maragogi, comparando com as demais estações do Litoral. Houve associações positivas entre picos de máxima intensidade de turbulência e de fator de rajadas, bem como entre picos de mínimas intensidades de turbulência e de fator de rajadas. Houve uma associação positiva entre o pico de Máximo **I** e **G** com os picos de mínimo de velocidade do vento e temperatura. Não houve tendência definida no padrão anual.

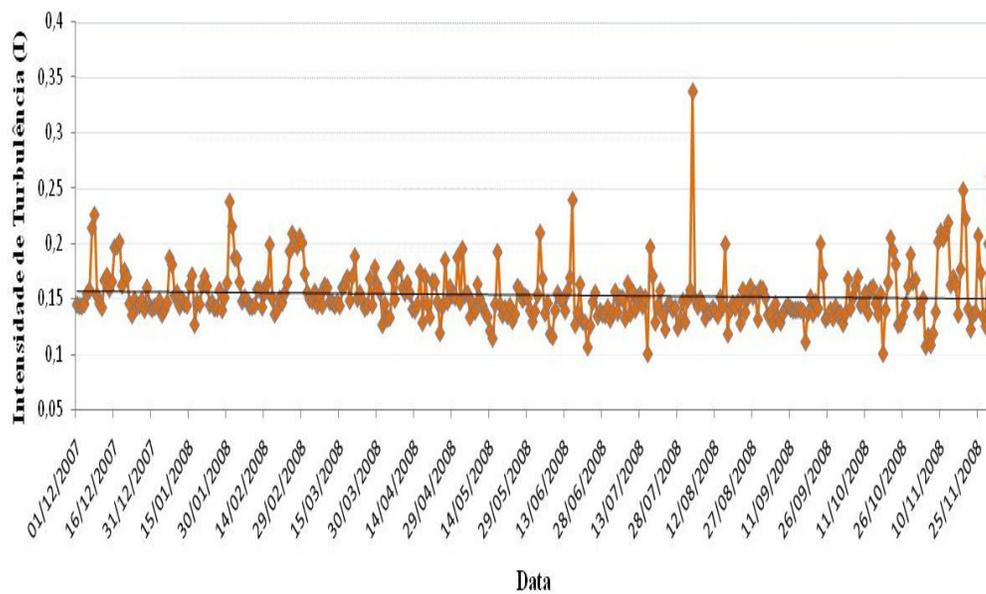


Figura 43 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Maragogi.

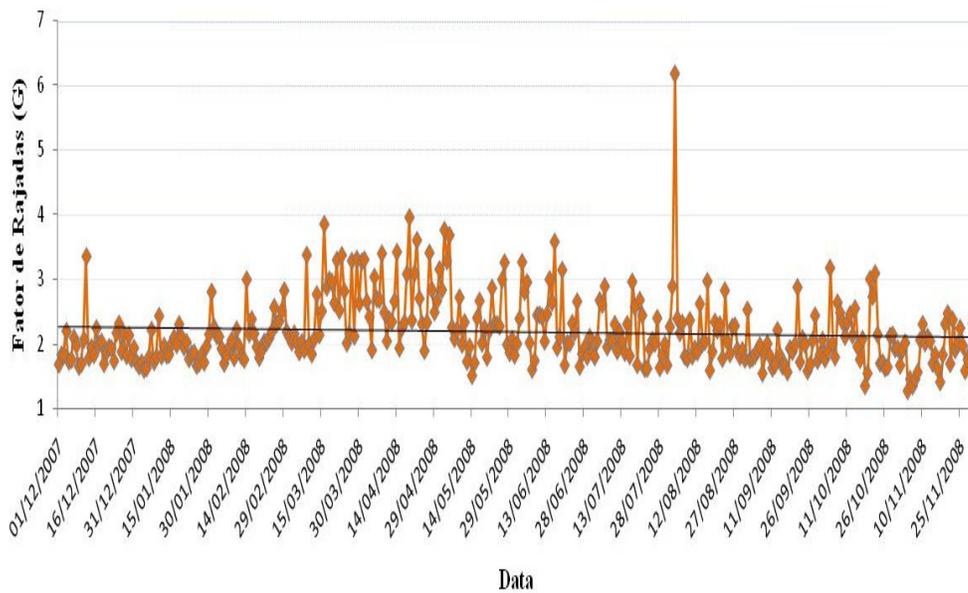


Figura 44 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Maragogi.

4.1.4 Palmeira dos Índios

A Figura 45 mostra a evolução da média diária da velocidade do vento em Palmeira dos Índios. As maiores velocidades do vento ocorreram nos meses de Verão, enquanto as menores velocidades ocorreram à medida que se aproximava o Inverno. Houve associação entre a curva da tendência e o movimento aparente do Sol, também evidenciada em algumas estações do Litoral.

A média da velocidade do vento foi de $6,1 \text{ m.s}^{-1}$, o máximo foi de $11,6 \text{ m.s}^{-1}$, o mínimo de $2,0 \text{ m.s}^{-1}$ e o desvio padrão foi de $1,7 \text{ m.s}^{-1}$. Palmeira dos Índios está situada em região serrana, com mais de 600 metros de altitude, o que explicaria os valores médios bem acima dos encontrados nas estações do Litoral. Foram evidenciados poucos casos de velocidades do vento inferiores aos limites mínimos para o funcionamento de turbinas eólicas atuais. Devido a uma considerável falta de dados, os meses de Setembro e Outubro ficaram de fora das análises.

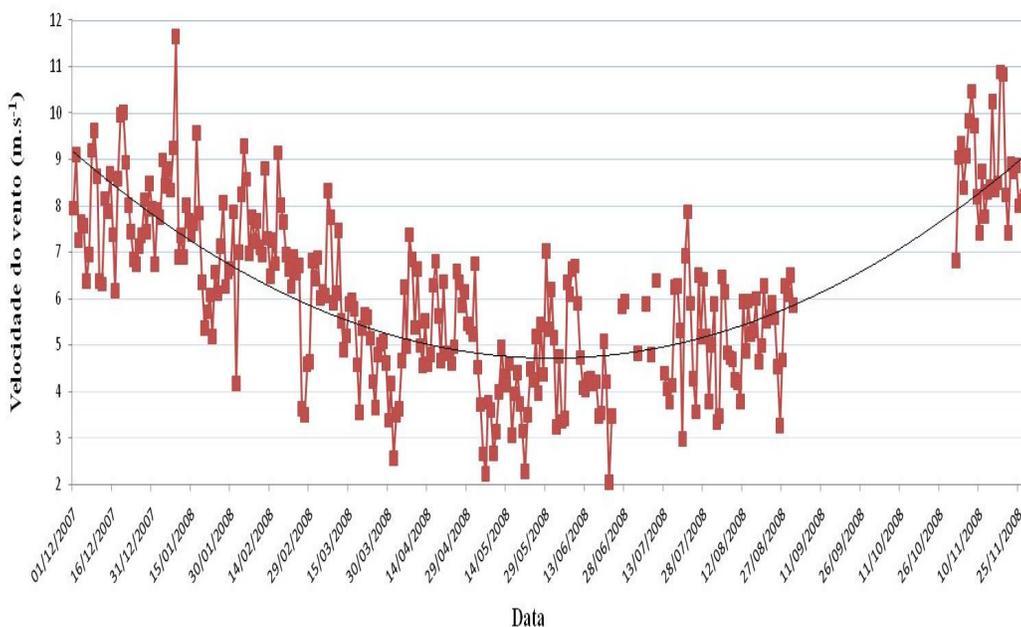


Figura 45 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Palmeira dos Índios.

A Figura 46 mostra o ciclo anual da direção do vento em Palmeira dos Índios. O vento é predominante de **NE- E**, principalmente nos meses de Verão, tendendo a mudar para **E-SE** à medida que se aproxima o Inverno, com algumas mudanças bruscas para **S- O**. A curva de

tendência não ficou evidentemente associada ao movimento aparente do Sol, como ocorreu nas estações do Litoral, mas é possível observar uma pequena curvatura associável. As mudanças bruscas de direção do vento estão intimamente ligadas às ocorrências de mínimos de velocidade do vento, assim como os máximos de velocidade do vento estão associados às predominâncias de **E**. O desvio padrão da direção do vento foi de $22,5^\circ$, o que pode ser considerado bom para aproveitamento eólico na região.

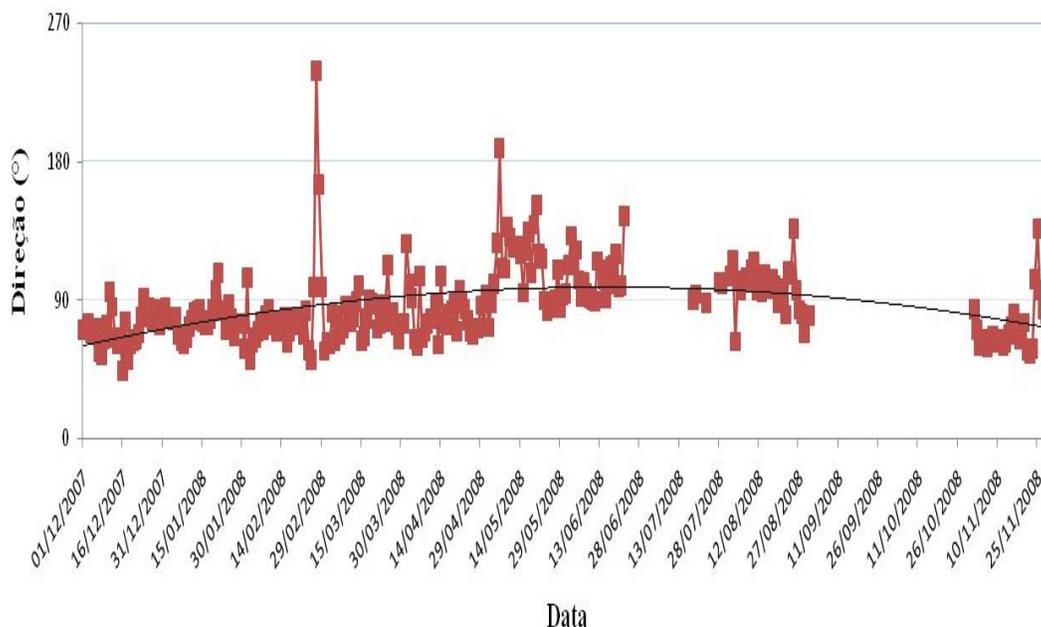


Figura 46 - Ciclo diário médio da direção do vento a 70 m em Palmeira dos Índios.

A Figura 47 mostra o ciclo sazonal bem definido da TAICD em Palmeira dos Índios. Neste caso, o ciclo de TAICD não ficou definido, como nas demais localidades. A média de temperatura foi de $24,1^\circ\text{C}$, o máximo foi de $32,3^\circ\text{C}$ (02/11/2008), o mínimo de $17,8^\circ\text{C}$ (24/07/2008). Os máximos se apresentam praticamente no Inverno, o que é incomum. Neste mesmo período, a estação apresentou falhas significativas, levando a se desconsiderar os meses de Setembro e Outubro, devido à falta de dados. O problema foi causado por um defeito no sistema de alimentação elétrica, baterias carregadas por painéis fotovoltaicos. Em muitos dias os dados só foram obtidos em períodos diurnos.

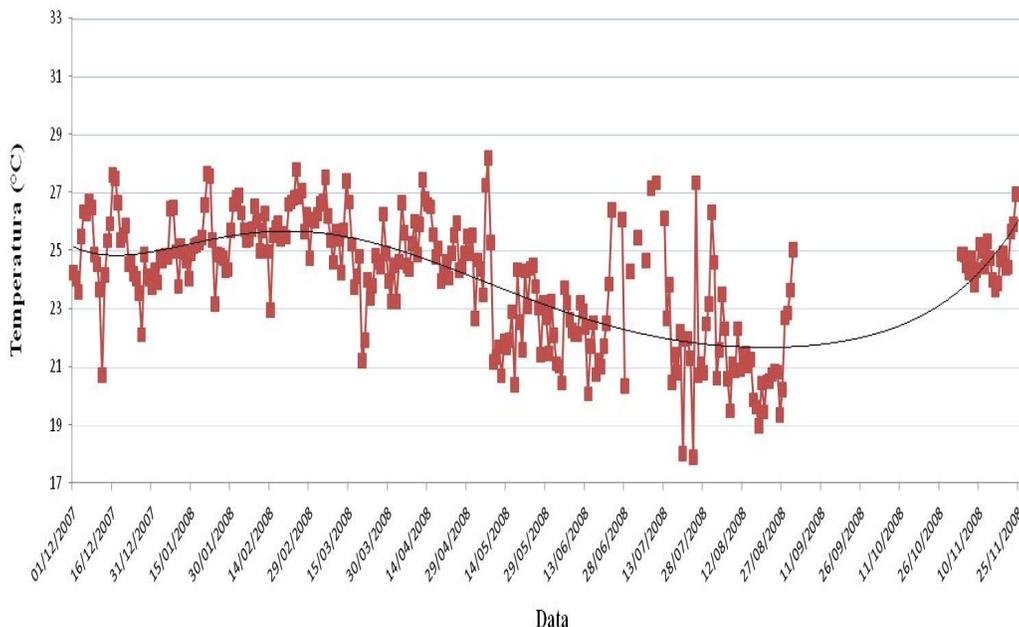


Figura 47 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Palmeira dos Índios.

As Figuras 48 e 49 mostram o comportamento da turbulência atmosférica em Palmeira dos Índios. Houve associações positivas entre picos de máximos e mínimos entre **I** e **G**. A média de **I** foi de 0,15, o máximo de 0,31 e o mínimo de 0,07, com desvio padrão de 0,03. A média de **G** foi de 2,1, o máximo de 4,5 e o mínimo de 0,9, com desvio padrão de 0,4. Com exceção do máximo de **G** (4,5), que foi maior do que os encontrados em Feliz Deserto (4,2), todos os outros valores foram inferiores aos das estações situadas no Litoral. Não houve tendência definida entre as variáveis.

Este comportamento já era esperado, pois FISCH (1999) e MITSUTA (1989) estudando turbulência determinaram que **G** decresce linearmente com a altura, medidos em um mesmo ponto. Existem associações positivas entre a ocorrência de máximos de **I** com máximos de **G**.

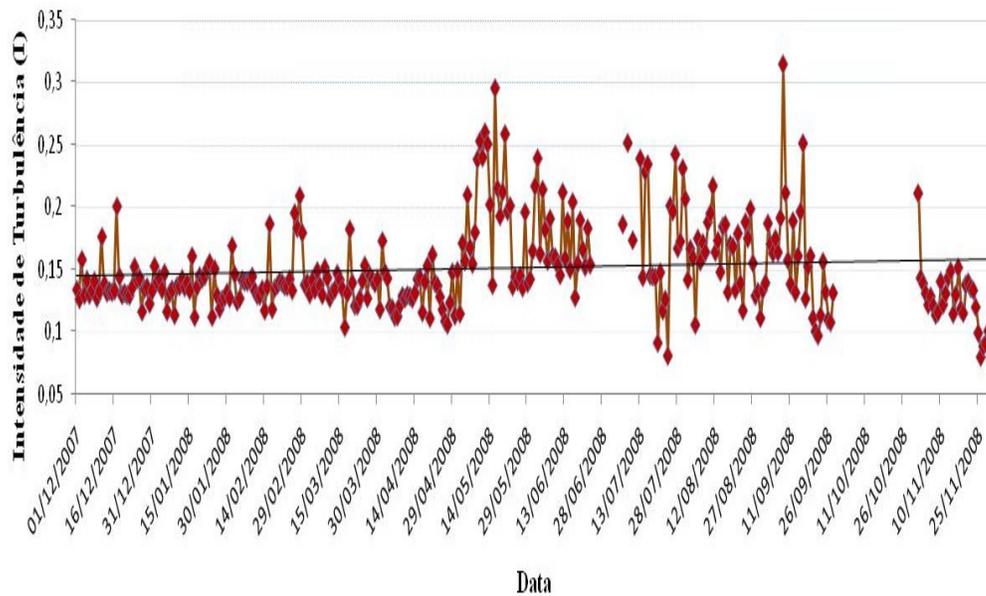


Figura 48 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Palmeira dos Índios.

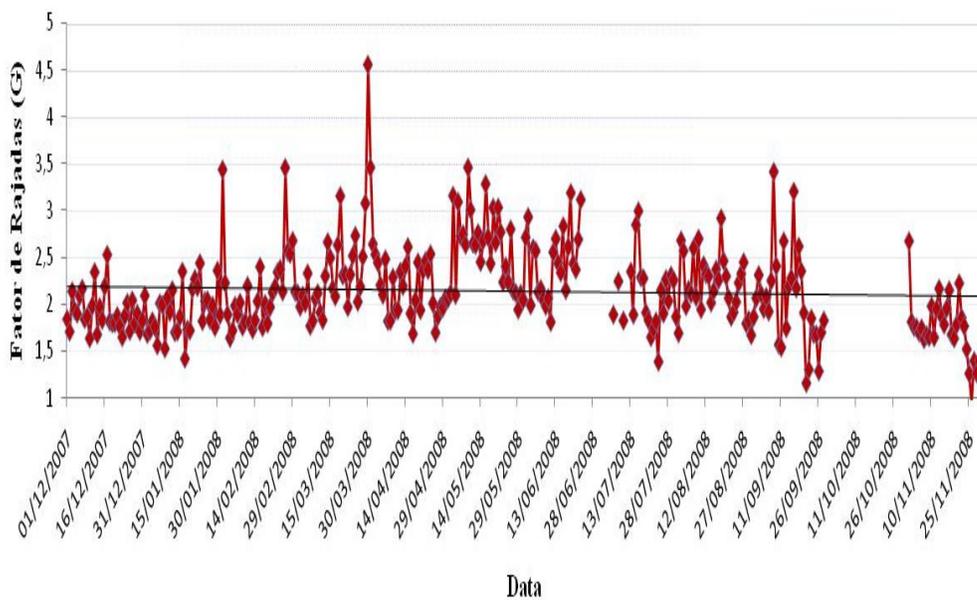


Figura 49 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Palmeira dos Índios.

4.1.5 Água Branca

A Figura 50 mostra a evolução da média diária da velocidade do vento em Água Branca. O ciclo sazonal se assemelha relativamente com a estação de Maragogi, principalmente na tendência linear de crescimento da velocidade ao longo do ano. A média foi de $6,8 \text{ m.s}^{-1}$, o máximo foi de $10,7 \text{ m.s}^{-1}$ (12/07/2008), o mínimo foi de $2,7 \text{ m.s}^{-1}$ (02/05/2008), com desvio padrão de $1,4 \text{ m.s}^{-1}$.

Os valores médios encontrados estão bem acima dos encontrados nas estações do Litoral, o que já era esperado, pois assim como Palmeira dos Índios, Água Branca também se localiza em uma altitude considerável, com mais de 700 metros, sendo a região mais alta das 6 estações em estudo.

Não foram encontrados valores médios diários inferiores aos limites mínimos de velocidade do vento para o funcionamento de turbinas eólicas atuais. Os padrões sazonais da velocidade do vento em Água Branca também são bastante diferentes dos padrões das estações do Litoral. Existe uma tendência aos mínimos de velocidade do vento ocorrer no final do Verão, enquanto os máximos ocorrem no início do Inverno.

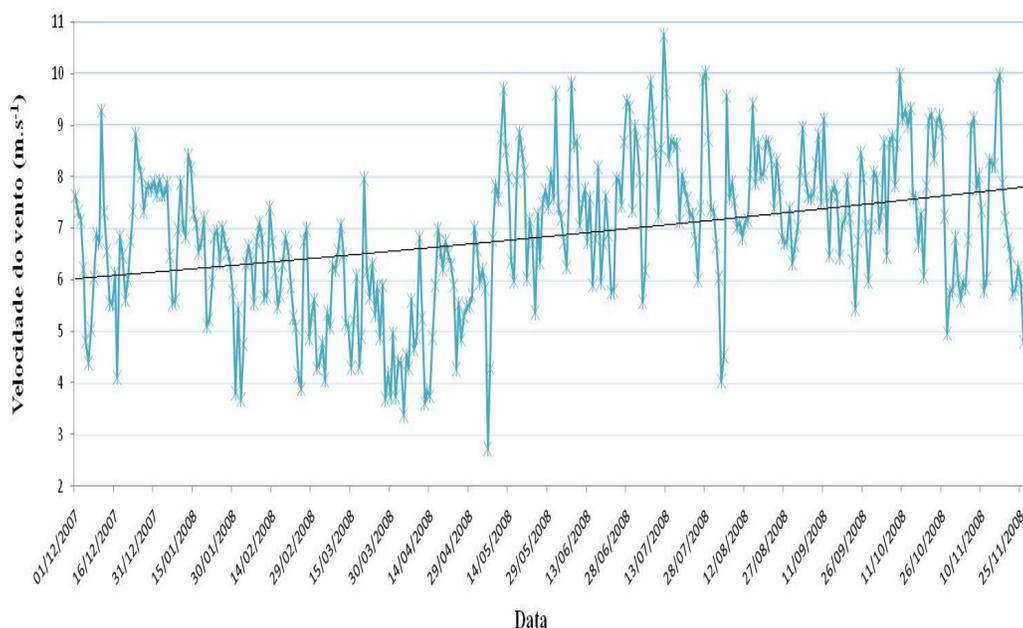


Figura 50 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Água Branca.

A Figura 51 mostra o ciclo anual da direção do vento em Água Branca. Verifica-se uma clara tendência a predominâncias de vento no quadrante de **SE**, com algumas mudanças bruscas para **O**. Existem associações positivas entre a ocorrência de mínimos de velocidade do vento e as mudanças de direção de sul para oeste.

A curva da tendência se assemelhou com a de Palmeira dos Índios, com uma curvatura discreta, porém associada ao movimento aparente do Sol. O desvio padrão foi de 20° , sendo o menor valor encontrado entre as estações analisadas, o que pode ser considerado como um desvio muito bom para fins eólicos, pois mostra pouca variabilidade da direção do vento.

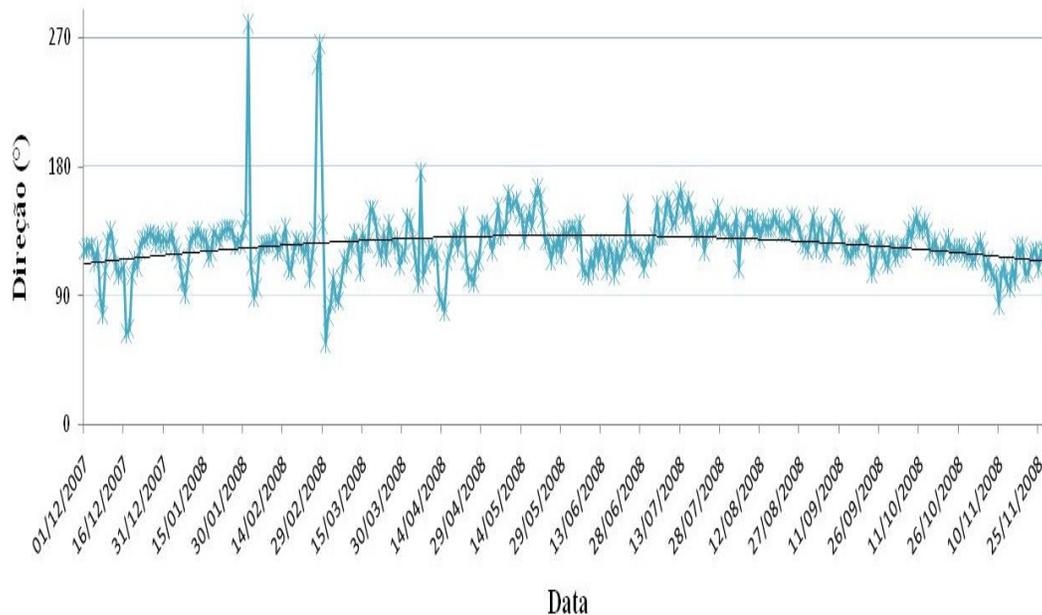


Figura 51 - Ciclo diário médio da direção do vento a 50 m em Água Branca.

A Figura 52 mostra ciclo sazonal bem definido da TAICD em Água Branca. Os máximos de temperatura se estendem até o período de Outono, com os mínimos ocorrendo à medida que se aproxima o Inverno. O padrão se assemelha um pouco ao encontrado em Maragogi, que se situa no Litoral. Não foi possível fazer alguma associação entre os picos de temperatura do ar e velocidade do vento. A média foi de 23,1 °C, o máximo foi de 27,9 °C (21/01/2008) e o mínimo de 17,8 °C (18/08/2008), com desvio padrão de 2,4 °C.

Os valores encontrados, com exceção do desvio padrão, são os menores das localidades em estudo. Isso já era esperado, pois como está na maior altitude entre as estações, a tendência era de se encontrar os menores valores de temperatura, bem como uma maior variabilidade da mesma, devido à diminuição de vapor d'água no local, o que possibilita que exista uma diferença grande entre máximos e mínimos, á exemplo do que acontece em regiões desérticas.

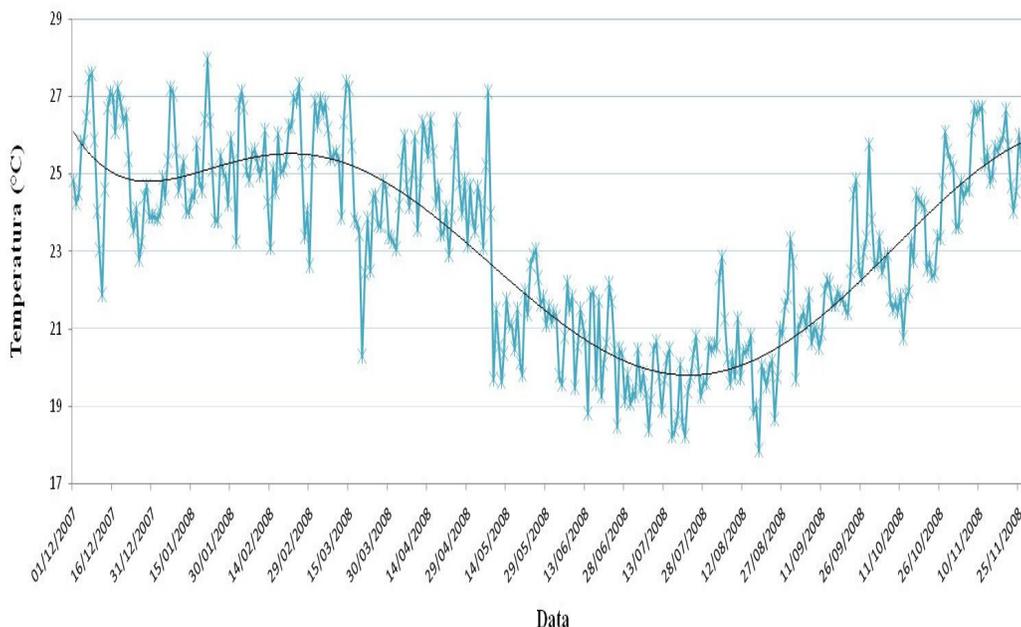


Figura 52 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Água Branca.

As Figuras 53 e 54 mostram o comportamento da turbulência atmosférica em Água Branca. Verifica-se um ciclo bem definido nos primeiros meses do ano, até Março, com os maiores valores e maior ocorrência de picos de máximos de **I** e **G**. Por volta de Abril os valores começam a decair, apresentando também os picos de mínimo. A partir de Setembro, os valores voltam a subir, como novas ocorrências de máximos.

É possível observar associações positivas entre picos de máximo **I** e de máximo **G**. A média de **I** foi de 0,15, o máximo foi de 0,27 (17/02/2008), o mínimo de 0,09 (17/11/2008) e o desvio padrão de 0,02. A média de **G** foi de 2,0, o máximo de 4,5 e o mínimo de 1,3, com desvio padrão de 0,4. A exemplo de Palmeira dos Índios, somente o máximo de **G** não foi inferior aos valores encontrados nas estações do Litoral. Não foi observada tendência definida nas variáveis.

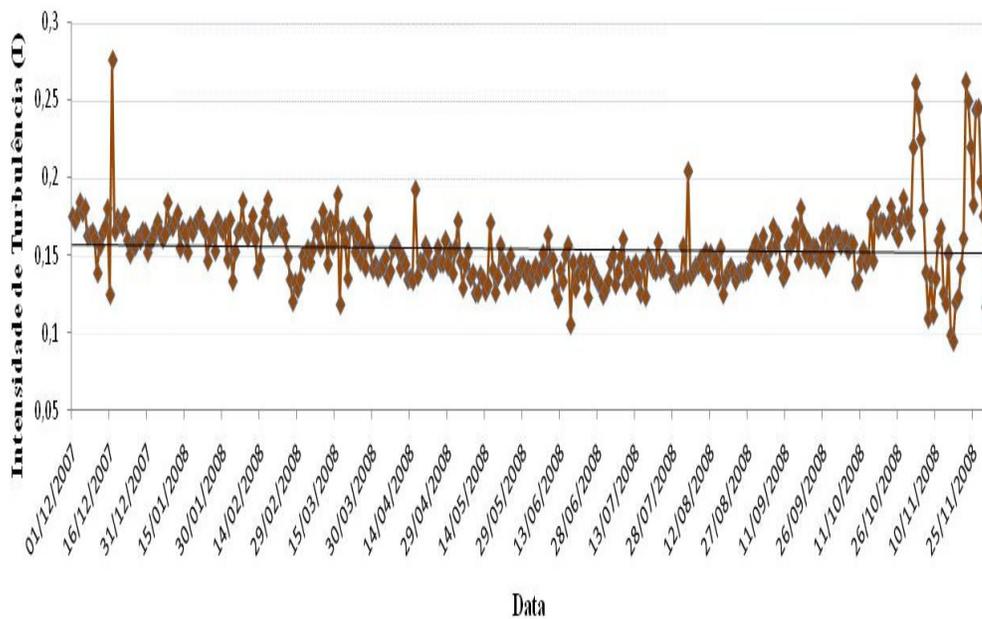


Figura 53 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Água Branca.

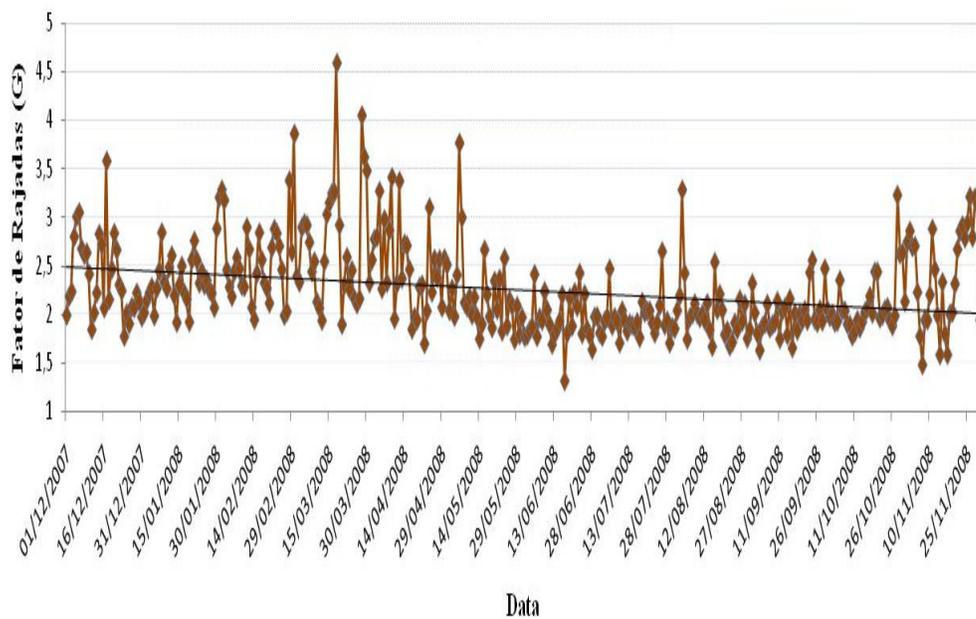


Figura 54 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Água Branca.

4.1.6 Girau do Ponciano

A Figura 55 mostra a evolução temporal da média diária da velocidade do vento em Girau do Ponciano. É possível perceber um ciclo sazonal bem definido, com picos de máxima no verão, e de mínima à medida que se aproxima o inverno. A média de velocidade do vento foi de $7,0 \text{ m.s}^{-1}$, o máximo foi de $11,7 \text{ m.s}^{-1}$ (09/01/2008), o mínimo foi de $3,2 \text{ m.s}^{-1}$ (06/03/2008) e o desvio padrão foi de $1,5 \text{ m.s}^{-1}$. A curva da tendência mostra associação com o movimento aparente do Sol, assim como ocorreu em outras localidades.

A estação de Girau do Ponciano apresentou os maiores valores médios, mínimos e máximos de velocidade do vento. Em nenhum dia analisado foi observada velocidade inferior ao limite mínimo exigido para o funcionamento de turbinas eólicas atuais. Girau do Ponciano também se localiza em uma altitude considerável, assim como Palmeira dos Índios e Água Branca, que até então haviam apresentado valores médios superiores aos encontrados nas estações do Litoral.

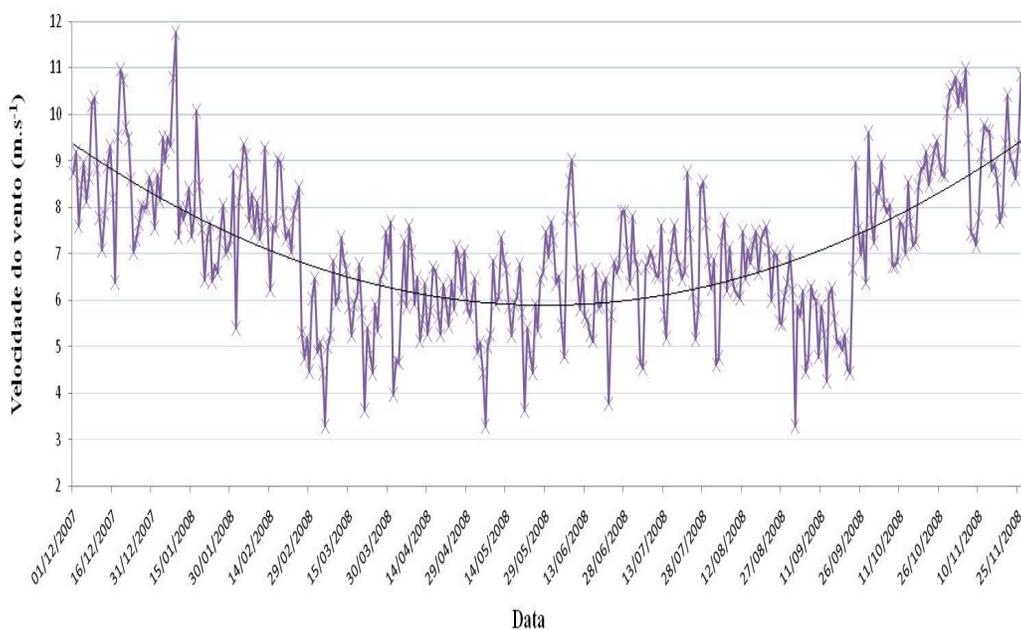


Figura 55 - Ciclo diário médio da velocidade do vento a 30 m em Girau do Ponciano.

A Figura 56 mostra o ciclo anual da direção do vento em Girau do Ponciano. Pode se observar uma predominância maior das direções de **E** e **SE**, com uma pequena mudança brusca para **O**.

Esta mesma mudança brusca de direção do vento para O foi observada em Palmeira dos Índios e em Água Branca, ambas as estações situadas no interior do Estado, no dia 29/03/2008.

Assim como as demais, esta mudança brusca na direção está intimamente ligada à ocorrência de mínimos de velocidade do vento, embora com retardo de dois dias, enquanto nas demais o decréscimo da velocidade foi observado no mesmo dia da mudança de direção. Assim como já aconteceu com outras estações, os máximos de velocidade do vento estão intimamente ligados com predominâncias de E, que é o sentido predominante da brisa marítima, que intensifica a velocidade do vento.

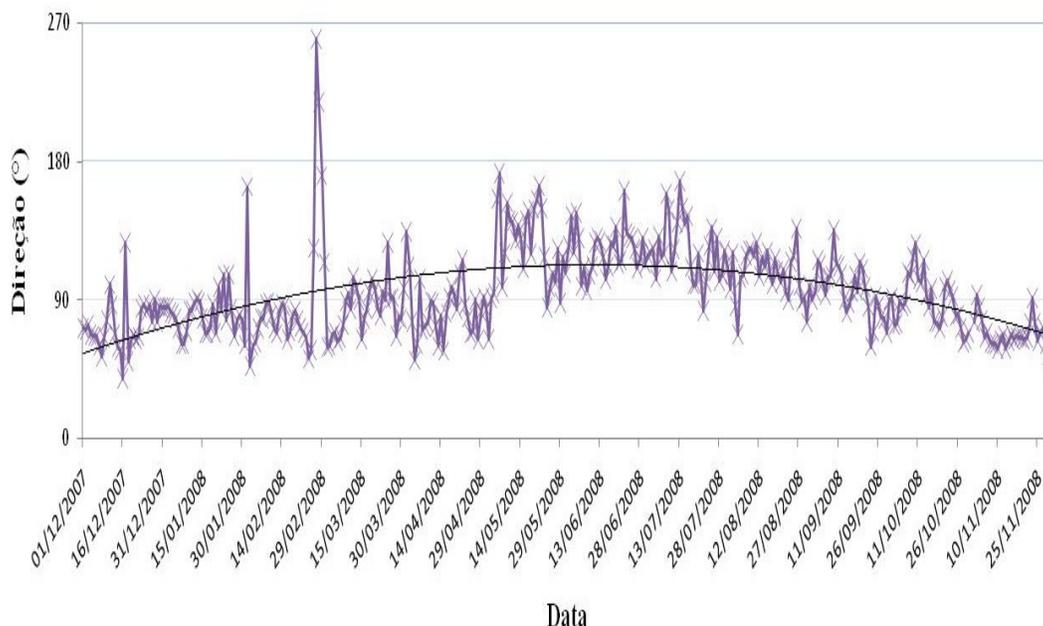


Figura 56 - Ciclo diário médio da direção do vento a 50 m em Girau do Ponciano.

A Figura 57 mostra ciclo sazonal bem definido da TAICD em Girau do Ponciano. O período de máximas temperaturas se estendeu até um pouco no Outono, e o período de mínimos começou a medida que se aproximou o inverno. A média de temperatura foi de 24,5 °C, o máximo foi de 28,7 °C (06/05/2008), o mínimo foi de 19,9 °C (16/07/2008) e o desvio padrão 1,7 °C. Não foi possível observar associações entre os picos de temperatura e velocidade do vento.

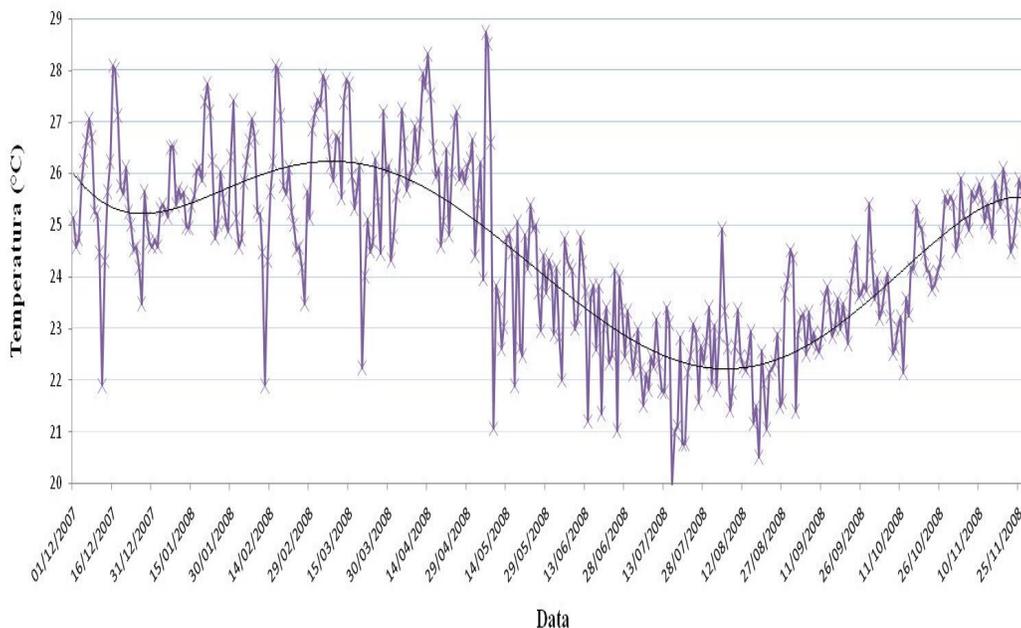


Figura 57 - Ciclo diário médio da TAICD a 20 m em Girau do Ponciano.

As Figuras 58 e 59 mostram o comportamento da turbulência atmosférica em Girau do Ponciano. Verifica-se uma ocorrência de maiores picos de máximo e mínimo **I** e **G** até o mês de Março, diminuindo estas ocorrências a partir de Abril e aumentando novamente a partir de Agosto. É possível observar associações positivas entre picos de máximo **I** com picos de Máximo **G**, bem como os picos de mínimos de ambos também.

A média de **I** foi de 0,10, o máximo foi de 0,21 (06/03/2008), o mínimo de 0,05 (30/03/2008) e o desvio padrão 0,01. A média de **G** foi de 2,0, o máximo foi de 4,5 (06/03/2008) e o mínimo de 1,1 (27/02/2008), com desvio padrão de 0,3. Os valores encontrados estão dentro da média dos encontrados nas estações do interior do Estado, que estão localizadas em altitudes da ordem de algumas centenas de metros.

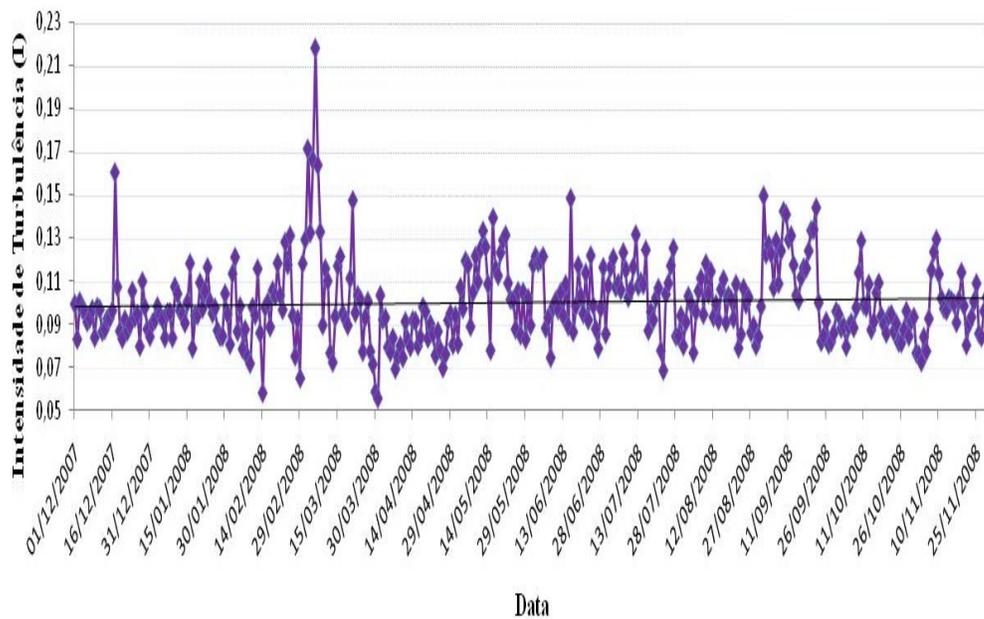


Figura 58 - Ciclo diário médio da intensidade de turbulência a 30 m em Girau do Ponciano.

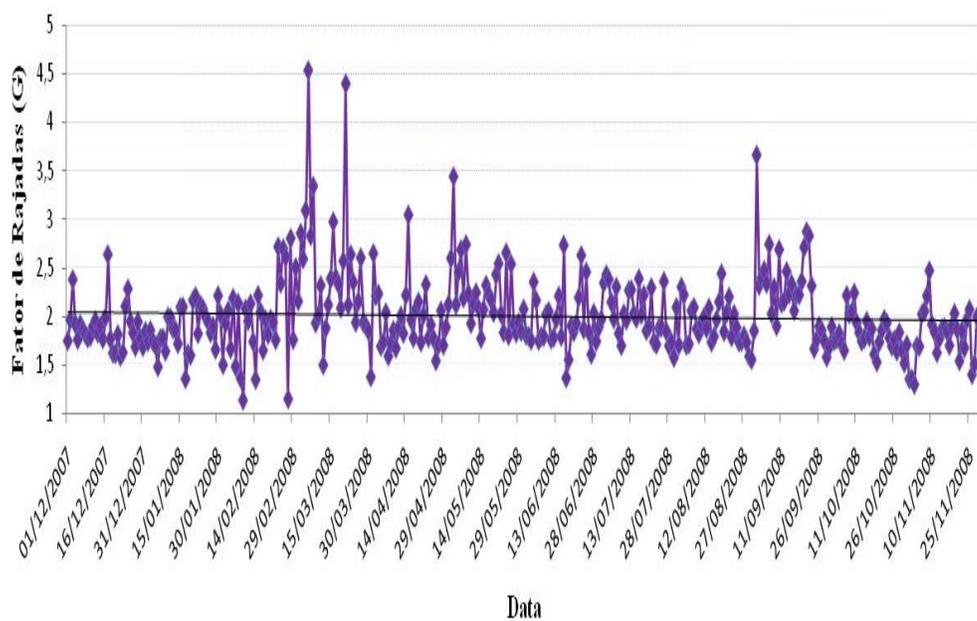


Figura 59 - Ciclo diário médio do fator de rajadas a 30 m em Girau do Ponciano.

4.2 Médias Mensais

Serão analisados os ciclos anuais com médias mensais das mesmas variáveis já apresentadas no item 4.1. A velocidade média do vento apresentou padrão similar na maioria das estações, com exceção de Água Branca e Maragogi, sendo inclusive o padrão destas duas estações análogo entre si (Figura 60). Enquanto as demais estações apresentaram seus máximos de velocidade do vento nos meses de Verão, diminuindo à medida que se aproximava o Inverno, Água Branca e Maragogi apresentaram justamente seus máximos no período de Inverno, e seus mínimos na transição do Verão para o Outono.

Apesar da maior semelhança entre Água Branca e Maragogi, é importante destacar que, em termos de padrão anual, as demais estações do Litoral foram próximas de Maragogi. Ou seja, entre Dezembro de 2007 e Agosto de 2008 os padrões foram similares em Água Branca e nas três estações do Litoral. A partir de Setembro de 2008 a tendência foi de aumento no Litoral e de diminuição em Água Branca.

A explicação para o padrão de Água Branca se assemelhar com os do Litoral está ligada ao relevo. Uma hipótese é que haja penetração dos ventos alísios pelo vale do rio São Francisco. Como o mesmo está alinhado com a direção **SE**, os ventos em Água Branca seguem, na maior parte do tempo, o padrão do Litoral. Finalmente, os padrões de Girau do Ponciano e Palmeira dos Índios sofreram os reflexos da influência do relevo.

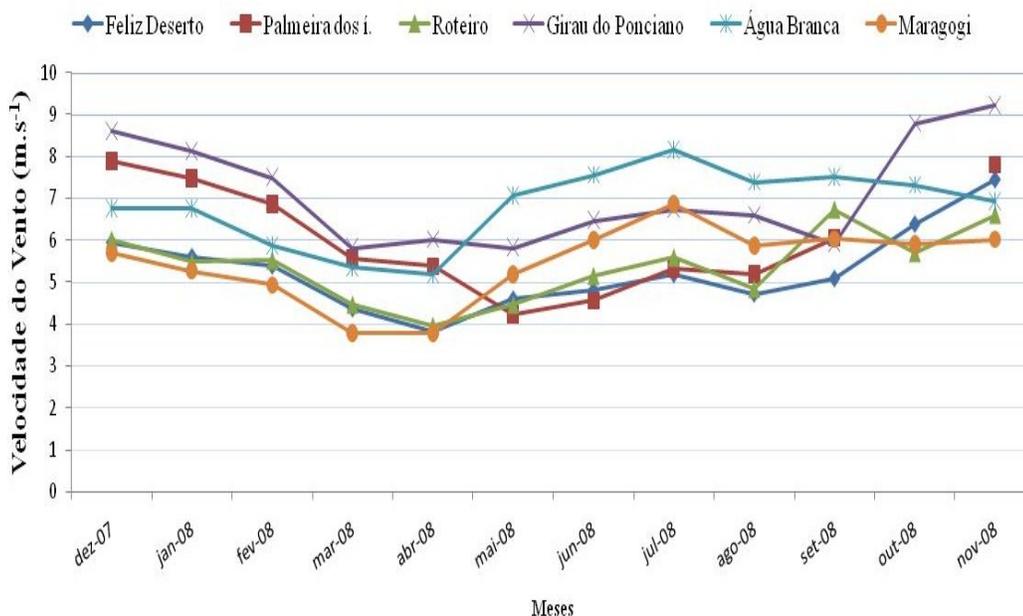


Figura 60 - Médias mensais da velocidade do vento a 30 m nas estações em estudo.

A Figura 61 mostra o ciclo anual da direção do vento a partir das médias mensais nas seis estações em estudo, sendo nas estações de Feliz Deserto e Palmeira dos Índios, a 70 m de altura, nas demais a 50 m. Observou-se ciclo similar entre as estações do Litoral e outro similar nelas estações do interior, porém estes ciclos diferentes entre si. Nelas, houve tendência bem definida para a direção do vento mudar de **E** para **S** até praticamente metade do ano, voltando em seguida a ter predominância se aproximando de **E**. Assim como nas médias diárias, nas médias mensais pôde se perceber que existe uma associação positiva entre os máximos de velocidade do vento e as predominâncias próximas de **E**.

As estações do interior apresentam dois padrões – Girau do Ponciano e Palmeira dos Índios mostraram padrão similar entre si, principalmente entre Setembro e Maio. Nestes meses os ventos escoaram no quadrante **E-NE**. Os demais meses apresentaram tendências opostas, voltando a ter a mesma tendência a partir de Setembro. No caso de Água Branca, a predominância é de **SE** o ano inteiro. Isto reforça a hipótese de canalização dos Alísios no vale do São Francisco discutida no item anterior.

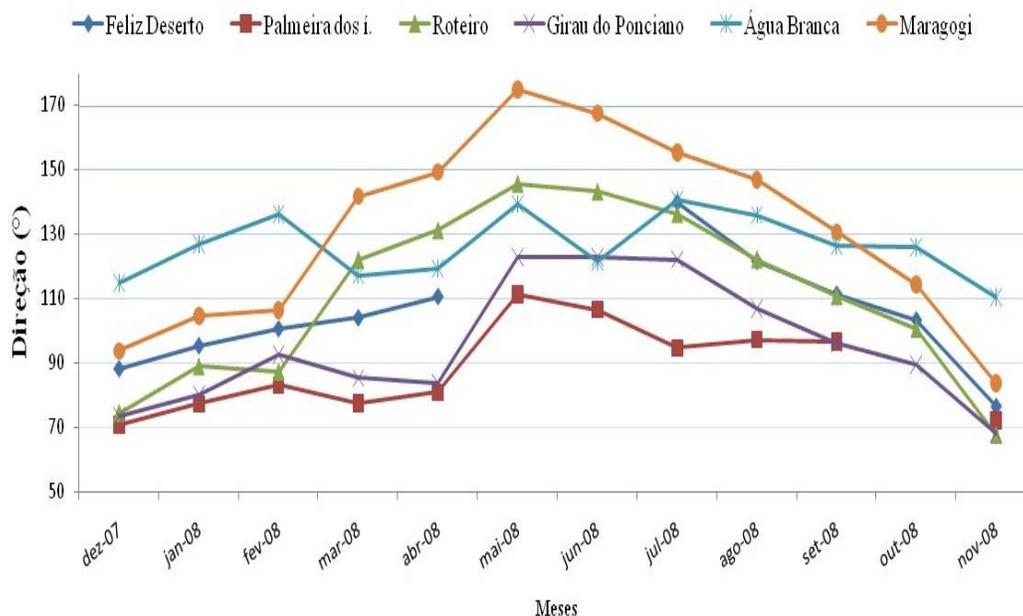


Figura 61 - Médias mensais da direção do vento nas estações em estudo.

A Figura 62 mostra o ciclo anual da TAICD. Neste caso, a diferença entre as estações do Litoral e do Interior fica bem nítida. Embora, nas médias diárias, a estação de Maragogi mostrou ciclo diferente das demais estações do Litoral, nas médias mensais isto não é observado. A tendência na grande maioria das estações foi de apresentar máximo entre o Verão e o Outono, enquanto seus mínimos foram no mês de Julho, com exceção da estação de Palmeira dos Índios, onde o mínimo ocorreu em Agosto.

As estações do Litoral apresentam as maiores temperaturas, e as estações do interior apresentam as menores temperaturas, o que está dentro dos padrões, pois por se situarem próximo ao mar, a tendência é de que as temperaturas fossem maiores que as estações do interior, que estão todas em altitudes superiores. A estação mais alta (Água Branca) inclusive foi a que apresentou menores valores de temperatura, enquanto a mais baixa (Feliz Deserto) foi a que apresentou maiores valores de temperatura, na maior parte do tempo.

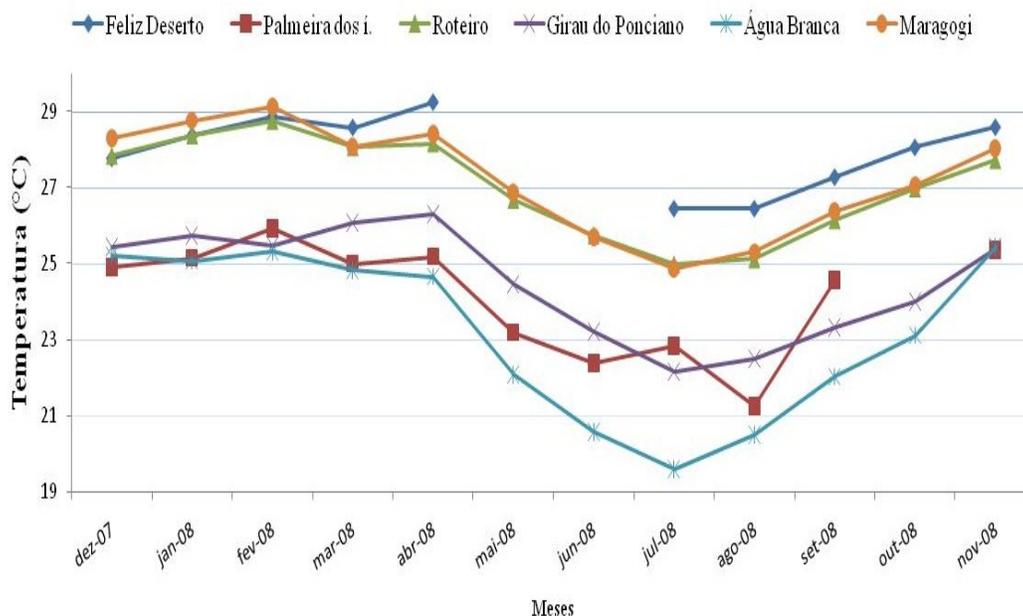


Figura 62 - Médias mensais da TAICD a 20 m nas estações em estudo.

A Figura 63 mostra o ciclo mensal da intensidade de turbulência nas localidades em estudo. Não se observou ciclo sazonal definido, a exemplo das médias diárias. As estações do Litoral, em média, apresentam os maiores valores, e as estações do interior os menores, com exceção do período de abril a setembro em Palmeira dos Índios, que se destacou. O esperado era justamente as estações de maiores altitudes apresentarem os menores valores, devido à tendência de **I** e **G** decrescerem linearmente com a altura.

Os valores máximos de **I** em Palmeira dos Índios indicam que existe algum outro mecanismo de intensificação da turbulência em altitudes elevadas. Os valores de **I** oscilaram entre 0,08 e 0,20, sendo abaixo dos encontrados por FISCH (1999), tipicamente da ordem de 0,40, em estudos na base de Alcântara-MA, com características semelhantes as das estações do Litoral estudadas neste trabalho.

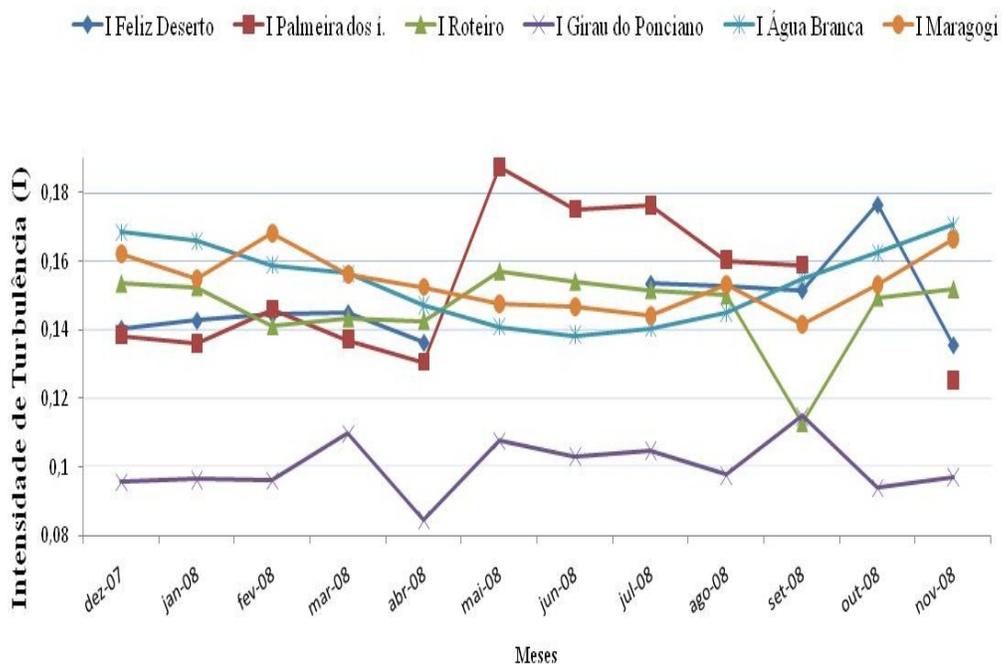


Figura 63 - Médias mensais da intensidade de turbulência a 30 m nas estações em estudo.

A Figura 64 mostra o ciclo mensal do fator de rajadas nas regiões de estudo. Não foi possível identificar um ciclo sazonal, apenas tendência de todas as estações apresentarem um máximo no mês de março. Em algumas situações é possível associar extremos superiores de **I** com os máximos de **G**, sendo observado padrão análogo para os mínimos.

Com exceção do período de dezembro de 2007 a maio de 2008 em Água Branca, as estações do Litoral apresentaram os maiores valores de **G**, na maior parte do período de estudo. As oscilações de **G** encontradas (entre 1,6 e 2,7) são maiores do que as encontradas por FISCH (1999) em Alcântara (entre 1,1 e 2,2).

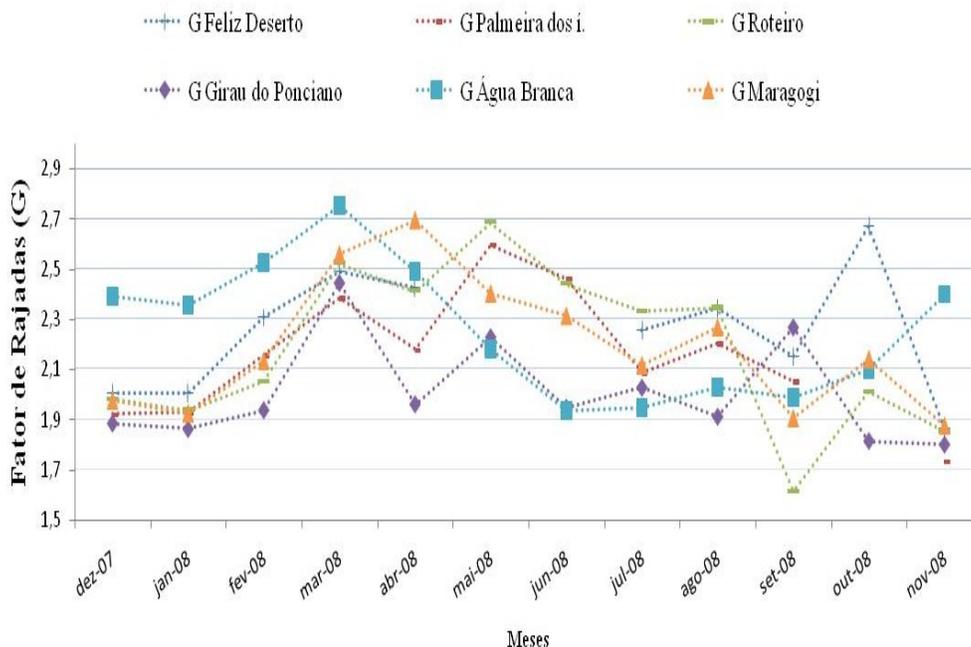


Figura 64 - Médias mensais do fator de rajadas no nível de 30 metros nas estações em estudo.

4.3 Ciclos anuais (médias diárias) no Litoral e interior

Ficou nítido que existem dois padrões distintos nas variáveis analisadas: Um nas estações do Litoral e outro nas estações do Interior. Para mostrar isso, foram feitas as médias das três estações representativas ao Litoral (Feliz Deserto, Roteiro e Maragogi) e das três representativas ao Interior (Palmeira dos Índios, Água Branca e Girau do Ponciano), de velocidade do vento, TAICD e direção do vento, para serem comparadas entre si.

4.3.1 Velocidade do vento

A Figura 65 mostra o ciclo da velocidade do vento no Litoral e Interior de Alagoas. Observa-se um ciclo sazonal definido nas duas localidades, porém com diferenças entre elas. As maiores velocidades foram no Interior, onde as estações estão em altitudes na ordem de centenas de metros, e as menores velocidades foram no Litoral, onde as estações estão relativamente mais próximas do nível médio do mar. Também as estações do Litoral sofrem o efeito paralelo entre brisas terrestres e ventos alísios, sendo que este encontro pode ocasionar velocidades próximas de zero, uma vez que os dois fenômenos se dão em sentidos contrários.

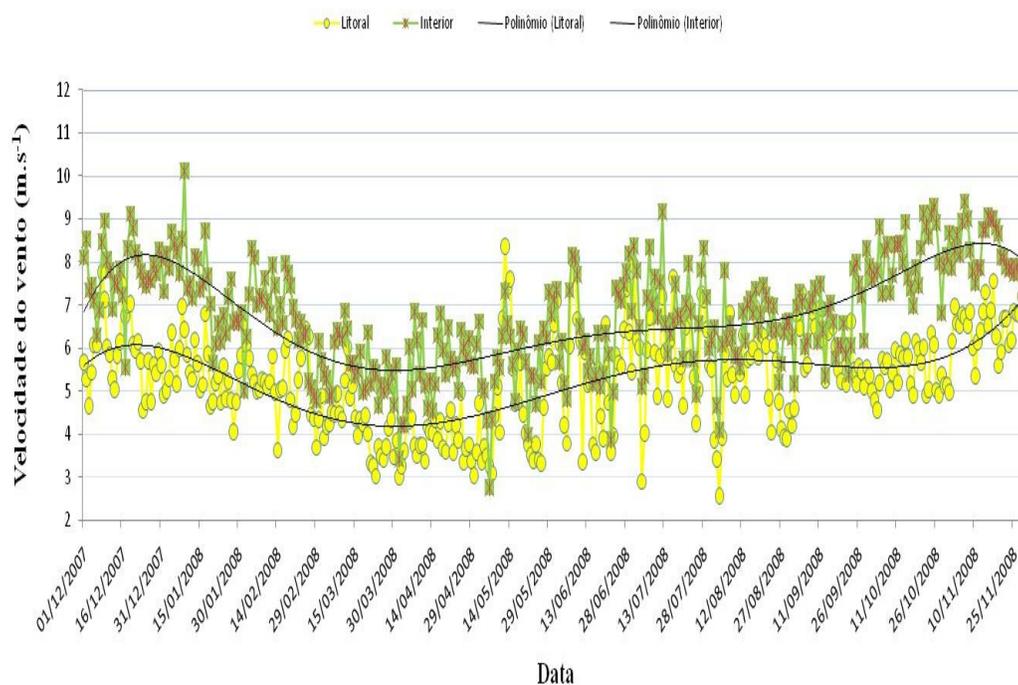


Figura 65 - Ciclo médio diário da velocidade do vento no Litoral e Interior de Alagoas.

4.3.2 TAICD

A Figura 66 mostra o ciclo da TAIC no Litoral e Interior de Alagoas. Existe um ciclo sazonal definido, com as maiores temperaturas no Verão e as menores temperaturas no Inverno. O padrão com maiores temperaturas foi o Litoral, onde as estações estão próximas do nível médio do mar, enquanto as menores temperaturas ocorreram no Interior, onde as estações estão em maiores altitudes. Estes padrões já eram esperados, devido esta diferença de altitude entre as estações do Litoral e do Interior.

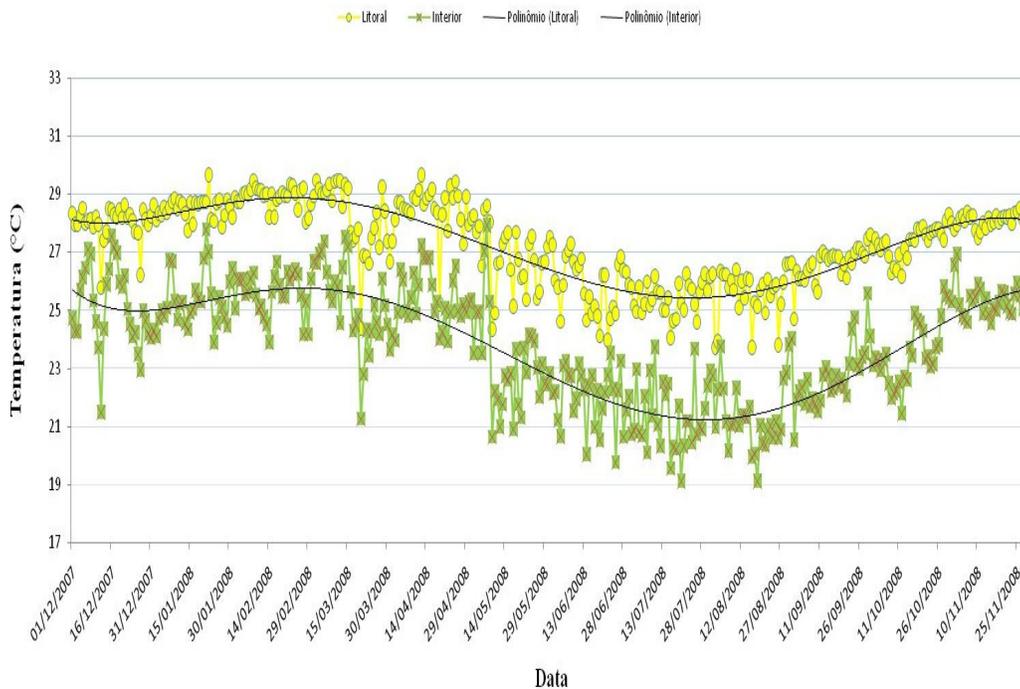


Figura 66 - Ciclo médio diário da TAICD no Litoral e Interior de Alagoas.

4.3.3 Direção do vento

A Figura 67 mostra o ciclo diário da direção do vento no Litoral e Interior de Alagoas. É possível identificar a diferença nos padrões de direção entre Litoral e Interior nitidamente, pois se observa uma maior variabilidade nas estações do Litoral, que passam de uma predominância de **E** para **SE** até metade do ano, voltando a predominar de **E** à medida que se aproxima o Verão. Já as estações do Interior mostram quase nenhuma variabilidade, tendendo a predominar praticamente o ano todo de **E**.

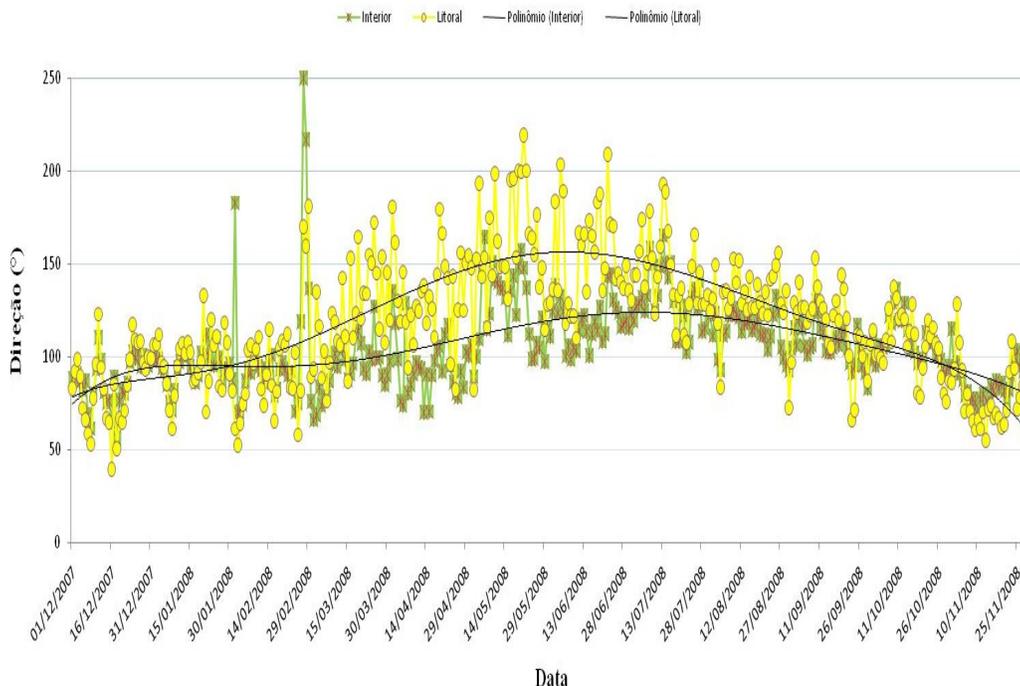


Figura 67 - Ciclo médio diário da direção do vento no Litoral e Interior de Alagoas.

4.4 Ciclos por estação do ano no Litoral, Agreste e Sertão

Além do padrão entre Litoral e Interior, deve se destacar também que existe uma subdivisão nas estações do Interior: O Agreste e Sertão. Deste modo, fica clara a existência de três padrões anuais. Estes padrões coincidem com a divisão climática do Estado: Zona da Mata (Litoral), Agreste e Sertão. Neste tópico será avaliado o ciclo por estações do ano nestas três regiões. Para tanto, foram escolhidas três estações para representar cada região: Roteiro (Litoral sul), Girau do Ponciano (Agreste) e Água Branca (Sertão).

4.4.1 Roteiro

A Figura 68 apresenta o ciclo diário médio de velocidade do vento nas quatro estações do ano no Litoral (Roteiro). Observa-se que o padrão do Outono está para o padrão do Verão, assim como o padrão da Primavera está para o padrão do Inverno. O motivo para que as maiores médias horárias se encontrem na estação de transição (Primavera) é que nas estações de transição pode haver um maior gradiente de pressão, o que faz com que o vento se torne mais forte, conforme observado por GONÇALVES (2006). Os ciclos têm similaridade entre si, com mínimos bem definidos entre 06h00min e 08h00min. Os máximos não estão bem

definidos, ocorrendo hora entre as 12h00min e as 14h00min ou até mesmo no período noturno, como ocorre na estação do Verão e do Outono. O normal seria que a velocidade aumentasse no decorrer do dia, desde o nascer do sol até por volta do meio da tarde, com o máximo ocorrendo entre as 12h00min e as 14h00min, diminuindo novamente após, semelhante ao observado por DAS (1998) e PARKER (2004), a exemplo do que aconteceu na Primavera e no Inverno.

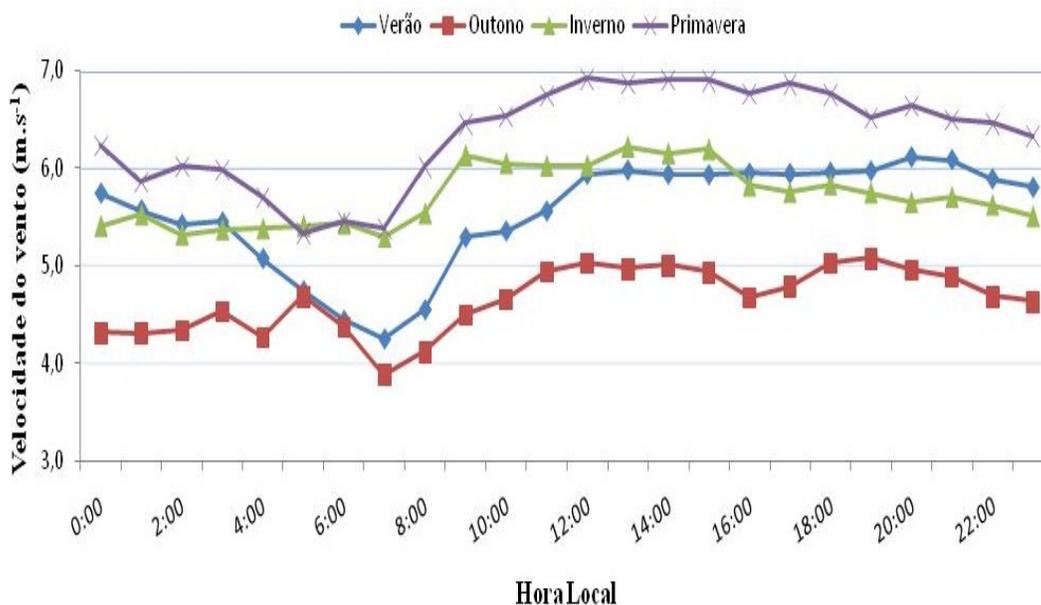


Figura 68 - Ciclos diários médios da velocidade do vento a 30 m por estação do ano em Roteiro.

A Figura 69 mostra o ciclo por estações do ano da direção do vento no Litoral (Roteiro). É possível perceber certa associação entre o padrão de direção da estação de Verão com a estação de Outono, assim como aconteceu na velocidade do vento. Algumas mudanças bruscas de **E** para **S** são bem perceptíveis no Outono, assim como no Verão, com periodicidade de cerca de 4 horas de uma para outra. As demais estações do ano apresentaram um padrão bastante regular, sem variações significativas na direção do vento. JORGE (2001) estudando a camada limite do Pantanal Sul-Matogrossense verificou um ciclo periódico de 4 em 4 horas de mudanças na direção do vento, bastante parecido com os evidenciados em Roteiro, o que atribuiu a possíveis ondas de gravidade.

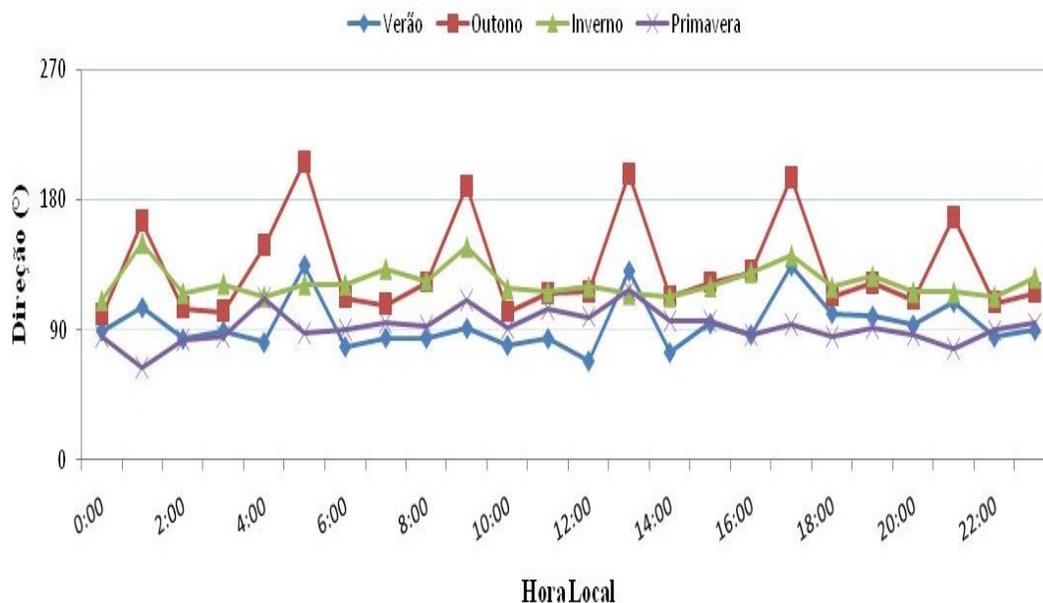


Figura 69 - Ciclos diários médios da direção do vento a 50 m por estação do ano em Roteiro.

A Figura 70 mostra o padrão diário da TAICD por estações do ano no Litoral (Roteiro). O padrão sazonal de temperatura ficou definido, com as maiores temperaturas no período de Verão, e as menores temperaturas no Inverno, praticamente o tempo todo. A TAICD começa a aumentar com o início da atividade solar (06h00min), diminuindo a medida que atingiu seu máximo, por volta de 11h00min. Este horário de ocorrência dos máximos de temperatura é um pouco mais cedo do que o esperado (entre 12h00min e 14h00min).

Existe uma defasagem de 40 minutos entre a hora legal e a hora solar em Alagoas. As médias não são centradas, o que provoca um atraso de meia hora. As maiores temperaturas foram no Verão-Outono, que também apresentou as menores velocidades do vento. As menores temperaturas foram no Inverno-Primavera, que também apresentou as maiores velocidades, indicando que a temperatura tem tendências horárias inversamente proporcionais a velocidade do vento na região de Litoral. Existem extremos secundários bem evidentes TAICD em todas as estações do ano. Provavelmente, a velocidade do vento aumenta, e a troca de energia entre o datalogger e a atmosfera também, ventilando o local e fazendo com que a temperatura diminua.

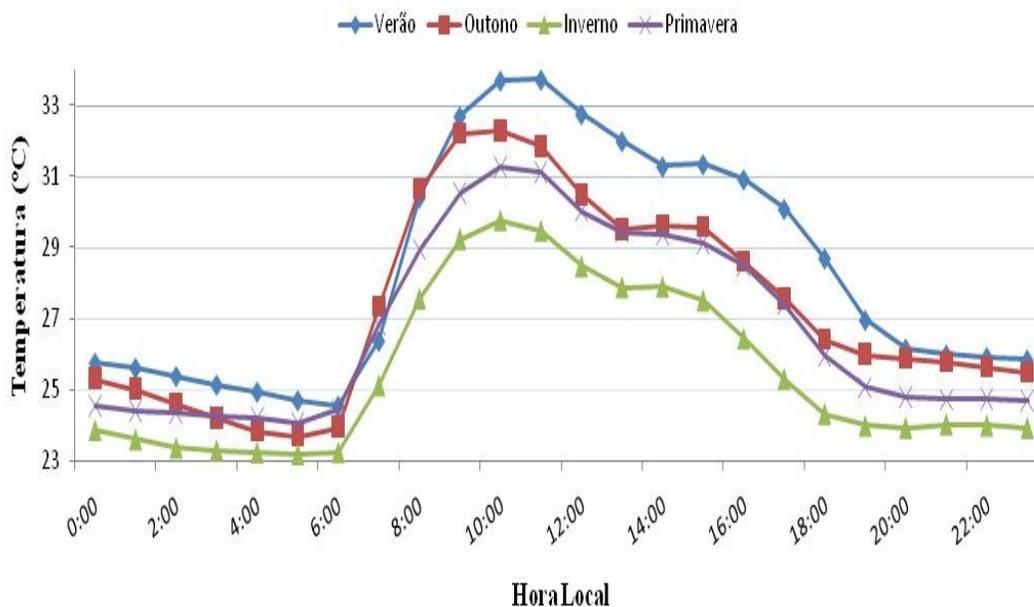


Figura 70 - Ciclos diários médios da TAICD a 20 m por estação do ano em Roteiro.

A Figura 71 mostra a média horária da intensidade de turbulência no Litoral (Roteiro). Não existe um ciclo horário definido, apenas o Verão e o Outono tendem a apresentar um máximo no mesmo horário (08h00min), bem como os mínimos entre as 05h00min e as 06h00min. Na maior parte do tempo a intensidade de turbulência é maior no Inverno, embora os máximos tenham se dado no Verão e Outono.

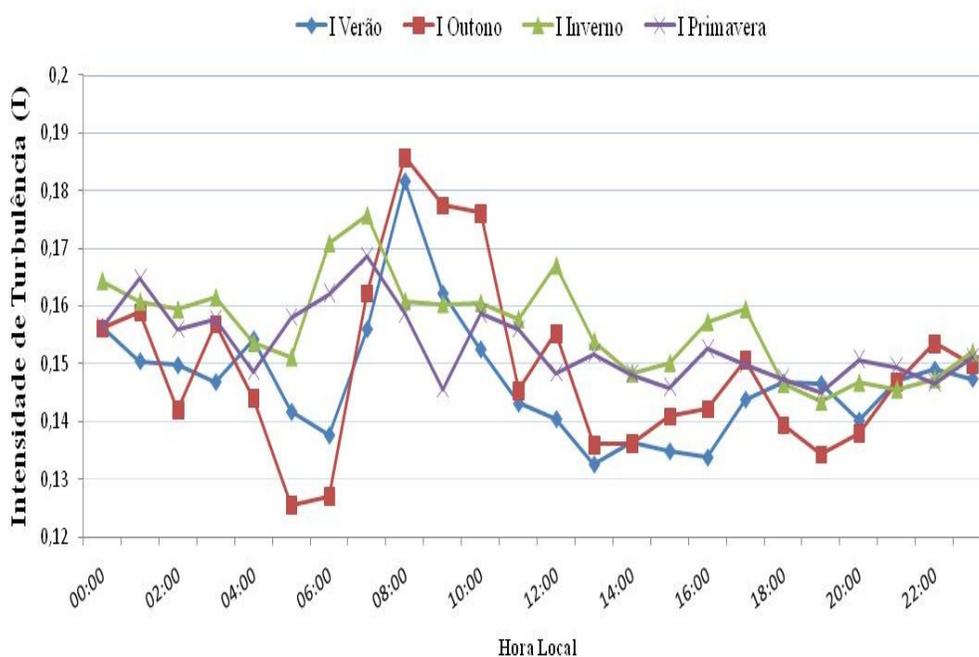


Figura 71 - Média horária da intensidade de turbulência a 30 m por estação do ano em Roteiro.

A Figura 72 mostra a média horária do fator de rajadas no Litoral (Roteiro). O padrão de **G** em muito se assemelha com o de **I**, indicando que estes parâmetros são bem mais associáveis no seu padrão horário do que no seu padrão diário, que já foi exposto anteriormente. Os picos de máximo e de mínimo ocorrem similarmente os encontrados no padrão de **I**.

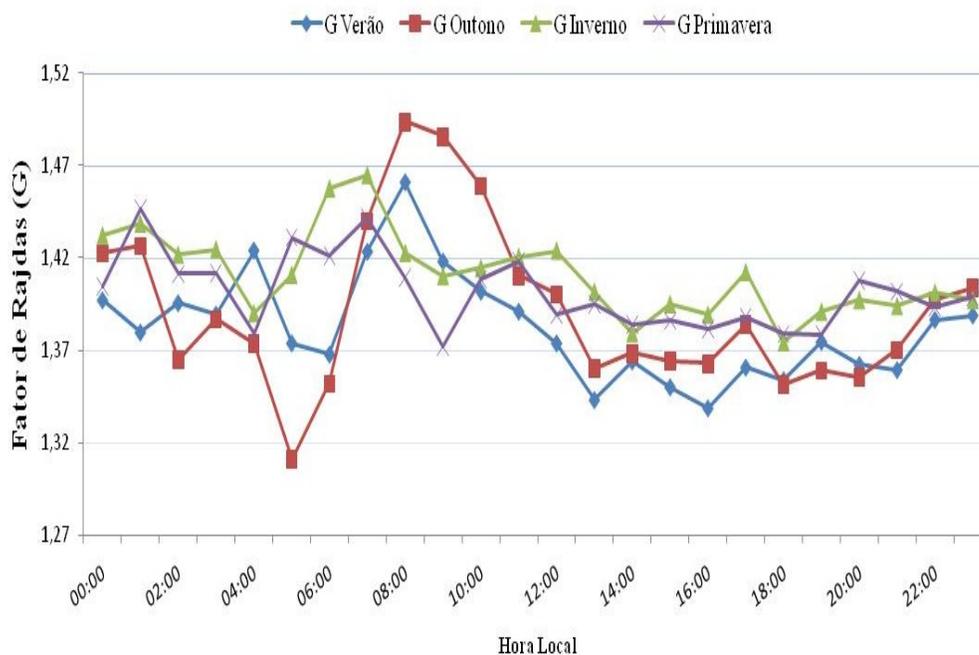


Figura 72 - Média horária do fator de rajadas a 30 m por estação do ano em Roteiro.

4.4.2 Agreste (Girau do Ponciano)

A Figura 73 mostra o ciclo horário de velocidade do vento nas quatro estações do ano no Agreste (Girau do Ponciano). É possível observar um ciclo bem definido e condizente com a literatura nas estações de Outono e Inverno, principalmente no Inverno. Ao contrário do Litoral, as maiores velocidades horárias do vento ocorrem no Outono, e não na Primavera. No entanto, a mesma também é uma estação de transição, estando assim dentro da proposta de GONÇALVES (2006), que diz que as estações de transição podem apresentar maiores valores de velocidade do vento devido a um maior gradiente de pressão nas mesmas.

Os ciclos observados no Verão e na Primavera são fora dos padrões, com exceção dos mínimos, que ocorrem nas primeiras horas do dia. O fato de a velocidade do vento ser muito semelhante após o período das 18h00min nas estações de Verão e Inverno pode estar relacionada ao fato de estas estações estarem muito próximas, sendo o Outono uma estação de transição entre o Verão e o Inverno.

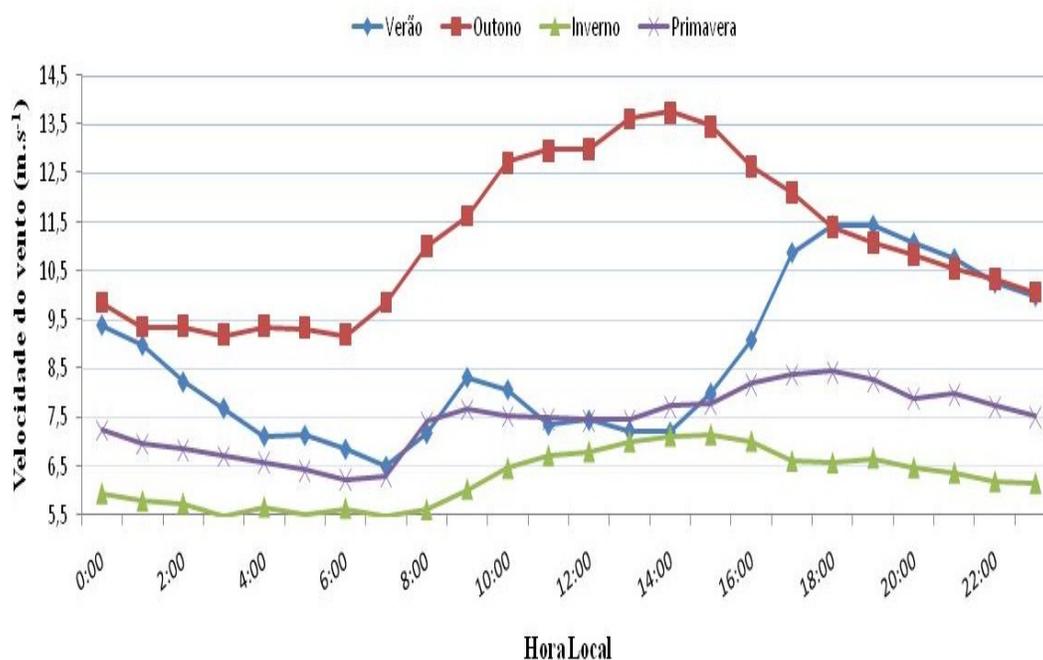


Figura 73 - Ciclos diários médios da velocidade do vento a 30 m por estação do ano em Girau do Ponciano.

A Figura 74 mostra o ciclo por estações do ano da direção do vento no Agreste (Girau do Ponciano). Diferente do Litoral, o Agreste mostrou uma maior relação entre os padrões sazonais de direção do vento, não apresentando mudanças bruscas de direção do vento como os evidenciados em algumas estações do ano na região do Litoral. Em média o vento é predominantemente de **E** nas quatro estações do ano. Esta regularidade no padrão de vento pode estar relacionada ao fato de que o Agreste não é tão influenciado pelos sistemas de brisas, o que ocorre no Litoral.

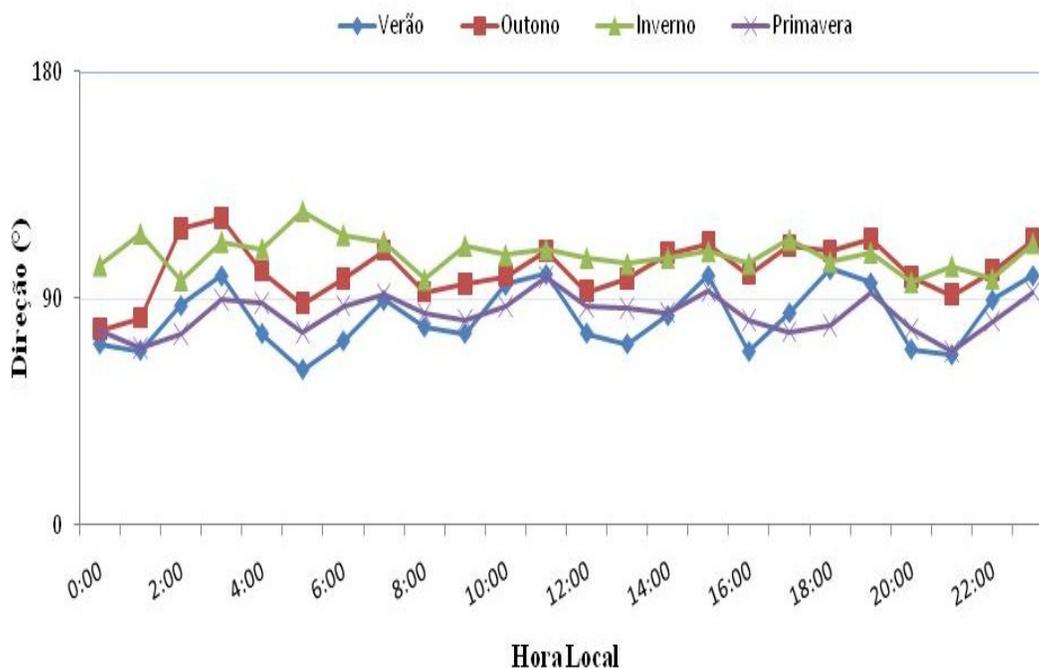


Figura 74 - Ciclos diários médios da direção do vento a 50 m por estação do ano em Girau do Ponciano.

A Figura 75 mostra o padrão diário da TAICD por estações do ano no Agreste (Girau do Ponciano). Diferente do Litoral, o Agreste mostrou um máximo de temperatura um pouco mais tarde nas quatro estações do ano (entre 14h00min e 15h00min). O comportamento da temperatura também foi diferente, sendo que nas primeiras horas do dia, o Outono se mostrou mais quente, enquanto no Litoral havia sido o Verão o tempo todo.

A diferença de temperatura entre Verão e Inverno também se mostrou maior do que o do Litoral. Isto se deve ao fato de, por conter mais umidade do que o Agreste, o Litoral tende a ser mais estável, com menores variações diárias e horárias na temperatura. As maiores velocidades do vento foram no Verão-Outono, assim como as maiores temperaturas, e as menores velocidades do vento foram no Inverno-Primavera, assim como as menores temperaturas, indicando que existe um padrão horário diretamente relacionado da temperatura com velocidade do vento no Agreste, diferente do que acontece no Litoral. Os dois máximos de temperatura foram novamente evidenciados, conforme também os do Litoral, evidenciando o mesmo efeito da ventilação do instrumento.

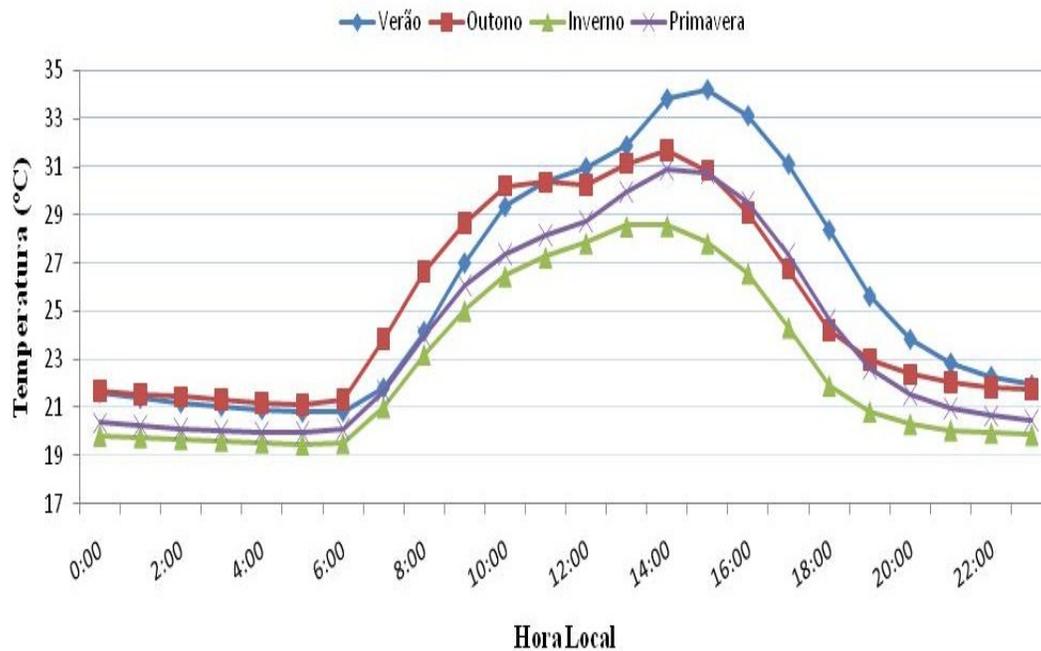


Figura 75 - Ciclos diários médios da TAICD a 20 m por estação do ano em Girau do Ponciano.

A Figura 76 mostra os ciclos diários médios da intensidade de turbulência em Girau do Ponciano. Ao contrário do Verão, a intensidade de turbulência mostrou um ciclo diário bem definido. ACEVEDO (2002) verificou que a intensidade de turbulência é uma forte função da hora do dia. Verificaram-se dois máximos bem definidos nas estações do Verão e Outono. ZERI (2002) estudando turbulência no pantanal Matogrossense indicou possibilidade de interação entre ondas de gravidade e turbulência, reforçando a tese já firmada nas análises da direção do vento, sobre a influência destas possíveis ondas de gravidade.

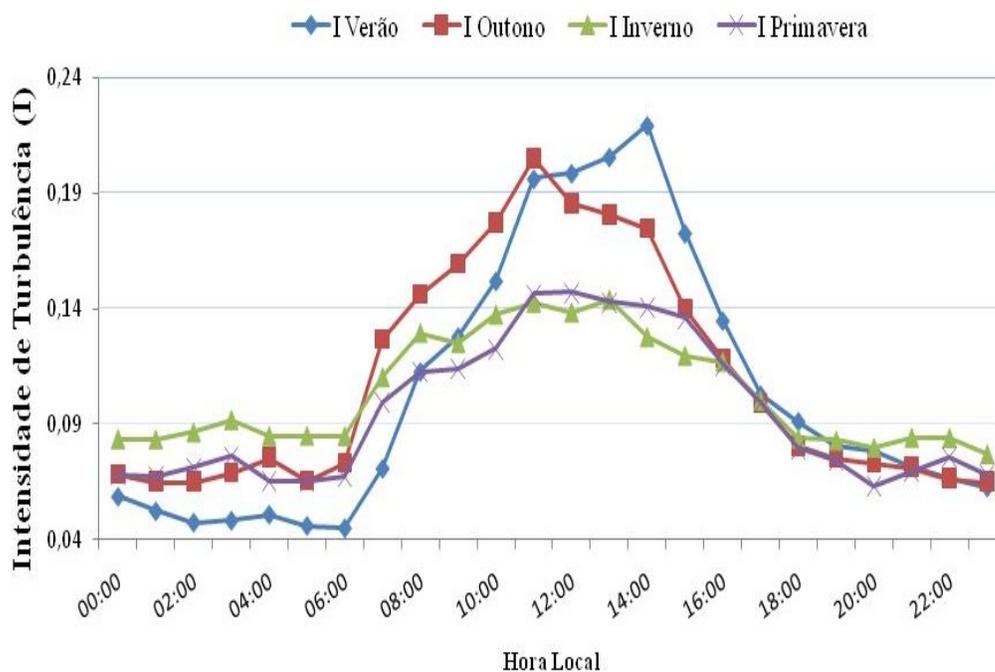


Figura 76 - Ciclos diários médios da intensidade de turbulência a 30 m por estação do ano em Girau do Ponciano.

A Figura 77 mostra o ciclo diário médio do fator de rajadas em Girau do Ponciano. Verificam-se dois máximos bem definidos no Verão e Inverno, a exemplo do que aconteceu com a intensidade de turbulência. A tese da influência das ondas de gravidade também pode se aplicar. Fica evidente que no padrão horário existe uma relação nítida entre a intensidade de turbulência e o fator de rajadas.

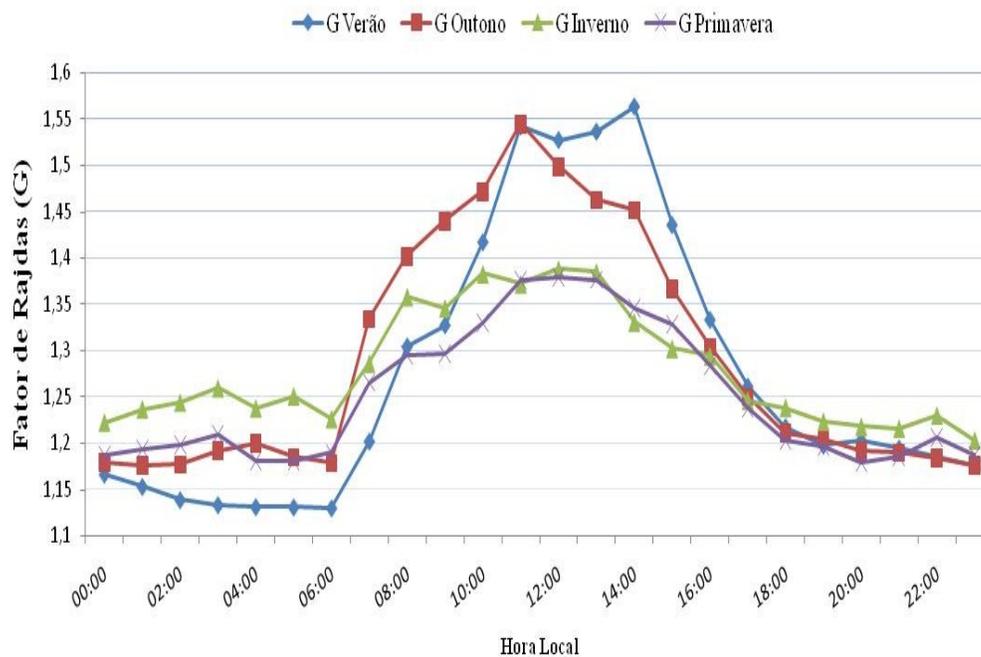


Figura 77 - Ciclos diários médios do fator de rajadas a 30 m em Girau do Ponciano.

4.4.3 Sertão (Água Branca)

A Figura 78 mostra o ciclo diário de velocidade do vento nas 4 estações do ano no Sertão (Água Branca). O padrão de velocidade do vento em Água Branca, a exemplo do que foi avaliado nos ciclos anuais, é completamente diferente de qualquer padrão encontrado na literatura, mostrando seus mínimos entre as 12h00min e as 14h00min, quando deveria apresentar seus máximos nestes horários. A estação de Água Branca está na maior altitude de todas as estações, e é influenciada pelos ventos de vale/montanha.

Sabe-se que podem ocorrer dentro de um vale interações de vários fenômenos com diferentes escalas espaciais e temporais (COTTON, 1982), o que pode sugerir que a circulação local em Água Branca não seja influenciada exclusivamente pela interação da forçante provocada pela diferenças térmicas (circulações de vale/montanha) e do escoamento sinótico. Segundo ACEVEDO (2007), a circulação local pode também ser induzida por fatores como o gradiente térmico causado por dissipação heterogênea de nevoeiros ao longo do vale ou por rajadas de vento provocadas pela nebulosidade presente sobre o vale/montanha (BANTA, 1984). Talvez um destes fatores seja o determinante para este padrão da velocidade do vento em Água Branca. Outro motivo que não pode ser descartado é a existência de um vento regionalmente

conhecido como “Aracati”. Este vento foi estudado por CAMELO (2007), no Estado do Ceará. O Aracati se originaria no mar, e seria canalizado por um vale para poder chegar a regiões mais distantes da costa, cerca de 300 km. Água Branca também pode receber esta mesma influência, com esta canalização se dando no vale do Rio São Francisco.

A característica marcante deste vento é a ocorrência dos máximos de velocidade do vento justamente no período noturno, como ocorre em Água Branca. Os máximos de velocidade do vento ficam bem definidos no período noturno, entre as 19h00min e as 21h00min. A exemplo do que aconteceu no Litoral, as maiores velocidades do vento são observadas no Inverno-Primavera, e as menores no Verão-Outono.

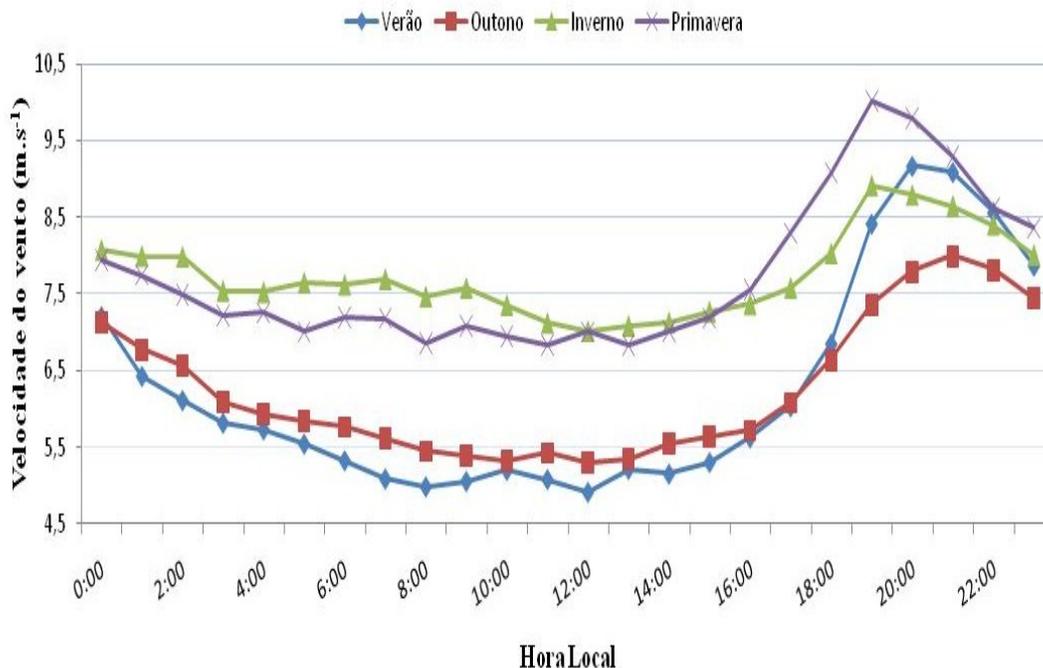


Figura 78 - Ciclos diários médios da velocidade do vento a 30 m por estação do ano em Água Branca.

Para reforçar a tese da influência do Aracati em Água Branca, foi analisada a variação da umidade relativa no município de Pão-de-açúcar-AL, que está localizado na cabeceira do Rio São Francisco, a caminho de Água Branca, distando 56 km em linha reta, e possui estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Se o Aracati realmente influencia os padrões de vento em Água Branca, a tendência era de que a umidade relativa do

ar fosse maior no período noturno em Pão-de-açúcar, pois o Aracati estaria trazendo a umidade do oceano através do Cânion do São Francisco.

O resultado é mostrado na Figura 79, e observa-se que os máximos de umidade relativa em Pão-de-açúcar foram justamente no período após às 20h00min, coincidindo com os máximos de velocidade do vento em Água Branca.

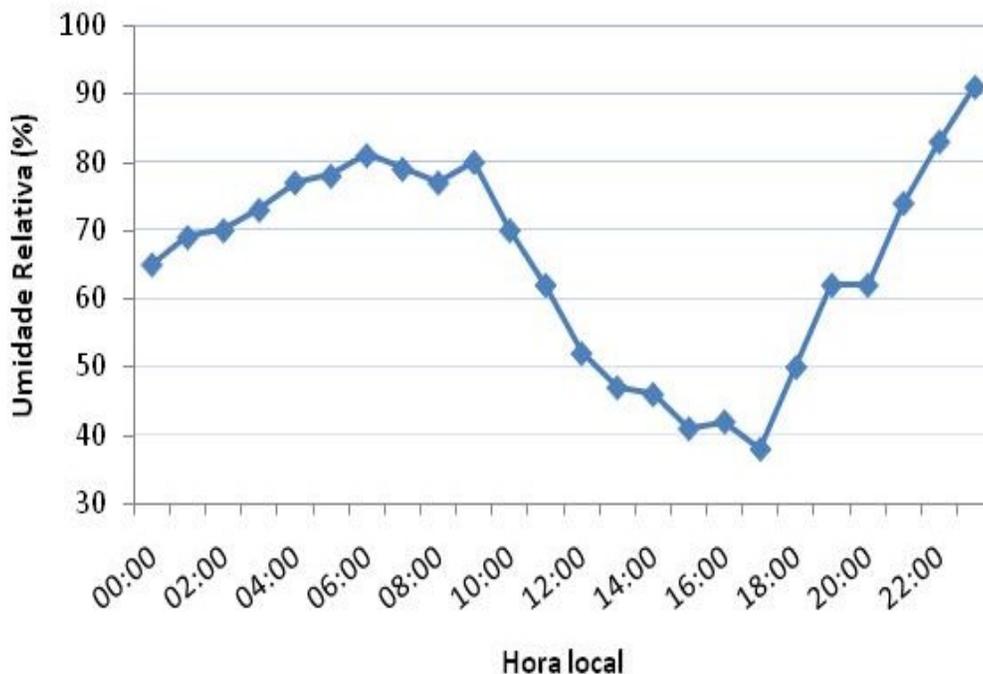


Figura 79 - Umidade relativa em Pão-de-açúcar, AL (10/10/2008). Fonte: INMET, 2009.

As direções predominantes de Água Branca também foram totalmente diferentes das demais regiões em estudo. Uma predominância quase total do vento foi da direção **SE**, com poucas predominâncias de **NE-E**, ao contrário das demais localidades. Outra possível explicação para estes padrões tão peculiares em Água Branca foi dada por NEVES (2004), que atribui à topografia do terreno um comportamento imprevisível e inversões no sentido do vento no terreno. Segundo ele, em menores elevações a velocidade do vento é maior no topo e a sotavento, o que não ocorreria em regiões mais elevadas e escarpadas, como no caso de Água Branca, que tem a maior altitude entre as seis estações. A Figura 80 mostra o ciclo por estações do ano da direção do vento na localidade representativa ao Sertão (Água Branca). Com exceção do Verão, que mostrou ligeiras variações na direção do vento, nas demais

estações do ano verificam-se certa regularidade, com uma tendência de predominância da direção SE.

O ciclo de mudança de direção de 4 em 4 horas evidenciado nas demais regiões em estudo também ficou nítido em Água Branca, principalmente no Verão. Possíveis ondas de gravidade seriam uma explicação para este comportamento, como já foi citado nas demais regiões.

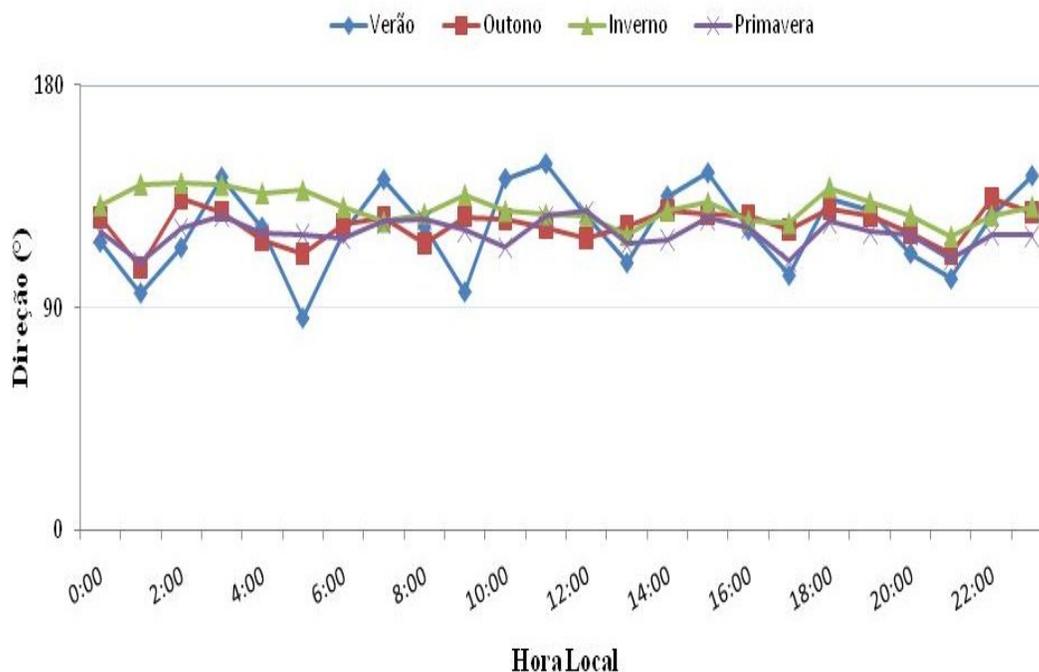


Figura 80 - Ciclos diários médios da direção do vento a 50 m por estação do ano em Água Branca.

A Figura 81 mostra o padrão diário da TAICD por estações do ano na localidade representativa ao Sertão (Água Branca). O padrão diário da TAICD também se mostrou ligeiramente diferente dos demais, evidenciando um máximo entre as 15h00min e as 16h00min. O padrão por estação do ano se mostrou dentro do esperado, com maiores temperaturas no Verão e menores no Inverno. Verificaram-se padrões inversos entre temperatura e velocidade do vento, assim como aconteceu no Litoral e diferente do que aconteceu no Agreste. Os dois picos secundários observados nas demais regiões também ocorreram em Água Branca, podendo estar relacionados com o efeito de ventilação já mencionado.

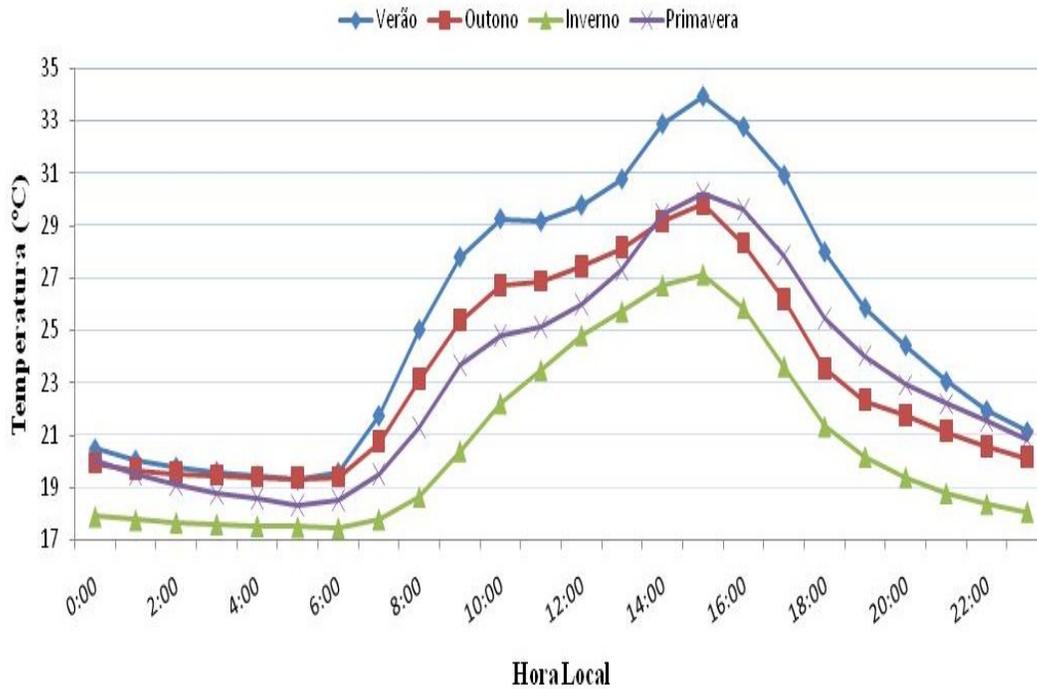


Figura 81 - Ciclos diários médios da TAICD a 50 m por estação do ano em Água Branca.

A Figura 82 mostra o ciclo por estações do ano da turbulência no Sertão (Água Branca). Os padrões observados no Sertão se assemelham aos no Litoral e Agreste. Verifica-se ciclo diário bem definido, com o máximo em todas as estações ocorrendo entre às 12h00min e as 14h00min. No Outono e na Primavera são observados picos secundários, que podem estar relacionados com ondas de gravidade.

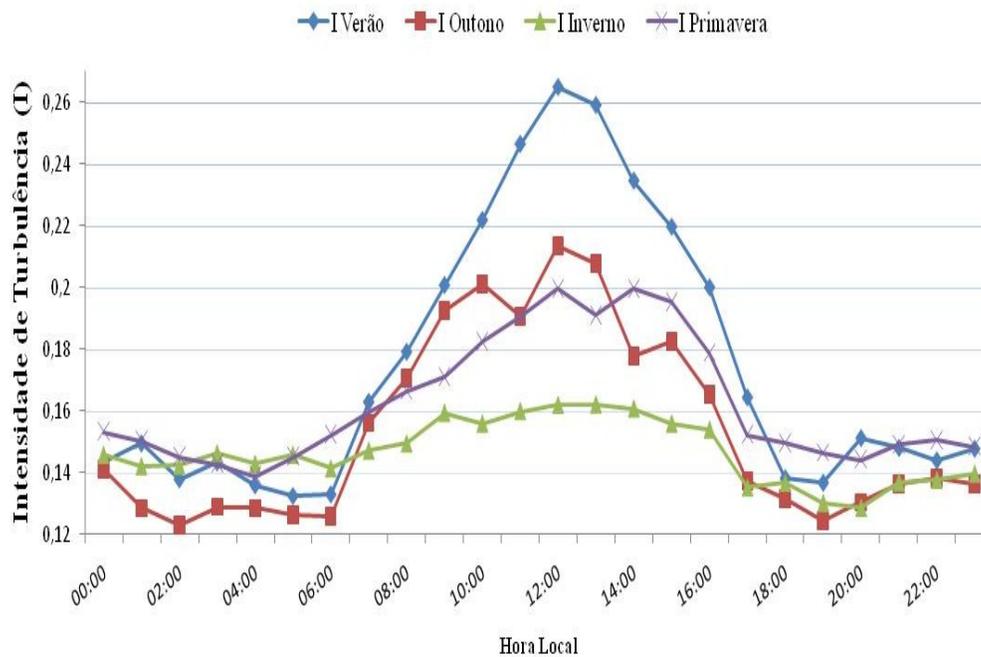


Figura 82 – Ciclos diários médios da intensidade de turbulência 30 m por estação do ano em Água Branca.

A Figura 83 mostra o ciclo diário médio do fator de rajadas em Água Branca. Verificam-se dois máximos bem definidos no Verão e Outono, a exemplo do que aconteceu com a intensidade de turbulência. Fica evidente que no padrão horário existe uma relação nítida entre a intensidade de turbulência e o fator de rajadas, com padrões bastante similares em todas as estações do ano e nas regiões de estudo.

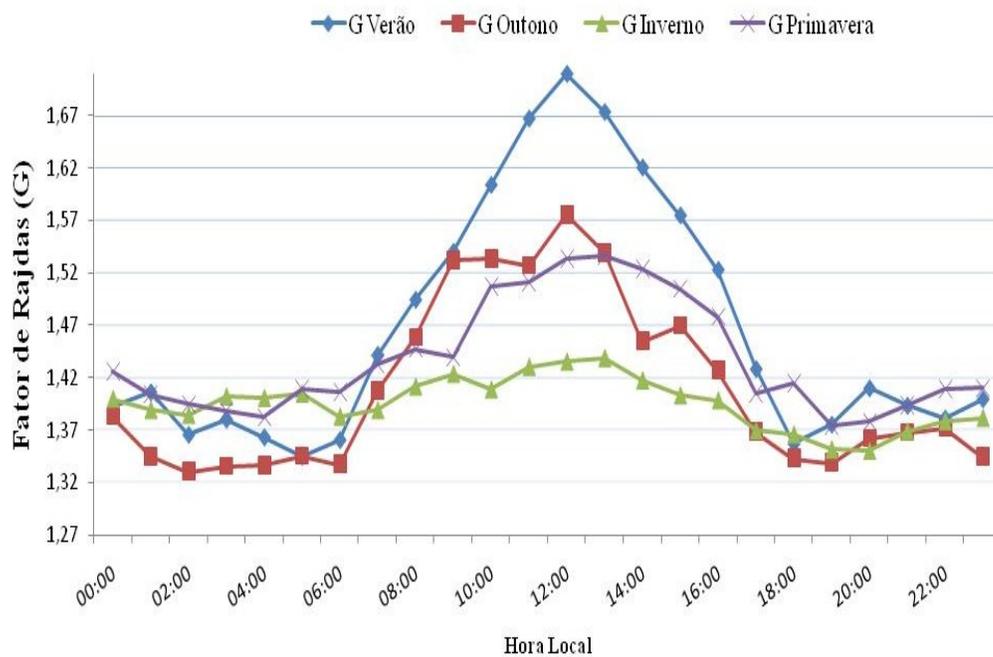


Figura 83 – Ciclos diários médios do fator de rajadas a 30 m em Água Branca.

Embora as ondas de gravidade tenham sido apontadas como possível causa de muitas mudanças bruscas de padrão, a mesma não pode ser comprovada. Para isso, deveria haver uma oscilação característica no campo de pressão atmosférica, detalhado por NAPPO, 2002. O campo de pressão só podia ser analisado na estação de Feliz Deserto, e não foi evidenciada nenhuma anormalidade, conforme mostra a Figura 84.

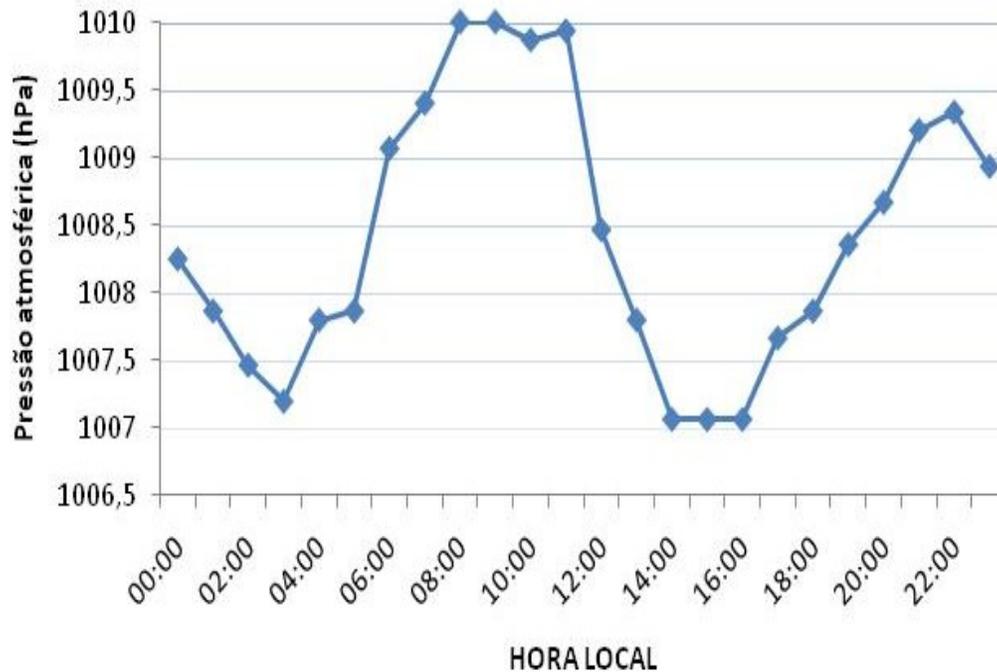


Figura 84 - Média horária da pressão atmosférica em Feliz Deserto (mês de Outubro).

Embora não tenham sido evidenciadas as oscilações no campo de pressão, isto não significa que as ondas de gravidade não tenham sido a causa das mudanças bruscas nas variáveis analisadas. Isto porque a sensibilidade do sensor indica apenas valores inteiros de pressão atmosférica, não evidenciando os décimos. Talvez uma análise de alta frequência e com dados em com maior sensibilidade do sensor pudessem evidenciar a ação destas ondas.

4.5 Parâmetros locais (Feliz Deserto)

Por ser a única estação equipada com sensores meteorológicos, os parâmetros locais foram analisados em Feliz Deserto. Serão analisados os ciclos anuais com médias diárias de velocidade de fricção (u^*), número de Richardson (Ri), frequência de Brunt-Vaisala (N) e comprimento de onda (λ), sendo comparada a estabilidade atmosférica determinada pelo número de Richardson e pela frequência de Brunt-Vaisala.

4.5.1 Velocidade de Fricção

A Figura 85 mostra o ciclo anual de u^* . Verificou-se associação positiva entre os picos de velocidade do vento e a velocidade de fricção (ver Figura 29). DOS SANTOS (2001), também encontrou este acompanhamento do ciclo de u^* com a velocidade do vento, estudando uma plantação de cana-de-açúcar também situada nos tabuleiros costeiros, assim como Feliz Deserto. A média de u^* foi de 0,25, o máximo foi de 0,69, o mínimo de 0 e o desvio padrão de 0,14.

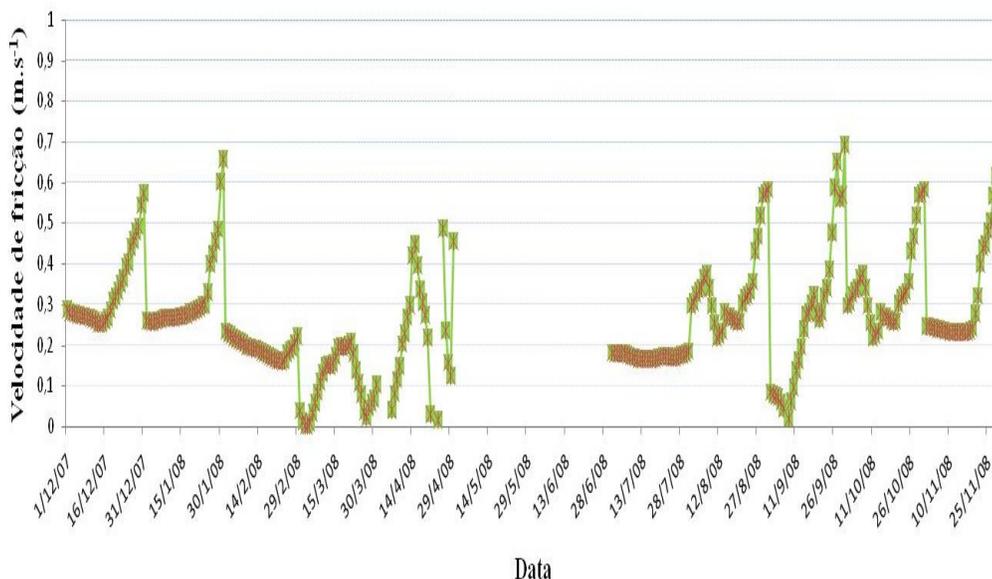


Figura 85 - Médias diárias da velocidade de fricção em Feliz Deserto.

4.5.2 Número de Richardson

A Figura 86 mostra o ciclo anual do número de Richardson para a estação de Feliz Deserto. Houve associações positivas entre picos de máximo número de Richardson, velocidade de fricção (Figura 84) e velocidade do vento (ver Figura 29). É possível verificar picos negativos a medida que se aproxima o Inverno, e picos positivos a medida que se aproxima o Verão. A média de Ri foi de 0,010, o máximo foi de 0,21, o mínimo foi de -0,03 e o desvio padrão foi de 0,03.

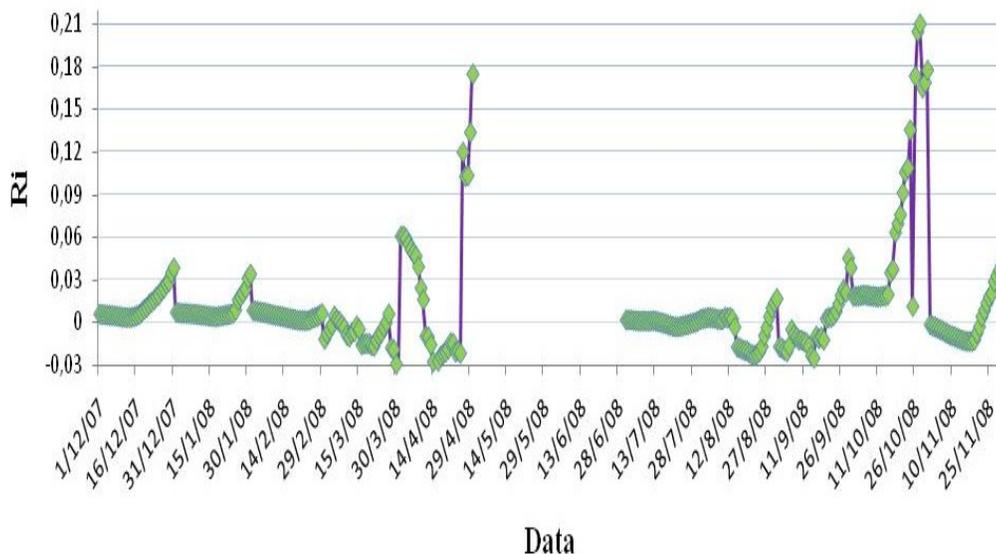


Figura 86 - Padrão médio diário do número de Richardson em Feliz Deserto.

4.5.3 Freqüência de Brunt-Vaisala

A Figura 87 mostra o ciclo anual da freqüência de Brunt- Vaisala. A Freqüência de Brunt- Vaisala pode ser interpretada como a freqüência do movimento vertical sentido por uma parcela de fluido que é deslocada da sua posição de equilíbrio através de uma excitação correspondente a um possível deslocamento vertical, e está intimamente ligada ao comportamento da estabilidade atmosférica, como será visto mais adiante. Houve associações positivas entre picos de máximo N , Ri e u^* . A média de N foi de 0,36 Hz, o máximo foi de 0,50 Hz, o mínimo foi de 0,22 Hz, com desvio padrão de 0,06 Hz.

Houve uma ligação entre os picos de mínima TAICD e máximos de N . RAMALHO (2004) obsevou que existe tendência a N ser maior em regiões mais frias do globo (Groenlândia e Antártica). O ciclo de TAICD analisado foi bastante semelhante com o da velocidade do vento, tendo associações positivas entre picos de altas velocidades do vento e altas temperaturas.

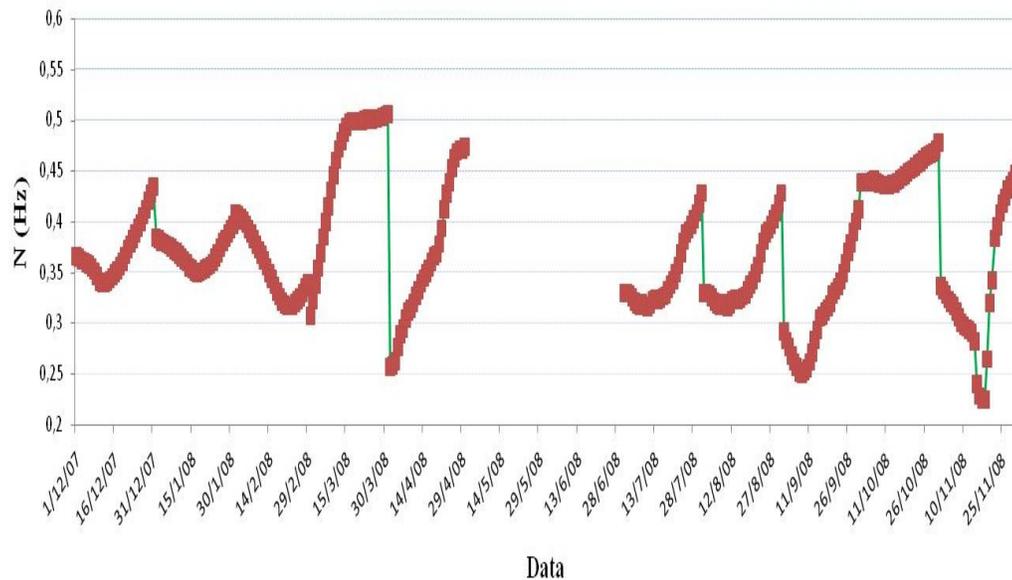


Figura 87 - Padrão médio diário da Frequência de Brunt- Vaisala em Feliz Deserto.

4.5.4 Comprimento de onda (λ)

A Figura 88 mostra a evolução do comprimento de onda atmosférico no seu ciclo anual. Ele variou entre 1 m e 4,5 m, mostrando um padrão sazonal bem definido, com maiores comprimentos de onda na transição do Verão para o Outono e menores na transição do Inverno para a Primavera. Verifica-se que o comprimento de onda que forma a Crista entre os meses de Março e Julho é aproximadamente do mesmo tamanho do comprimento de onda referente ao cavado que se forma entre Julho e Novembro. Isto indica um padrão de escoamento bastante regular, que possivelmente não teve influências consideráveis de eventos extremos.

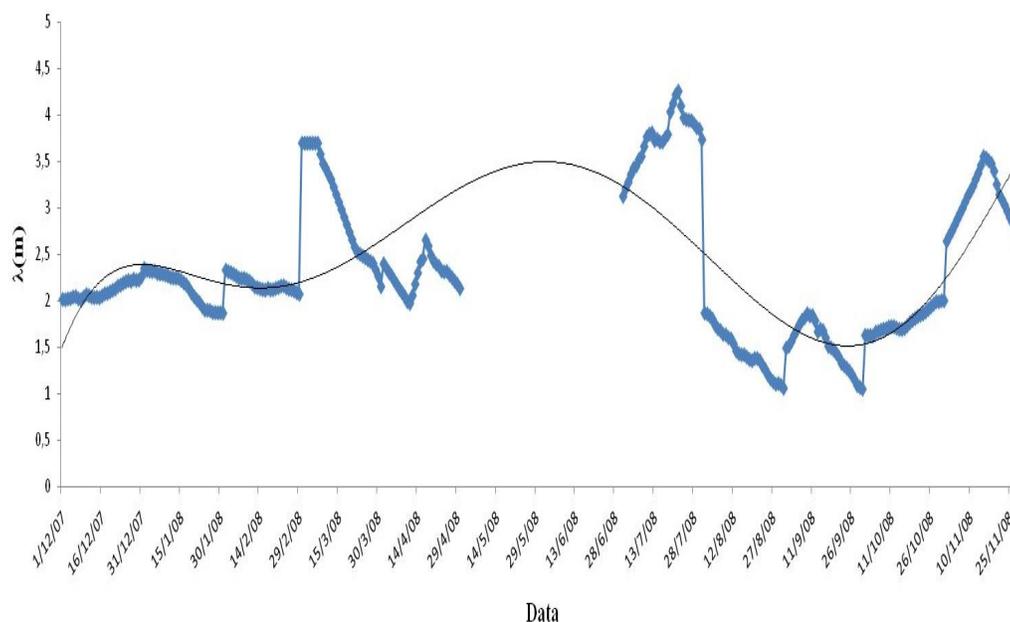


Figura 88 - Padrão médio diário do comprimento de onda atmosférico em Feliz Deserto.

4.5.5 Estabilidade atmosférica – Comparação entre N e Ri

A estabilidade atmosférica em Feliz Deserto foi estimada através da análise da frequência de Brunt – Vaisala e do Número de Richardson. Para tal foram separados os casos de condições de estabilidade atmosférica, instabilidade atmosférica e neutralidade atmosférica mensalmente, estimados pelos dois métodos. Como não houve casos de neutralidade atmosférica, a Figura 89 mostra o percentual de casos de predominância das ocorrências somente de estabilidade atmosférica, sendo a diferença restante para atingir 100% o valor correspondente aos casos de instabilidade atmosférica, tanto pelo número de Richardson como pela frequência de Brunt- Vaisala.

O máximo de estabilidade atmosférica pelo método do número de Richardson foi de 93%, e o mínimo de 66%. O máximo de estabilidade atmosférica observado pela frequência de Brunt-Vaisala foi de 98%, e o mínimo foi de 66%. Houve certa similaridade entre os dois métodos, mostrando praticamente a mesma tendência ao longo do ciclo anual, diferindo apenas em no máximo 5% dos valores encontrados, chegando a serem iguais em alguns meses. Estudando a estabilidade atmosférica na costa do Rio de Janeiro através do número de Richardson e pelo número de Froude, com dados de três anos e em uma altura de 90 metros, OLIVEIRA

JÚNIOR (2007) encontrou 79% de estabilidade em todo o período, e 4% de neutralidade pelo número de Richardson, e 63% de estabilidade pelo número de Froude, que é um parâmetro de estabilidade em função da frequência de Brunt- Vaisala.

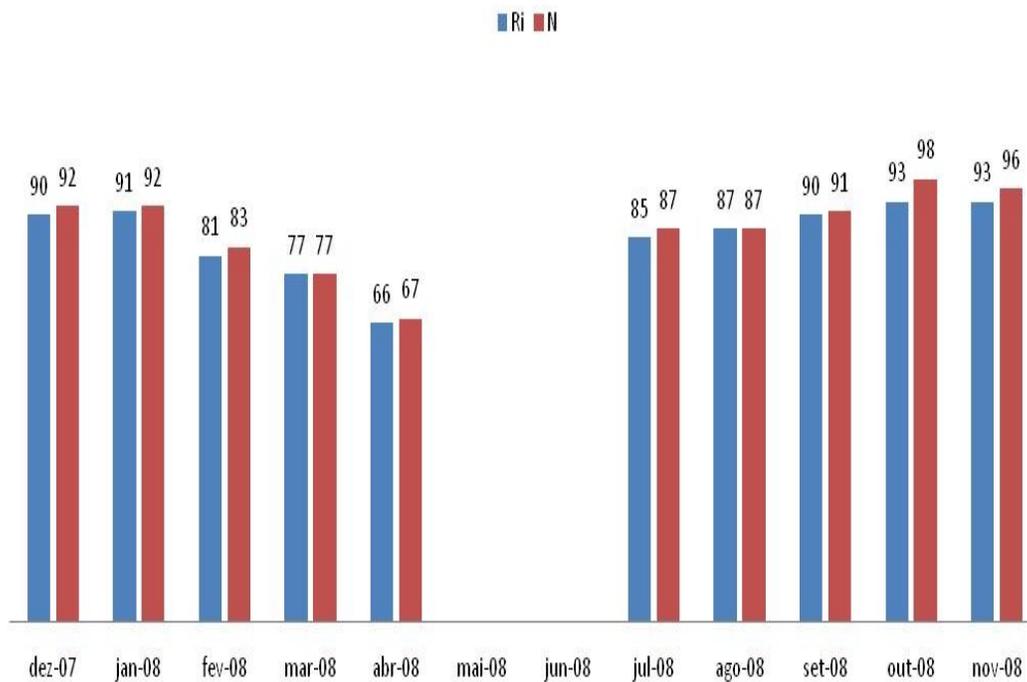


Figura 89 - Percentual de casos de estabilidade atmosférica mensal estimada pelo Número de Richardson e pela frequência de Brunt- Vaisala.

5. CONCLUSÕES

- O padrão com maiores velocidades do vento é o de Girau do Ponciano, com os maiores valores médios diários e mensais. A estação de Maragogi apresenta menores velocidades do vento com relação às demais.
- Os padrões de vento na estação de Água Branca são diferentes dos demais, podendo ser que os mesmos sejam induzidos pela ocorrência de um regime de vento conhecido como Aracati, comum na costa do Ceará. Este vento tem como característica a ocorrência dos máximos de velocidade ocorrer no período noturno, como ocorre em Água Branca.
- Há associação positiva entre picos de temperatura do ar e velocidade do vento, mostrando relação térmica para o comportamento do padrão de vento na maioria das estações estudadas.
- Os ventos alísios tendem a inibir a formação do efeito de brisas terrestres nas estações situadas no Litoral, bem como há uma associação positiva entre picos de máxima velocidade do vento com predominâncias entre **NE** e **SE**, intervalo onde se encontra a predominância do efeito de brisas marítimas.
- Há poucos casos de variações bruscas da direção do vento, o que é bom para aproveitamento de vento para fins eólicos, pois a regularidade do vento em determinadas direções evita fadigas nas turbinas e rotores.
- Em média, os valores de turbulência e rajadas são menores do que os encontrados na literatura, fator favorável ao aproveitamento eólico. Há uma tendência de diminuição da turbulência com a altura.
- Nas análises das médias horárias por estações do ano, observa-se que as estações de transição (Outono e Primavera) apresentam os maiores valores médios de velocidade

do vento, em alguns casos, o que pode estar relacionado com a intensificação dos gradientes de pressão nestas estações.

- Os padrões de velocidade do vento nas três regiões analisadas (Litoral, Agreste e Sertão) são bastante diferentes, principalmente na região de Sertão (Água Branca), que apresenta um padrão particular, evidenciando seus máximos de velocidade do vento no período noturno.
- Os padrões de temperatura também são bastante diferentes entre as três regiões, evidenciando maior gradiente de temperatura nas regiões do Agreste e Sertão, talvez relacionado ao fato de conterem menos umidade que o Litoral, o que faz com que a diferença entre máximos e mínimos de temperatura seja maiores.
- Os parâmetros locais em Feliz Deserto mostraram relação entre si com os padrões de vento na região. A estabilidade atmosférica determinada pelo número de Richardson e pela frequência de Brunt- Vaisala são coerentes, e mostram maior situação de estabilidade atmosférica durante todo o ciclo anual, maior no período de verão e diminuindo à medida que se aproxima o inverno.

SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Fazer um estudo detalhado e com maior base de dados para determinar o motivo das mudanças bruscas de direção do vento em algumas estações do ano, no Litoral, Agreste e Sertão de Alagoas. Embora se tenha levantado a hipótese da causa ser ondas de gravidade, os dados disponíveis de pressão atmosférica em Feliz Deserto não mostraram a variação característica de tal fenômeno, mostrado detalhadamente por NAPPO, 2002.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O.C.; MORAES, O.L.L.; SILVA, R.; ANABOR, V.; BITENCOURT, D.P.; ZIMMERMANN, H.R.; MAGNAGO, R.O.; DEGRAZIA, G.A. **Surface to atmosphere Exchange in a river Valley Environment**. Journal of Applied Meteorology, v. 46, p. 1169-1181, 2007.

ACEVEDO, O.C.; MORAES, O.L.L.; SILVA, R. **Turbulence observations at the edge of a cliff**. Symposium on Boundary Layers and turbulence, p. 592-595, Wageningen, 2002.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA – ANEEL. Disponível em: <www.aneel.gov.br>. Acesso em Novembro de 2008.

AMARANTE, O. A. C.; DA SILVA, F. J. L. **Atlas do Potencial Eólico Brasileiro**. Camargo Schubert Engenharia Eólica, Centro de Pesquisas de Energia Elétrica/CEPEL. Brasília, 2001.

AVEL PEN AR BED - APAB . Disponível em: <www.apab.org/fr/page.php?id_rubrique=3&id_sous_rubrique=23>. Acesso em Dezembro de 2008.

ARYA, P. **Introduction to Micrometeorology**. Academic Press, vol. 2, 420 p, 2001.

ASSIS, J. S. **Atlas escolar alagoas: Espaço geo-histórico e cultural**. João Pessoa, 208p, 2007.

ASSUNÇÃO FILHO, T. R. **A utilização da energia eólica em circuladores de ar**. 2003, 115p. Dissertação (Mestrado profissional em Engenharia Mecânica), Universidade Estadual do Maranhão, São Luís.

BANDEIRA, M.M. **Regionalização do regime eólico no Nordeste do Brasil**. Departamento de Ciências Atmosféricas, DCA/UFPB. 62p, 1990.

BANTA, R.M.; COTTON, W.R. **An analysis of the structure of local wind systems in a broad Mountain Basin.** Journal of applied Meteorology, Fort Collins, v. 20, p. 1255-1266, 1981.

BOMBARDI, R. J. ; CARVALHO, L.M.V. **Variabilidade do regime de monções sobre o Brasil: o clima presente e projeções para um cenário com 2XCO₂ usando o modelo MIROC.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 23, p. 58-72, 2006.

BURTON, T.; SHARPE, D.; JENKINS, N.; BOSSANYI, E. **Wind energy Handbook.** British Library, v.1, 609p, 2001.

CAMARGO, A.S.G. **Análise da operação das usinas eólicas de Camelinho e Palmas e avaliação do potencial eólico de localidades no Paraná.** 2005, 206p. Dissertação (Mestrado em Tecnologia), Centro Federal de Ensino Tecnológico. Curitiba.

CAMELO, H.N. **Estudo numérico do vento Aracati para caracterização de seu Potencial eólico.** 2007, 93p. Dissertação (Mestrado acadêmico em ciências Físicas aplicadas), Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

CATALDI, M.; MACHADO, C.O.; GUILHON, L.G. F.; CHAN, C.S.; GOMES, J.L.; BUSTAMENTE, J.F. **Análise de Previsões de Precipitação obtidas com a utilização do modelo ETA como insumo para modelos de previsão semanal de vazão natural.** Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 12, p. 5-12, 2007.

CAVALCANTI, I. F. A.; RAI, A.; ROZANTE, J. R. **Regime de precipitação na região de monção da América do Sul em simulações de mudanças climáticas.** XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, 2006.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. **Climatology of South American cold fronts.** VII International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Wellington. 2003.

CENTRAIS ELÉTRICAS BRASILEIRAS S/A - ELETROBRÁS. Disponível em:
<www.eletronbras.gov.br>. Acesso em Novembro de 2008.

CHAN, C.S. **Modelo Regional ETA**. Revista Climanálise, v. 1, 1996.

COMPANHIA PARANAENSE DE ENERGIA - COPEL. Disponível em:
<www.copel.com>. Acesso em Dezembro de 2008.

COSTA, G. B.; LYRA, R.F.F.; QUEIROZ, M. R.; RABELO, F. D. **Detecção do efeito de brisas no litoral e no agreste de Alagoas**. V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, Santa Maria, 2007.

COTTON, W.R.; GEORGE, R.L.; KNUPP, K.R. **An intense quasi-steady thunderstorm over mountainous terrain**. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 39, p. 328-342, 1982.

CRUZ, G.S. **Manutenção zonal da corrente de jato sobre a América do Sul**. 1998, 100p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

CRUZ SEGUNDO, E.I.; PEREIRA, E.B. **Mapeamento Eólico da Ilha de Marajó (PA) usando o Modelo ETA**. XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, 2008.

DA SILVA, J.K.A. **Caracterização do vento e estimativa do potencial eólico da região de tabuleiros costeiros (Pilar, Alagoas)**. 2007. 79p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió.

DAS, D.KI. **Environmental Baseline Data Collection at Diablillos Property, Argentina**. In: Mendoza, 15p. 1998.

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA- USP. Disponível em:
<www.geografia.fflch.usp.br>. Acesso em Dezembro de 2008.

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – USP. Disponível em:
<www.dca.iag.usp.br>. Acesso em Dezembro de 2008.

DIEBRENNSTOFFZELLE, 2007 . Disponível em:
< www.diebreennstoffzelle.de/alternativen/wind/index.shtml>. Acesso em Dezembro de 2008.

DOS SANTOS, A.J.B. **Micrometeorologia de um cultivo de cana-de-açúcar em Alagoas**. 2001. 91p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió.

ELETROBRÁS. **Atlas eólico do Estado de Alagoas**, v. 1, 67p. 2008.

ENERGIA RENOVÁVEL NO MUNDO. Disponível em:
<www.renewableenergyworld.com>. Acesso em Janeiro de 2008.

FERNANDES, M.F. **Caracterização genética de rizóbios nativos dos tabuleiros costeiros eficientes em culturas do guandu e caupi**. Revista Pesquisa agropecuária Brasileira, v. 38, 75 p, 2003.

FISCH, G.F. **Características do perfil vertical do vento no centro de lançamentos de foguetes de Alcântara (CLA)**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.14, p. 11-21, 1999.

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE DE RIO GRANDE - FURG. **Elementos de Climatologia: Maré meteorológica, Monções e Nevoeiros**. 2009.

GOMES FILHO, M.F. **Cadernos de Dinâmica**. v.1, 68 p, 2002.

GONÇALVES, M.C.; JOCHEM, K.G.; CÚRCIO, V.R.; OLIVEIRA, A.P.; FUENTES, M, V.; DE QUANDRO, M.F.L. **Bloqueios ocorridos próximos á América do Sul e efeitos no Litoral de Santa Catarina**. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, 2006.

HOLTON, J. **An Introduction to Dynamic Meteorology**, v. 2, 198p, 2004.

ICHIBA, S.H. **Estudo das temperaturas do ar no Estado do Paraná**. 2006, 124 p. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá, Maringá.

INSTITUTO NACIONAL DE ENGENHARIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO – INETI. **Atlas eólico de Portugal**. Departamento de energias renováveis- unidade de energia eólica e dos oceanos, Universidade de Aveiro, 2000.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). Disponível em: www.inmet.gov.br. Acesso em 17 de Março de 2009.

INSTITUTO DE TECNOLOGIA PARA O DESENVOLVIMENTO - LACTEC. **Documento interno**, 2006.

JERVELL, J.T. **Estudo da influência das características do vento no desempenho de aerogeradores**. Relatório do Projeto Final, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Mestrado Integrado em Engenharia Mecânica, 69 p, 2008.

JORGE, M.P. P.; M; MANZI, A.O.; ALVALÁ, R.C. S.; PRASAD, G.S.S. D.; SÁ, L.D. A.; GIELOW, R.; ARLINO, P.R. A.; DIAS, M.A.F. S.; FREITAS, E.D.; SOUZA. A. **Análise preliminar dos dados de SODAR relativos á camada limite do pantanal sulmatogrossense**. IX Congresso Latino-americano e Ibérico de Meteorologia, VIII Congresso Argentino de Meteorologia, Buenos Aires, 2001.

LONDON ARRAY PROJECT. Disponível em: www.londonarray.com. Acesso em Dezembro de 2008.

LYRA, R. F. F. **Predominância do vento na região de tabuleiros costeiros próximo a Maceió**. X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, 1998.

MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R.A.; PEREIRA, E.B.; MANTELLI, S.; CHAGAS, R. C.; THOMAZ, C.; ANDRADE, E. **Projeto SONDA - Rede Nacional de Estações para a coleta**

de dados meteorológicos aplicados ao setor de energia. I Congresso Brasileiro de Energia Solar, Fortaleza, 2007.

MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R.A.; PEREIRA, E.B. **O aproveitamento da energia eólica.** Revista Brasileira de Ensino de Física, v.1, p. 1-13, 2008.

MONTEITH, J. L. **Vegetation and the Atmosphere.** Academic Press, v.1, 278 p, 1975.

MORAES, N. O. ; PIMENTEL, L. C. G.; MARTON, E. **Simulações Numéricas da Formação de Ilha de Calor na Região Metropolitana do Rio de Janeiro.** Anuário do Instituto de Geociências/UFRJ, Universidade Federal do RJ, v.28, p.116-138, 2005.

MUNHOZ, F. C.; GARCIA, A. **Caracterização da velocidade e direção predominante dos ventos para a localidade de Ituverava SP.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.23, p. 30-34, 2008.

MITSUMA, Y; TSUKAMOTO, O. **Studies on spatial structure of wind gust.** J. Appl. Meteorology, v.28, p. 1155- 1160, 1989.

NAPPO, C.J. **An introduction to atmospheric Gravity waves.** International Geophysics, v.2, 310 pg, 2002.

NEVES, E.C.G. **Energia eólica.** Universidade Federal de Pelotas, 2004.

NOGUÉS- PAEGLE, P.L. **Understanding the South America Monsoon,** Meteorologica, v.27, p. 3-32, 2002.

National Renewable Energy Laboratory – NREL. **Arquivos de Fotos.** 2001. Disponível em: <www.nrel.gov.br>. Acesso em Novembro de 2008.

OLIVEIRA JÚNIOR, J.F.; PIMENTEL, L.C.G.; LANDAU, L. **Avaliação da estabilidade atmosférica na região da Central Nuclear Almirante Álvaro Alberto.** CNAAA. V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, Santa Maria, 2007.

PAIVA NETO, A. C.; LYRA, A.A.; CHAN, C.S.; PEREIRA, E.B. **Estimativa preliminar do potencial eólico sobre o Estado de Santa Catarina**. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, 2004.

PARK, J. **The Wind Power Book**. Cheshire Books, v.30, 253 p, 2001.

PARKER, M.J.; WEBER, A.H.; BUCKLEY, R.L. **Short Term Climatological Wind Data as a Tool for Wind Forecasting**. Weather and Forecasting. American Meteorological Society, Boston, 2004.

PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapotranspiração**. FESALQ, 1183p, 1997.

PEREIRA, J.E.; GOMES FILHO, C.A.G.; ZORZANELLI, F.; ESCOPEL, E.; AMARANTE, O.A.C.; SILVA, F.J.L.; ROCHA FILHO, L. G. R. **Mapeamento do Potencial Eólico do Estado do Espírito Santo em Resolução de 250m x 250**. II Congresso de inovação tecnológica em energia elétrica, Salvador, 2003.

PEREIRA, M. **Circulações locais**, 2003. Disponível em:

<www.atmosphere.mpg.de/enid/2__Sistemas_de_circula__o/-_Circula__o_Local_3v5.html>.

Acesso em Dezembro de 2008.

PEZZI, L. P.; ROSA, M. B; BATISTA, N. N. M. **A Corrente de Jato Subtropical na América do Sul**. Revista Climanalise, v. único, 1996.

PICADO, A. LOPES, C. **Estrutura vertical da temperatura**. Apostila, Universidade de Aveiro, 2007.

QUEIROZ, M.R. **Termodinâmica da Camada Limite Atmosférica na Amazônia TECLA - Influência dos Efeitos Locais e dos Fenômenos de Meso-Escala.** 2008, 127p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió.

RAMALHO, C.M.S. **Parametrização do arrasto ondulatório em modelos atmosféricos: Teoria Linear.** 2004, 80p. Dissertação (Especialização em Meteorologia), Universidade de Lisboa, Lisboa.

REICHMANN NETO, F; NUNES, L. **O mercado de energia no Brasil.** Audiência pública-Senado. Brasília, 2008.

REIS JÚNIOR, N.C. **Fundamentos da dispersão atmosférica.** Departamento de Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, 2005.

ROCHA, C. H. E. A. **Análise do comportamento do vento na região do tabuleiro costeiro próximo a Maceió.** 1999, 45p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió.

ROCHA, C. H. E; LYRA, R. F. F. **Ocorrência de brisas na região de tabuleiros costeiros próximo a Maceió –Al.** XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, 2000.

ROSAS, P.A. C; ESTANQUEIRO, A.I. **Guia de projeto elétrico de centrais eólicas,** v.1, p. 79, 2003.

ROSENBERG,N.J.; BLAD, B.L.; VERMA, S.B. **Microclimate – The Biological Environment,** v.1, 495p, 1983.

SATYAMURTY, P. **Rudimentos de Meteorologia Dinâmica,** v. 2.195 p, 2004.

SERHI – Secretaria de Estado de Recursos Hídricos e Irrigação – Núcleo de Meteorologia e Recursos Hídricos de Alagoas – NMRG – AL, Posto: Maceió (01), 2003.

SILVA, A.R. **Ondas orográficas sobre a Cordilheira dos Andes em latitudes subtropicais: Estudos de Caso.** 2002, 114p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

SILVA, A.R. **Estudo observacional do regime de vento no Estado de Alagoas, nos períodos seco e de transição seco-chuvoso.** 2009, 100p. Trabalho de Conclusão (Bacharelado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió.

SILVA FILHO, V.P; VISWANADHAM, Y; DOS SANTOS, J.M. **Determinação da constante de Von Kármán a partir de dados coletados na Amazônia.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.07, pg. 535-541, 1992.

SOBRINHO, M.A.M. **Fontes renováveis de energia.** Universidade Federal de Pernambuco, 2003.

SOUZA, M. M. de A.; SAMPAIO, E.V.S.B. **Variação temporal da estrutura dos bosques de mangue de Suape - PE após a construção do porto.** Acta Brasileira de Botânica, v.15, n.1, p. 1 – 12, 2001.

STULL, R.B. **An introduction to boundary layer meteorology.** Kluwer academic publishers, 667p, 1988.

SUTTON, O.G. **Micrometeorology – A study of physical processes in the lowest layers of the Earth's atmosphere,** v..2, 333 p, 1977.

SUZLON ENERGY LIMITED. Disponível em:
<www.suzlon.com>. Acesso em Janeiro de 2008.

TERCIOTE, R. **A energia eólica e o meio ambiente.** 4º Encontro de energia do meio rural. Campinas, 2002.

TSALJ; TSUANG.B. **Aerodynamic roughness over an urban area and over two farmlands in a populated area as determined by wind profiles and surface energy flux measurements.** Agricultural and Forest Meteorology, v.132, p.154–170, 2005.

VENTOS DO SUL ENERGIA. Disponível em:

<www.ventosdosulenergia.com.br>. Acesso em Novembro de 2008.

VERA, C.; W. HIGGINS; T. AMBRIZZI; J. AMADOR; R. GARREAUD; D. GOCHIS; D. GUTZLER; D. LETTENMAIER; J. MARENGO; C. R. MECHOSO; NOGUES-PAEGLE; P. L.; SILVA DIAS, M.A; ZHANG, C. **Toward a Unified View of the American Monsoon Systems**. J. Climate, v.19, p. 4977-5000, 2006.

VIANELLO, R. L.; ALVES, R. A. **Meteorologia Básica e Aplicações** – Viçosa: UFV, 449 pg. 2000.

VICENTE, E. C; SANSIGOLO, C. A; PEREIRA FILHO, A. J. **Características das Precipitações Convectivas na Área de Abrangência do Radar Meteorológico de São Paulo**. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, 2002.

ZERI, L.M.M. **Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do pantanal Matogrossense nos períodos úmido e seco**. 2002, 116p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

This document was created with Win2PDF available at <http://www.win2pdf.com>.
The unregistered version of Win2PDF is for evaluation or non-commercial use only.
This page will not be added after purchasing Win2PDF.