

Climatologia Aplicada à Geografia

Hermes Alves de Almeida





Universidade Estadual da Paraíba

Prof. Antonio Guedes Rangel Junior | *Reitor*

Prof. José Etham de Lucena Barbosa | *Vice-Reitor*

Editora da Universidade Estadual da Paraíba

Luciano do Nascimento Silva | *Diretor*

Antonio Roberto Faustino da Costa | *Diretor-Adjunto*

Conselho Editorial

Presidente

Luciano do Nascimento Silva

Conselho Científico

Alberto Soares Melo

Cidoval Moraes de Sousa

Hermes Magalhães Tavares

José Esteban Castro

José Etham de Lucena Barbosa

José Tavares de Sousa

Marcionila Fernandes

Olival Freire Jr

Roberto Mauro Cortez Motta



Editora filiada a ABEU

EDITORA DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DA PARAÍBA

Rua Baraúnas, 351 - Bairro Universitário - Campina Grande-PB - CEP 58429-500
Fone/Fax: (83) 3315-3381 - <http://eduepb.uepb.edu.br> - email: eduepb@uepb.edu.br

Hermes Alves de Almeida

**CLIMATOLOGIA APLICADA À
GEOGRAFIA**



Campina Grande

2016

Editora da Universidade Estadual da Paraíba

Luciano do Nascimento Silva | *Diretor*

Antonio Roberto Faustino da Costa | *Diretor-Adjunto*

Design Gráfico

Erick Ferreira Cabral

Jefferson Ricardo Lima Araujo Nunes

Lediania Costa

Leonardo Ramos Araujo

Divulgação

Zoraide Barbosa de Oliveira Pereira

Revisão Linguística

Elizete Amaral de Medeiros

Normalização Técnica

Jane Pompilo dos Santos

Copyright © EDUEPB

A reprodução não-autorizada desta publicação, por qualquer meio, seja total ou parcial, constitui violação da Lei nº 9.610/98.

Depósito legal na Biblioteca Nacional, conforme Lei nº 10.994, de 14 de dezembro de 2004

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL – UEPB

551.6
A447C

Almeida, Hermes Alves de.

Climatologia aplicada à geografia [Livro eletrônico]./ Hermes Alves de Almeida. Campina Grande: EDUEPB, 2016.
6000 KB. 317 p.: il.

Modo de acesso: World Wide Web.
<<http://www.uepb.edu.br/ebooks/>>

ISBN: 978-85-7879-315-9 (papel)
ISBN EBOOK: 978-85-7879-316-6

1. Climatologia. 2. Geografia. 3. Estudo do clima. 4. Meteorologia. 5. Camada de ozônio. 6. Poluição. 7. Temperatura do ar. I. Título.

21. ed.CDD

AGRADECIMENTO

Os nossos agradecimentos a Deus, pela oportunidade em disponibilizar esta obra à comunidade científica, aos meus pais e irmãos, a minha esposa, Maria da Saete Marinho de Almeida, aos meus alunos e ex-alunos do curso de Geografia da UEPB, ao Profº Antonio Roberto Faustino da Costa e a toda equipe da Eduepb.

“Saber finalizar uma fase da vida
requer tanta sabedoria quanto para
iniciar”

Pe. Fábio de Melo

Sumário

APRESENTAÇÃO	17
CAPÍTULO I	
A ATMOSFERA TERRESTRE	19
Introdução	19
Espessura e Massa	20
Constituição e Importância	20
Formação da Atmosfera	21
Características Físicas e Condições de Contorno	22
Composição da Atmosfera Atual	23
Importância dos Principais Gases	
Atmosféricos	26
Destruição da Camada de Ozônio	31
O Buraco na Camada de Ozônio	32
Efeito Estufa e Aquecimento Global	35
Estrutura Vertical da Atmosfera	39
A Poluição do Ar	46

Tempo e Clima	47
Fatores e Elementos Meteorológicos e/ou Climáticos.....	51
Variabilidade Climática	52
Mudanças Climáticas	54
Escalas Temporais do Clima	56
Exercícios Propostos	57

CAPÍTULO II

OS AVANÇOS DA METEOROLOGIA E AS APLICAÇÕES

NA GEOGRAFIA	61
Introdução	61
A Evolução da Meteorologia.....	65
Como se faz a Previsão Climática?.....	66
Previsão Numérica do Clima e o Supercomputador.....	68
Meteorologia e Previsão de Tempo no Brasil.....	74
Observações e Estações Meteorológicas de Superfície	76
Exercícios Propostos.....	81

CAPÍTULO III

CONSEQUÊNCIAS METEOROLÓGICAS DOS

MOVIMENTOS DA TERRA	83
Introdução	83
Forma da Terra	84
Pontos, Linhas e Planos de Referência	85
Coordenadas Terrestres.....	87
Fusos Horários	90
Movimentos Relativos Terra-Sol.....	93

Tempo Sideral e Solar	102
Exercícios Propostos	106

CAPÍTULO IV

PRESSÃO ATMOSFÉRICA	109
Introdução	109
A Pressão Atmosférica e a Experiência de Torricelli	110
Variações Locais da Pressão Atmosférica	113
Ajuste da Pressão ao Nível Médio do Mar	114
Configurações Típicas do Campo de Pressão	117
Isóbaras e Superfícies Isobáricas	118
Centros de Alta e de Baixa Pressão	118
Exercícios Propostos	121

CAPÍTULO V

MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS	125
Introdução	125
Circulação Geral da Atmosfera e Ventos Predominantes	131
Células de Circulação Meridional	133
Zona de Convergência Intertropical	135
Ventos Periódicos e Circulação Local	140
Brisas Marítima e Terrestre	140
Brisas do Vale e de Montanha	142
Monções	144
Exercícios Propostos	146

CAPÍTULO VI

MASSAS DE AR	149
Introdução	149
Classificação das Massas de Ar	150
Massa de Ar Fria	151
Massa de Ar Quente	152
Principais Massas de Ar Que Atuam na América do Sul	152
Frentes e Frontogênese	154
Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis	159
Furacões	160
Exercícios Propostos	163

CAPÍTULO VII

IRRADIÂNCIA SOLAR E TERRESTRE	167
Introdução	167
Processos de Transferência de Energia	170
Aspecto Ondulatório	172
Espectro Eletromagnético da Radiação Solar	173
Definições de Irradiância e Unidades de Medidas .	177
Irradiância Solar no Topo da Atmosfera	178
Irradiância Solar Global (Direta Mais Difusa)	180
Interação da Radiação Solar com a Superfície Terrestre	181
Leis da Radiação	182
Balanço de Energia no Sistema Terra-Atmosfera .	184
Instrumentos para Medir a Irradiância Solar	188
Exercícios Propostos	192

CAPÍTULO VIII

TEMPERATURA DO AR	195
Introdução	195
Termometria	196
Unidades de Medidas	202
Variação Temporal e Espacial	203
Determinação da Temperatura Média do Ar.....	205
Oscilação Anual da Temperatura do Ar.....	207
Principais Características Do Regime Térmico na Paraíba	211
Distribuição Espacial da Temperatura	218
Oscilações Seculares	218
Equador Térmico	219
Exercícios Propostos.....	222

CAPÍTULO IX

UMIDADE ATMOSFÉRICA	225
Introdução	225
Pressão Parcial de Vapor e de Saturação	226
Determinação da Pressão de Saturação de Vapor .	228
Determinação da Pressão Parcial de Vapor.....	231
Definição de Umidade Relativa.....	232
Determinação da Umidade Relativa	234
Déficit de Pressão de Saturação de Vapor.....	234
Determinação da Umidade Relativa Média Diária .	235
Instrumentos Para Medir Umidade Relativa.....	236
Variação Espaço-Temporal da Umidade do Ar....	237
Temperatura do Ponto de Orvalho	238
Exercícios Propostos.....	243

CAPÍTULO X

NUVENS E METEOROS.....	247
Introdução	247
Constituição e Formação das Nuvens	247
Classificação das Nuvens.....	249
Nuvens Orográficas e Especiais.....	254
Nebulosidade.....	257
Meteoros	258
Meteoritos	260
Asteroides.....	262
Exercícios Propostos.....	264

CAPÍTULO XI

PRECIPITAÇÃO PLUVIAL.....	267
Introdução	267
Núcleos de Condensação.....	268
Teoria para o Desenvolvimento de Gotas	269
Processo de Condensação.....	269
Tipos de Precipitação	271
Frontal ou Ciclônica	271
Convectiva	272
Orográfica.....	280
Formas da Precipitação	281
Principais Mecanismos Indutores da Chuva no Semiárido Nordeste.....	282
Pluviometria	283
Distribuição da Chuva em Algumas Localidades da Paraíba.....	288
Exercícios Propostos.....	292

CAPÍTULO XII

VENTOS	295
Introdução	295
Medições e Variações do Vento.....	297
Instrumentos de Medidas dos Ventos	298
Direção Predominante do Vento.....	304
Principais Tipos de Ventos.....	304
Sistemas de Ventos Locais.....	306
Exercícios Propostos.....	307

CAPÍTULO XIII

CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA.....	309
Introdução	309
Classificação Climática de Köppen	312
Subtipos e Variedades do Clima na Classificação de Köppen	316
As Principais Características Climáticas do Brasil .	319
O Domínio Equatorial.....	320
O Domínio Tropical	320
O Domínio do Semiárido.....	321
O Domínio Subtropical.....	322
Exercícios Propostos.....	324

REFERÊNCIAS CONSULTADAS

E/OU CITADAS	325
---------------------------	------------

APRESENTAÇÃO

A importância crescente do estudo do clima e da sua aplicação em diferentes áreas do saber fez da Meteorologia uma ciência indispensável na formação acadêmica de várias áreas científicas e, em especial, a de Geografia (Licenciatura e Bacharelado).

A existência de outros livros textos de Meteorologia e/ou de Climatologia recomendados para outras áreas científicas não elimina a necessidade deste, porque, na sua maioria, exige conhecimento da Física e Matemática que nem sempre é do domínio do estudante de Geografia.

Para facilitar ainda mais o aprendizado da Climatologia, os temas foram descritos e ordenados de forma cronológica, com encadeamento de capítulos, com conteúdos apresentados numa linguagem fácil, descritos, praticamente, passo a passo, e sem exigir nenhuma demonstração de equações clássicas e/ou aplicações na sua forma direta.

As ilustrações apresentadas no texto e as listas de exercícios propostos, no final de cada capítulo, contribuem, essen-

cialmente, dentro da lógica do aprendizado teórico, ministrado na sala de aula, para a sua aplicação prática. Esse procedimento pedagógico auxilia no aprendizado da Climatologia, cujos métodos são essencialmente meteorológicos, mas os objetivos e os resultados são geográficos.

Relata-se, ainda, que esta simples obra prescreve o conhecimento básico da Meteorologia e Climatologia e destina-se, especialmente, à formação do Geógrafo (Licenciado e Bacharel), do Agrônomo, de estudantes de ciências da natureza e/ou de áreas afins, que necessitam desse conhecimento científico para aplicá-lo nas respectivas áreas e/ou temas de atuação.

Este livro, originário de apontamentos de aulas, resulta de quase três décadas de estudos da Meteorologia aplicada à Agrometeorologia, Climatologia e em Ciências correlatas. Por isso, acredita-se que esta obra, contribuirá de forma efetiva na melhoria do conhecimento e do entendimento do Tempo e do Clima, da variabilidade natural do clima, das mudanças climáticas e das suas aplicações.

Campina Grande, PB, julho de 2016.
Professor Dr. Hermes Alves de Almeida

CAPÍTULO I

A ATMOSFERA TERRESTRE

INTRODUÇÃO

Desde épocas muito remotas, os homens se dão conta da presença do ar. Essa presença era atribuída, inicialmente, a figuras de divindades, como os deuses dos ventos, das tempestades, dos relâmpagos, etc. Com o progresso do conhecimento científico, as características reais do ar foram se tornando mais conhecidas.

Sabe-se, atualmente, que esse AR circunda o planeta Terra formando uma **camada**, denominada de **atmosfera**, com algumas centenas de quilômetros de espessura, presa a Terra pela força gravitacional, sendo mais densa nas proximidades do solo e mais rarefeita à medida que se afasta da superfície.

O **efeito cromático** produzido pela dispersão da luz solar sobre o planeta Terra faz com que esse geoide apareça com uma coloração azul brilhante. Efeito esse que existe, também, em outros planetas do sistema solar que também possuem atmosfera.

ESPESSURA E MASSA

Do ponto de vista físico, não há um limite definido que separe a atmosfera terrestre do meio interplanetário. Presume-se que ela tenha uma espessura de cerca de mil quilômetros, embora 99% da densidade concentram-se nas camadas mais baixas e diminuem progressivamente com a altitude.

Dentre todas as camadas que constituem a Terra, a atmosfera é a mais tênue, cuja massa é um milhão de vezes menor que a da superfície sólida da Terra ($5,975 \times 10^{24}$ kg).

No âmbito da Meteorologia, considera-se a espessura da atmosfera da ordem de 80 a 100 km. Essa camada predominantemente gasosa é muito delgada, quando se compara com o raio médio da Terra (6.371 km), por equivaler a 1,6 %. Destaca-se, ainda, que os primeiros 20 km da atmosfera são considerados os mais importantes, porque é nessa faixa onde ocorre a maioria dos fenômenos meteorológicos e equivale, em espessura, a 0,3 % do raio deste planeta. Por isso, justifica-se a crescente preocupação em preservá-la.

A densidade da atmosfera, mesmo ao nível médio do mar, onde é mais elevada é menor que um milésimo da densidade das rochas. A composição da atmosfera pode até ter variado, desde sua origem, muito embora isso não seja fácil de comprovar. O lançamento de gases na atmosfera pelos vulcões, ao longo do tempo geológico, fornece subsídios que sustentam sua variabilidade.

CONSTITUIÇÃO E IMPORTÂNCIA

A constituição da atmosfera é algo “sui generis”, uma vez que partículas sólidas, massas líquidas e elementos gasosos se misturam conferindo-lhes características peculiares. Somente

em circunstâncias especiais, os gases combinam entre si, como ocorre nas reações fotoquímicas; de resto, comportam-se como simples misturas mecânicas.

Os gases rarefeitos da alta atmosfera, sujeitos às altas temperaturas, caracterizam outro estado da matéria, denominados de plasma, que é também chamado de gás ionizado, por concentrar quantidades elevadas de energia.

Sem a atmosfera, certamente, a Terra seria um planeta privado de vida como a conhecemos e apresentaria o aspecto semelhante e desolado da Lua.

A atmosfera desempenha várias e importantes funções, tais como: protege o planeta das radiações nocivas (ultravioleta) e de outras vindas do espaço, fornece oxigênio para manutenção da vida de seres aeróbicos, absorve e retém parte do calor irradiado pelo Sol e pelos corpos terrestres, evita variações extremas de temperaturas entre o dia e a noite, provoca a desintegração de alguns meteoritos, redistribui, através da chuva, a água evaporada dos mares, além de conter outros gases indispensáveis à vida.

FORMAÇÃO DA ATMOSFERA

No primeiro estágio de resfriamento da superfície da Terra, originou-se uma crosta sólida cheia de rachaduras, onde eram expelidos materiais incandescentes. Esses primeiros gases, presos pela ação da gravidade, dão ao planeta Terra sua primeira atmosfera. Por volta de 4 a 4,5 milhões de anos, os primeiros vulcões teriam atravessado a crosta terrestre e liberado esses gases.

Dois gases foram fundamentais para condicionar a atmosfera atual: o vapor d'água e o gás carbônico. Com a diminuição da temperatura com a altitude, o vapor d'água, à medida que ascendia, condensava-se e voltava à superfície na forma líquida.

Esse mecanismo contribuiu para resfriar a superfície do planeta e com o passar do tempo (milhões de anos), o impacto das gotas d'água sobre a superfície foi lentamente desgastando a mesma (erosão) e ajudando a esculpir a superfície, formando o relevo.

Em virtude da intensa atividade vulcânica, o dióxido de carbono (CO_2), vapor de água (H_2O), dióxido de enxofre (SO_2) e de nitrogênio (NO_2) eram liberados do interior da Terra, o que fez aumentar a quantidade de gases (hidrogênio, amônia e metano) nessa atmosfera recém-formada.

A concentração média da atmosfera primitiva era, em valores aproximados, de 40,0 % de nitrogênio; 30,0 % de dióxido de carbono; 25,0 de vapor de água; 5,0 % de metano e vestígio de amônia.

Com o surgimento de organismos vivos e, sobretudo, os vegetais clorofilados por realizarem um processo fisiológico denominado de fotossíntese (processo pelo qual células vegetais produzem oxigênio), a atmosfera foi aos poucos sendo enriquecida com oxigênio, até atingir o teor atual.

Há alguns milhões de anos, a atmosfera entrou em equilíbrio e se mantém, embora seja possível que fenômenos como esse possa alterá-la. As atividades vulcânicas atuais são reduzidas, se comparadas com épocas passadas, mas esses gigantes e poderosos podem entrar em atividade.

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E CONDIÇÕES DE CONTORNO

As características físicas da atmosfera são tão complexas que seria quase impossível o homem simulá-las fielmente, em condições de laboratório, mesmo dispondo de um acervo

científico da área e de tecnologias avançadas (satélites, computadores, geotecnologias, dentre outros).

As condições de contorno que são submetidas à atmosfera constituem, por si só, num grande desafio. As propriedades diversificadas da crosta terrestre; superfícies líquidas com diferentes temperaturas, blocos continentais com topografia e vegetação variadas e outras são situações físicas que variam no tempo e no espaço, impedindo uma formulação matemática rigorosa.

O contorno externo, de limites, de fenômenos e de trocas de propriedades pouco conhecidas, torna ainda mais complexo o estabelecimento de modelos físico-estatísticos. Mesmo os supercomputadores ainda estão muito aquém das necessidades meteorológicas e, por isso, torna-se necessário simplificar as equações diferenciais que regem o comportamento da atmosfera. Há, também, uma enorme variação de escalas espacial e temporal dos fenômenos meteorológicos, desde segundo até milhares de anos de duração, e de centímetros até dezenas de quilômetros, que complicam ainda mais os estudos meteorológicos.

Existe, ainda, uma outra grande dificuldade na modelagem atmosférica que é a composição do ar, uma vez que os constituintes se apresentam em todas as formas de estado da matéria, devido às mudanças de fase, as reações química e fotoquímica, os diferentes regimes de escoamento, desde laminar ao turbulento, da brisa suave aos incontroláveis tornados, tudo isso deve ser considerado nos estudos e prognósticos da atmosfera.

COMPOSIÇÃO DA ATMOSFERA ATUAL

Análises de amostras de ar colhidas ao nível do mar acusam, em média, a seguinte composição percentual, eliminando-se a umidade. De forma majoritária, a atmosfera é cons-

tituída por dois gases: nitrogênio (78%) e oxigênio (21%). São também seus constituintes naturais os *gases inertes*: Argônio (Ar), Criptônio (Kr), Hélio (He), Neônio (Ne) e Xenônio (Xe). Esses sete gases formam a *matriz atmosférica*. A presença dos gases inertes resulta de uma sequência de evolução da atmosfera cujo “tempo de residência” é extremamente longo. O He, por exemplo, é o que tem menor tempo de residência (um milhão de ano).

Há na atmosfera um grande número de outros gases de extrema importância física, química e biológica, destacando-se: o dióxido de carbono (CO_2), o ozônio (O_3) e o vapor d'água (H_2O).

É importante destacar que a maior parte da massa atmosférica é constituída por dois gases majoritários (N_2 e O_2), embora exista uma grande quantidade de constituintes ocupando um diminuto volume.

Na atmosfera terrestre, há um grupo de gases com concentração quase constante, até cerca de 25 quilômetros de altitude, denominados de “permanentes” ou “invariáveis”. Os gases de teor “variável” são aqueles que variam no tempo e no espaço.

Tabela 1- Constituinte de teores invariável e variável do ar atmosférico (até 25 km de altitude), em % ou em PPM, de acordo com a Organização Meteorológica Mundial (OMM)

COMPONENTES DE TEOR INVARIÁVEL		COMPONENTES DE TEOR VARIÁVEL	
Constituintes	(% de volume)	Constituintes	(% de volume)
Nitrogênio (N ₂)	78,084	Vapor d'água	0,0 a 7,0
Oxigênio (O ₂)	20,946	Dióxido de Carbono (CO ₂)	0,0 a 0,038
Argônio (Ar)	0,934	Ozônio (O ₃)	0,0 a 0,01
Criptônio (Kr)	1,14 PPM	Dióxido de Enxofre (SO ₂)	0 a 1,0 PPM
Neônio (Ne)	18,18 PPM	Dióxido Nitrogênio (NO ₂)	0 a 0,02 PPM
Xenônio (Xe)	0,09 PPM	Metano (CH ₄)	0 a 2 PPM
Hélio (He)	5,24 PPM	Cloreto de Sódio (NaCl)	Até 20 PPM

Fonte: Vianello, R. L.; Alves, A. R (2012).

Embora o nitrogênio seja o constituinte mais abundante na atmosfera, paradoxalmente, ele não desempenha nenhum papel relevante, em termos químico ou energético, nas proximidades da superfície terrestre. Na baixa atmosfera, o N₂ atua como reservatório de calor sensível participa do transporte de massa e serve, evidentemente, para compor as propriedades físicas do ar. Já, na alta atmosfera, esse gás absorve um pouco de energia solar de pequeno comprimento de onda (ultravioleta) passando a forma atômica.

O nitrogênio presente na molécula de vários compostos orgânicos vegetais (proteínas) não é oriundo da atmosfera, mas do solo. Alguns seres vivos têm a capacidade de fixá-lo a partir do nitrogênio atmosférico. Citam-se algumas algas, rizo-

bactérias, frequentemente encontradas nos nódulos das raízes de plantas da família *Leguminosae* e em determinados microorganismos do solo.

Os gases atmosféricos naturais fazem parte de ciclos geológicos, sempre com tendência ao equilíbrio dinâmico, em que os oceanos e florestas atuam na maioria das vezes, como reservatórios, tanto para suprir deficiências quanto para absorver excessos.

De uma forma simplificada, infere-se que existem *sítios de produção* (fonte) e *de consumo* (dreno) desses gases, havendo reciclagem natural. Por isso, um *sítio* pode atuar como fonte, num determinado momento, e dreno em outro.

Em função dessa dinâmica é conveniente falar em composição **atmosférica média**, haja vista a variação no tempo e no espaço. Um dos fatores que pode afetar significativamente a composição média são as **erupções vulcânicas**, por injetarem grande quantidade de gases e partículas na atmosfera, em intervalos de tempo reduzido.

IMPORTÂNCIA DOS PRINCIPAIS GASES ATMOSFÉRICOS

Sob o ponto de vista meteorológico, admite-se que os gases mais importantes da atmosfera são: oxigênio (O_2), ozônio (O_3), vapor d'água (H_2O) e dióxido de carbono (CO_2).

Oxigênio

O oxigênio desempenha um papel essencial do ponto de vista biológico: torna possível a vida aeróbia na Terra, possibilita a oxidação de compostos orgânicos, através da respiração, e a formação do ozônio na atmosfera. O elemento oxigênio captado

pelos seres vivos provém de três fontes principais: gás oxigênio (O_2), gás carbônico (CO_2) e água (H_2O).

Acredita-se que o oxigênio livre (molecular), necessário à vida aeróbia, apareceu na atmosfera após o surgimento dos primeiros seres vivos, que teriam sido anaeróbios. O principal mecanismo de produção deste é a fotossíntese, que libera o O_2 a partir da fotólise da água.

O O_2 é captado pelas plantas e animais e utilizado na respiração. Nesse processo, átomos de oxigênio se combinam com átomos de hidrogênio formando moléculas de água. A água formada na respiração é em parte eliminada para o ambiente através da transpiração, da excreção e das fezes, e em parte usada nos processos metabólicos. Dessa forma, os átomos de oxigênio incorporados à matéria orgânica podem voltar à atmosfera pela respiração e transpiração do organismo, que produzem água e gás carbônico. A água é utilizada, também, pelas plantas no processo da fotossíntese. Nesse caso, os átomos de hidrogênio são aproveitados na síntese da glicose, enquanto os de oxigênio são liberados na forma de O_2 . O oxigênio presente no CO_2 poderá voltar a fazer parte de moléculas orgânicas através da fotossíntese.

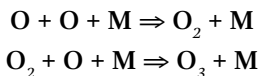
Ozônio

Na alta atmosfera, o oxigênio molecular (O_2) se dissocia quando absorve energia ultravioleta proveniente do Sol, cuja combinação se processa da seguinte forma:



Os átomos de oxigênio, assim formados, podem se combinar entre si ou com outras moléculas ou átomos de outros

constituintes atmosféricos. Para a formação de ozônio, a combinação se processa da seguinte forma:



A presença da molécula (M) de um gás qualquer é importante para absorver a energia química liberada durante a combinação. A essa liberação de energia, atribui-se o aquecimento da atmosfera observado em torno de 30 km de altitude.

O **Ozônio** (ou **Ozono**) se forma, quando as moléculas de oxigênio (O_2) se rompem devido à radiação ultravioleta e os átomos separados combinam-se individualmente com outras moléculas de oxigênio. O O_3 é uma variedade alotrópica do elemento oxigênio, porque ao invés de dois átomos contém três. Sua coloração é azul pálida.

O ozônio é um constituinte atmosférico com característica peculiar. Sua presença na superfície é bastante reduzida, podendo, aumentar nas proximidades de aglomerados industriais ou com a queima de combustíveis fósseis. Nestes casos, o ozônio é considerado um poluente, em virtude do seu poder oxidante, causando grandes danos à vegetação e à saúde humana e animal.

Embora o ozônio seja encontrado em quase toda atmosfera, na parte mais baixa (troposfera), a concentração é relativamente pequena enquanto que, na estratosfera, alcança um máximo à cerca de 30 km. A concentração varia com a latitude e, em uma dada latitude, com a época do ano, hora do dia e, ainda, com maior ou menor atividade solar. Na altitude entre 25 e 35 km, define-se, normalmente, como sendo a “camada de ozônio”.

Por ser um gás instável, o ozônio ao absorver a radiação solar ultravioleta se dissocia, produzindo uma molécula e um

átomo de oxigênio. Estudos da distribuição de ozônio na atmosfera revelam haver um equilíbrio entre os processos naturais de gênese e distribuição desse gás, porque a sua concentração média vem se mantendo quase constante e no nível conveniente aos seres vivos.

O equilíbrio assegurado pelos processos naturais de formação e destruição do ozônio é muito delicado, pois se todo ozônio atmosférico fosse concentrado junto à superfície, sob pressão e temperatura normais, formaria uma camada com apenas **três milímetros** de espessura.

Graças às propriedades radiativas que o ozônio possui, ele se torna um dos mais importantes gases da atmosfera terrestre. A importância se dá por absorver parte da radiação ultravioleta, impedindo assim que esta radiação letal chegue à superfície da Terra, o que provocaria a morte de organismos unicelulares (algas, bactérias, protozoários) e de células superficiais de plantas e animais. Esta radiação pode, também, danificar o material genético (DNA) das células. A incidência de câncer de pele tem sido correlacionada com a intensidade da radiação ultravioleta.

Por um lado, sabe-se que o excesso de radiação ultravioleta, que passaria a atingir a superfície terrestre, caso a concentração de ozônio diminuísse, causaria grandes queimaduras na epiderme dos seres vivos. Por outro, se a concentração de ozônio aumentasse a ponto de absorver totalmente a radiação ultravioleta, não haveria a formação de vitamina D no organismo animal e, como consequência, a fixação do cálcio e fósforo, indispensáveis aos tecidos ósseos.

As pesquisas médicas mais recentes indicam que os benefícios dos raios solares superam os seus possíveis malefícios para a pele. A exposição solar faz bem para o esqueleto, fortalece o sistema imunológico e regula a pressão arterial. O Sol é a prin-

principal fonte de vitamina D do organismo. Esse micronutriente é essencial para a saúde.

Nos ossos, a vitamina D aumenta a absorção de cálcio, o que faz com que banho de Sol seja indicado para combater o raquitismo na infância e osteoporose na velhice. A exposição ao Sol ajuda a fortalecer o sistema imunológico, através de células de defesa mais vigorosa, e, por isso, diminui o risco de infecção.

Nos pâncreas, níveis adequados de vitamina D reduzem os riscos de diabetes do tipo 2. No cérebro, o Sol tem ação antidepressiva, porque a vitamina D proporciona aumento na liberação de substâncias cerebrais associadas à sensação de bem-estar e euforia, com as endorfinas.

Como a vitamina D tem um papel essencial no processo de multiplicação celular, a redução poderá aumentar os riscos de incidências do câncer, sobretudo, de próstata, mama, pulmão e intestino. Destaca-se, ainda, para que todos esses benefícios sejam alcançados, basta expor os braços ou as pernas ao Sol, duas vezes por semana, durante cinco a trinta minutos, dependendo do tipo de pele de cada um, enquadrado em seis tipos mais comuns, os chamados fototipos. O fototipo 1, por exemplo, é de pele muito branca, e o tempo necessário de exposição ao Sol para síntese da vitamina D é de 5 minutos e o do fototipo 6, pela negra, é de 8 minutos.

Amplia-se, atualmente, um grande debate sobre a destruição da camada de ozônio pela ação de algumas substâncias lançadas na atmosfera, devido à industrialização, tais como: o óxido de nitrogênio (NO), que é liberado em explosões nucleares e por aviões supersônicos, e a clorina (Cl), derivada do cloro-flúor-carbono (CFC), especialmente, o Freon-11 (CFCl₃) e Freon-12 (CF₂Cl₂).

Os conhecidos perigos advindos do desequilíbrio, causado pelo homem, nos processos naturais de formação e de destruição do ozônio, têm provocado protestos e movimentos de alerta no mundo. A constante poluição atmosférica por substâncias químicas altamente eficazes em destruir o ozônio, como o cloro-flúor-carbono, usado em *sprays*, o *gás freon*, empregado na indústria de refrigeração, e a liberação contínua de fumaça pelas aeronaves, em tráfego na alta atmosfera, têm sido apontadas com as principais causas responsáveis pela redução na quantidade normal de ozônio na atmosfera.

DESTRUIÇÃO DA CAMADA DE OZÔNIO

Apenas o ozônio, na atmosfera, exerce a importante função de absorver a radiação ultravioleta, por ser essa prejudicial à vida humana, dos animais e das plantas. Por isso, explica-se que a vida surgiu na Terra junto com o oxigênio e, portanto, os seres vivos sempre foram protegidos desse tipo de radiação.

Os CFCs que são compostos formados por cloro, flúor e carbono, foram obtidos pela primeira vez, em 1928, pela DuPont, atendendo a uma solicitação da General Motors.

O CFC ao chegar à estratosfera é decomposto pelos raios ultravioletas, o Cl existente é liberado e reage quimicamente com o O₃, regenerando-se em seguida. Cada átomo de Cl pode destruir 100 mil moléculas de O₂. Por ser estável, somente após cerca de 170 anos, metade da quantidade liberada no ar ainda permanece na atmosfera.

A partir dos anos 60, percebeu-se uma nítida diminuição anual do conteúdo da camada de ozônio, a nível mundial. Essa diminuição é da ordem de 4% por década, em média, e há

indícios ou tendência que esse decréscimo possa permanecer por mais décadas.

Embora o CFC seja considerado o “vilão” da destruição da camada de ozônio, substância essa produzida artificialmente pelo homem moderno e usado nos processos de refrigeração, ar condicionado, dentre outros, há outras substâncias tais como: **tetracloro de carbono** (solvente), **dióxido de nitrogênio** (usado na composição do ácido nítrico), **metil clorofórmio** (anestésico e solvente) utilizados em lavagem a seco e no ramo farmacêutico e os “halons” (usado em alguns tipos de extintores) que são dez vezes mais destruidores do ozônio que os CFC, mesmo assim, não existe nenhum tipo de restrição ou proibição.

O BURACO NA CAMADA DE OZÔNIO

O buraco da camada de ozônio é um fenômeno tipicamente Antártico. Atualmente os cientistas já sabem por que o buraco surge logo após o inverno austral. As quantidades de cloro e bromo são praticamente uniformes ao longo de toda a estratosfera.

Na Antártica, há alguns fatores especiais que condicionam a liberação dos átomos de cloro e bromo que são destruidores do ozônio. Esses fatores estão associados a um “vórtice polar” que circula em torno da Antártica durante o inverno. O ar circundante é extremamente frio durante a longa noite polar (alcança valores inferiores à -90 °C), a ponto de formar nuvens atípicas mesmo na sequíssima estratosfera.

O musgo, que desempenha um papel vital nos ecossistemas polares, é capaz de retornar à vida e seguir crescendo depois de mais de 1.500 anos congelado na Antártida. Esses estudos foram os primeiros a mostrarem a sobrevivência de tão longo

prazo em uma planta, antes só se tinha conhecimento de bactérias.

Os musgos formam uma parte importante do sistema biológico em ambas as regiões polares e são as plantas dominantes em vastas regiões que fornecem o maior armazenamento de carbono, especialmente no norte.

A presença dessas nuvens faz com que as espécies de cloro ativo (cloro atômico), monóxido de cloro (Cl) e de bromo (Br) fiquem disponíveis durante longo tempo para reagirem com o ozônio. Por isso, quase a metade da concentração de ozônio é misteriosamente sugada da atmosfera. Esse fenômeno deixa à mercê uma área de 31 milhões de km², maior que toda a América do Sul, ou 15% da superfície do planeta. No Brasil, essa camada ainda permanece com 95% do tamanho original.

Na agricultura, a maior quantidade de ozônio na baixa atmosfera poderá causar perda na safra, por inibir a fotossíntese e produz lesões nas folhas. Nos animais, provoca irritação e ressecamento das mucosas do aparelho respiratório, além de envelhecimento precoce. Testes mostraram que o ozônio, em elevadas concentrações, destrói proteínas e enzimas e nos seres humanos, causam envelhecimento precoce, queimaduras, câncer de pele e catarata.

VAPOR D'ÁGUA

Vapor de água ou vapor d'água é o nome dado à própria água no seu estado gasoso. O vapor d'água é encontrado em suspensão principalmente nas camadas baixas da atmosfera.

O vapor d'água atua na atmosfera como **agente termoregulador**, interferindo na distribuição de temperatura, participando ativamente dos processos de absorção e emissão de calor e

atuando como “veículo de energia” ao transferir calor latente de evaporação, de um local para outro.

O vapor d'água absorve cerca de cinco vezes mais irradiação terrestre que todos os outros gases combinados e responde pelas temperaturas mais altas na baixa troposfera, onde há maior concentração.

Além dessas características, o vapor d'água é o único constituinte da atmosfera que muda de estado em condições naturais e, em consequência disto, é o responsável pela origem das nuvens e por uma extensa série de fenômenos atmosféricos importantes (chuva, neve, orvalho, etc.).

A concentração de vapor d'água além de ser relativamente pequena, uma vez que dificilmente ultrapassa 4% em volume, é extremamente variável no tempo e no espaço e, em geral, diminui com a altitude. Nas regiões tropicais quentes e úmidas, por exemplo, o vapor d'água pode ser encontrado, próximo à superfície, em proporção tão alta quanto 40 g por quilograma de ar; nas zonas polares frias e “secas”, essa quantidade pode diminuir para algo em torno de $0,5 \text{ g.kg}^{-1}$ (0,05%).

DIÓXIDO DE CARBONO

O dióxido de carbono, ou anidrido carbônico é um composto constituído por dois átomos de oxigênio e um átomo de carbono (representação química é CO_2). Embora presente em pequenas proporções, desempenha, também, a exemplo do vapor d'água, o papel de **termorregulador**, sendo **absorvedor eficiente de radiação de ondas longas** (emissão terrestre).

A crescente emissão de CO_2 na atmosfera, em razão do uso generalizado de combustíveis fósseis, representa uma preocupação uma vez que o aumento possa causar um superaqueci-

mento na atmosfera, com o conseqüente desequilíbrio do clima no Globo.

Do total de dióxido de carbono existente na Terra, cerca de 98 % se encontram dissolvido na água dos oceanos, sob a forma de bicarbonato e o restante está na atmosfera, onde sua concentração oscila muito pouco, algo em torno de 0,5 g por kg de ar. Essa concentração pode aumentar nas proximidades de grandes parques industriais e de conglomerados urbanos.

Há um intercâmbio contínuo de gás carbônico entre a atmosfera e os seres vivos (respiração e fotossíntese), os materiais da crosta (combustão e oxidação) e os oceanos. Cerca de 90 % dos principais constituintes vegetais não provêm do solo e sim da atmosfera, através da atividade fotossintética. O carbono, integrante das moléculas sintetizadas pelos vegetais provém do gás carbônico atmosférico.

O CO₂ desempenha também um papel energético de destaque no sistema globo-atmosfera, por absorver parte da energia emitida pelos corpos terrestres, como será oportunamente comentado.

Em regiões montanhosas, por exemplo, o vapor d'água e o dióxido de carbono têm a importante função de manter a atmosfera aquecida. Os topos por receberem mais irradiância durante o dia que os vales, porque a espessura da atmosfera a atravessar é menor.

EFEITO ESTUFA E AQUECIMENTO GLOBAL

O efeito estufa é um processo que ocorre quando uma parte da irradiância solar refletida pela superfície terrestre é absorvida por determinados gases presentes na atmosfera. Como conseqüência disso, o calor fica retido, não sendo liberado ao espaço.

O efeito estufa dentro de uma determinada faixa é de vital importância, pois, sem ele, a vida como a conhecemos não seria possível.

Os principais gases responsáveis por aprisionar ou bloquear a saída da irradiância para o espaço são: metano (CH_4), dióxidos de nitrogênio (NO_2) e de carbono (CO_2) e os três gases flúor (HFC, PFC, SF_6), associados ao vapor d'água (H_2O), dão origem ao efeito Estufa. O metano e o óxido nitroso formam, junto com o gás carbônico, o trio dos principais gases de efeito estufa. Apesar de existirem na atmosfera em quantidades bem menores que o CO_2 , eles são contabilizados em partes por bilhão (ppb) e são bem mais eficientes na retenção do calor.

Os potenciais de aprisionamento da radiação infravermelha do metano e do óxido nitroso são, respectivamente, de 21 e 300 vezes maior que o do CO_2 . Esses gases formam uma capa protetora que impede o escape da irradiância terrestre para o espaço exterior.

Desde a Revolução Industrial, no final do século 18, a concentração de CO_2 aumentou cerca de 100 ppm, passou de 280 para 381 ppm em 2008. As concentrações de metano eram de 715 ppb (partes por bilhão) passou para 1.774 ppb e a de óxido nitroso de 270 para 319 ppb. Se não houver mudança nos modelos atuais de agricultura, o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), projeta que até 2030, o NO_2 e o CH_4 cresçam de 35 a 60 % em decorrência do uso crescente de fertilizantes à base de nitrogênio e do aumento de rebanhos em todo o mundo.

O efeito estufa é um fenômeno que acontece desde a formação da Terra e é necessário para a manutenção da vida no planeta, sem ele a temperatura da Terra ficaria em torno de 17°C negativos.

O primeiro cientista a formalizar uma teoria sobre o efeito dos gases estufa foi Jean-Baptiste Fourier, em 1827. Ele mostrou que o efeito de aquecimento do ar dentro das estufas

de vidro, utilizadas para manter plantas de climas mais quentes no clima mais frio da Europa, se repetiria na atmosfera terrestre.

Em 1860, o cientista britânico John Tyndall mediu a absorção de calor pelo gás carbônico e pelo vapor d'água e o primeiro a introduzir a ideia que as grandes variações na temperatura média da Terra, ocorridas nas épocas extremamente frias, as chamadas “idades do gelo”, ou as muito quentes (época da transição do Cretáceo para o Terciário), poderiam ser devido às variações da quantidade de dióxido de carbono na atmosfera.

O aquecimento global é o aumento da temperatura terrestre não somente numa zona específica, mas em todo o planeta. As causas dessa elevação ainda é objeto de muitos debates entre os cientistas que procuram explicar se esse aumento provém de causas naturais ou antropogênicas. Para entender melhor esse tema, a Figura 1 mostra a relação entre a concentração de dióxido de carbono na atmosfera e a temperatura média do ar.

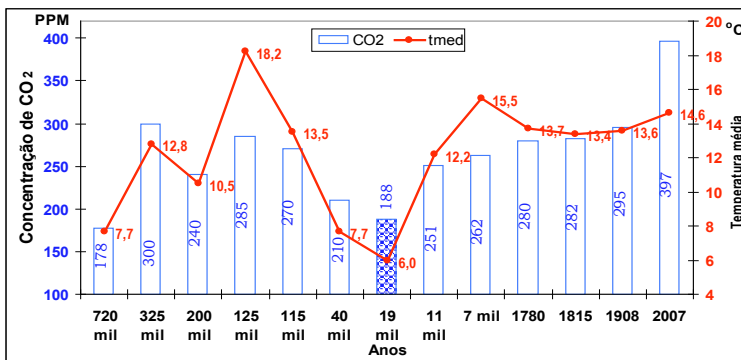


Figura 1- Relação entre a concentração de dióxido de carbono na atmosfera e a temperatura média do ar.

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Como pode ser visto na Figura 1, não há uma relação tão direta entre o aumento na concentração de CO₂ e a temperatura. Existem oscilações temporais desses dois elementos, porém nada de excepcional aos 14,6 °C atuais, comparados com os 18,2; 6,0 ou com os 15,5 °C ocorridos, respectivamente, há 125, 19 e 7 mil anos atrás. Há variações temporais na quantidade de dióxido de carbono e na temperatura, ou seja, existem variabilidades que podem ser de origem natural, por ações antrópicas ou por processos interativos, que ainda precisam ser elucidadas cientificamente.

Observa-se (Figura 1) que a temperatura média do planeta há 125 e há 7 mil anos atrás, por exemplo, era maior que atual (14,6 °C). A concentração de CO₂ na atmosfera, há 325 mil anos passados, era até maior que a existente nos séculos 18, 19 e 20. Portanto, não parece ser tão óbvia assim a afirmação que esse aumento se deva a atividade antrópica. Constata-se, entretanto, que houve um aumento de cerca de 100 PPM na concentração de CO₂ nos últimos 200 anos. Há relatos na literatura que indicam defasagem da ordem de 40 anos, entre a emissão do CO₂ e o efeito.

Desde 1815 (Figura 1), constata-se um aumento gradual da temperatura global, que pode ser, também, uma flutuação natural desse elemento. Tais flutuações têm ocorrido naturalmente durante várias dezenas de milhões de anos ou, por vezes, mais bruscamente, em décadas. Essas oscilações podem explicar as variabilidades do clima na Terra ou que elas sejam uma consequência do aumento do Efeito Estufa.

No capítulo VIII, será mostrada uma análise comparativa da temperatura do ar em duas localidades da Paraíba (Campina Grande e Areia) a fim de averiguar se há ou não aumento de temperatura ou se o aquecimento global é um mito, fato ou uma realidade cada vez mais próxima.

ESTRUTURA VERTICAL DA ATMOSFERA

A atmosfera terrestre pode ser considerada como sendo um “envelope” gasoso, relativamente fino que envolve o planeta, sendo de fundamentação importância à vida na Terra, pois atua como sede dos fenômenos meteorológicos e, também, como determinantes da quantidade e da qualidade de irradiância solar que atinge a superfície.

A atmosfera terrestre possui uma estrutura vertical extremamente variável quanto a inúmeros aspectos: composição, temperatura, umidade, pressão, etc. Para fins acadêmicos, costuma-se dividir a atmosfera em várias camadas e cada camada tem característica própria, embora ela não seja homogênea. O ar se torna mais rarefeito à medida que a altitude aumenta, razão pela qual os alpinistas levam garrações de oxigênio consigo, ao escalam altas montanhas.

Os perfis verticais da temperatura do ar, mostrados na Figura 2, representam uma atmosfera padrão, um modelo da atmosfera real. Representam o estado médio da atmosfera para todas as latitudes e estações.

A Figura 2 mostra as camadas atmosféricas até cerca de 100 km de altitude, destacando-se a variação da temperatura. Outras fontes poderão, eventualmente, apresentar divisões e denominações diferentes, portanto trata-se de questão meramente acadêmica.

Diversas tentativas foram feitas no sentido de dividir a atmosfera em camadas aproximadamente homogêneas, no que concerne às propriedades físicas. O **critério térmico** se fundamenta na variação da temperatura do ar com a altitude, o que permite dividir a estrutura vertical da atmosfera em sete cama-

das, aproximadamente homogêneas: troposfera, tropopausa, estratosfera, estratopausa, mesosfera, mesopausa e a termosfera.

É importante destacar que, no estudo dessas camadas, não se pode perder de vista que no meio fluido não se deve esperar que existam limites definidos entre elas. Por outro lado, não se deve esquecer que o critério térmico baseia-se na distribuição vertical média da temperatura do ar, observada em todo o planeta (Figura 2) e não a de um local qualquer. Isto quer dizer que, em um dado instante e local, as condições podem diferir da média planetária.

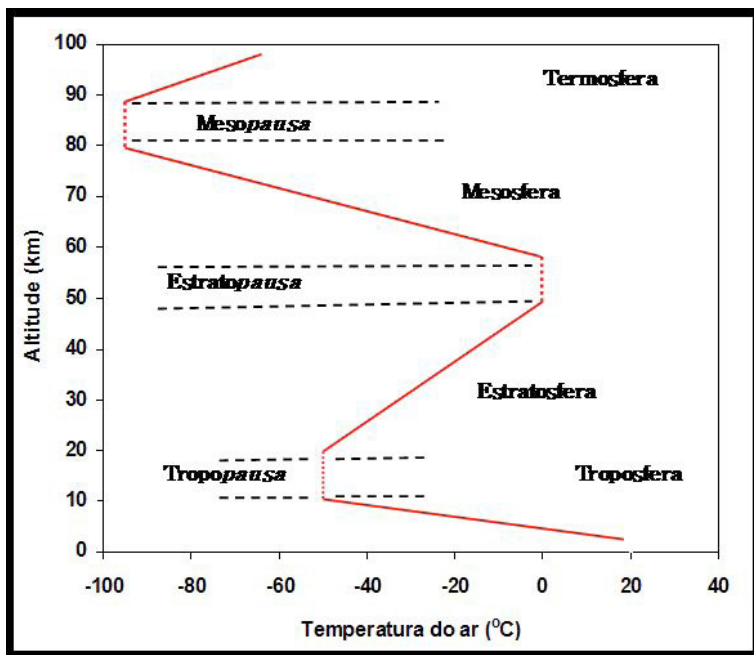


Figura 2 - Estrutura vertical média da atmosfera, de acordo com o critério térmico

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

A primeira camada da atmosfera (troposfera) contém cerca de 80% da massa total da atmosfera e é a mais fortemente influenciada pela transferência de energia e a única onde os seres vivos podem respirar normalmente. Nela, concentra-se quase a totalidade do vapor d'água da atmosfera e, por isso, propicia um ambiente natural para todos os gêneros de nuvens e dos fenômenos meteorológicos direta e indiretamente decorrentes da presença do vapor d'água.

O aquecimento basal da atmosfera efetua-se, basicamente, por condução, devido ao contato com a superfície, proporcionando o desenvolvimento de correntes aéreas verticais (ascendentes e subsidentes) que provocam transferência de calor e de vapor d'água para os níveis mais elevados da troposfera.

A rugosidade natural da superfície propicia resistência ao vento e gera turbulência, sendo maior sobre os continentes do que nos oceanos. Quanto aos movimentos atmosféricos, tanto verticais (convecção e subsidência) quanto os horizontais são intensos.

A troposfera é aquecida, principalmente, pela absorção de irradiância emitida pela superfície terrestre (ondas longas), a qual, por sua vez, se aquece pela absorção da irradiância solar (ondas curtas). A principal característica é a redução da temperatura do ar com a altitude a uma razão média de $-6,5$ °C por km, não levando em consideração a inversão térmica. Em sondagens aerológicas locais podem resultar em outros valores, já que a temperatura é bastante afetada por situações localizadas.

A **Inversão térmica** é uma camada atmosférica de espessura da ordem de uma centena de metros, ou seja, é um fenômeno no qual a temperatura ao invés de diminuir com a altitude, ela aumenta.

Nas metrópoles, em especial, a inversão térmica funciona como uma tampa para os poluentes emitidos, sobretudo devido à presença de ilhas de calor. Somente a formação de uma nuvem de grande desenvolvimento vertical consegue liberar o ar poluído para os níveis mais altos da atmosfera livre (média e alta troposfera).

Na troposfera, esses gases apresentam a seguinte composição em %: N₂ (78,1), O₂ (20,9), Ar (0,934), Ne (0,0018), He (0,00052), Kr (0,00011) e Xe (0,0000087). A velocidade do vento, em geral, aumenta com a altitude, atingindo valores máximos próximos à tropopausa, onde podem ser encontradas faixas sinuosas e quase horizontais, com cerca de 1 km de espessura, na qual a velocidade do vento facilmente ultrapassa 150 ou 200 km.h⁻¹.

A **Tropopausa** é uma camada de transição entre a troposfera e estratosfera. Caracteriza-se por uma ou mais inflexões na curva de variação da temperatura com a altitude, sendo a isotermia a sua principal característica. Nas latitudes médias, a temperatura varia de -50 a -55 °C e sua espessura é da ordem de 3 km. Nessa camada, constata-se uma redução sensível nos movimentos atmosféricos.

A **Estratosfera** estende-se, para além da tropopausa, até cerca de 50 km de altitude. De um modo geral, observa-se uma faixa aproximadamente isotérmica nos seus primeiros 20 km. A partir daí, a temperatura do ar volta a crescer com a altitude, atingindo, no topo, cerca de 0°C.

O aquecimento progressivo do ar com a altitude, observado na porção superior da estratosfera, é atribuído à liberação de energia no processo de formação do ozônio presente nessa camada (Figura 3).

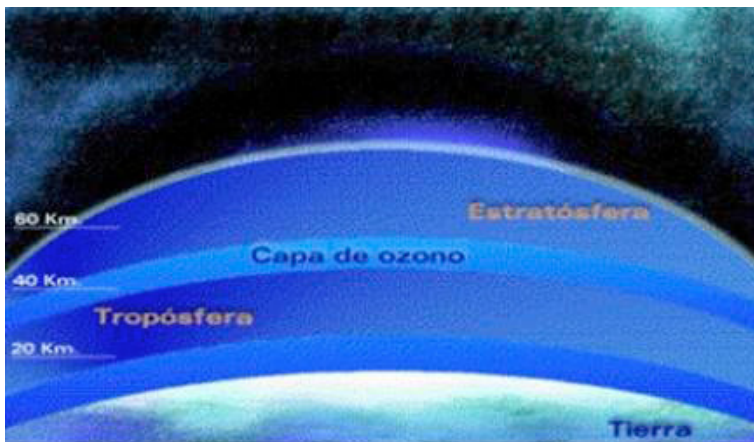


Figura 3 - Destaque da altitude onde se encontra a camada de ozônio na atmosfera

Fonte: <http://pojinha.blogspot.com.br/2007/06/aceso-15/04/2014>.

Imaginava-se, inicialmente, que a estratosfera fosse uma camada estratificada (daí seu nome). Sabe-se, atualmente, que essa camada tem uma dinâmica bastante complexa, ainda pouca estudada, face às dificuldades encontradas na obtenção de dados.

Quanto aos movimentos atmosféricos? Em razão do perfil estável de temperatura; “frio” por baixo e “quente” por cima, observa-se uma ausência quase completa dos movimentos verticais. Há, também, correntes de jatos estratosféricos, sendo a mais estudada a que se situa a 40 km de altitude, nas proximidades de 70°N, conhecida como corrente de jato da noite polar.

A **Estratopausa** é a camada de transição, cuja característica principal é isotermia em torno de zero °C e em relação à composição química, por uma queda acentuada na concentração de oxigênio molecular. A sua espessura média é da ordem de 3 a 5 km e, atualmente, existe uma grande preocupação com relação à poluição atmosférica, por ocasionar “buracos” na camada de ozônio.

A **Mesosfera** é uma camada ainda menos conhecida que a estratosfera e se estende dos 50 aos 80 km de altitude. Tem como perfil o decréscimo da temperatura com a altitude a uma taxa média de 3,5 °C/km, indicando que a temperatura volta a diminuir com a altitude, chegando ao seu limite superior a um valor aproximado de -95 °C. Nela, o vapor d'água e o CO₂ praticamente já não existem mais. Nessa camada, observa-se manifestação óptica e/ou elétrica tais como a aurora polar, devido ao predomínio da ocorrência de íons e partículas livres.

O estado de rarefação do ar é muito acentuado e os meteoritos, que penetram na mesosfera em alta velocidade (10 a 70 km.s⁻¹), normalmente entram com incandescência devido ao atrito com o ar, provocam a fusão da sua matéria e originam o fenômeno conhecido como estrela cadente. Apenas os maiores conseguem chegar à superfície terrestre.

A mesosfera sendo uma camada que é aquecida por baixo (pela camada de ozônio), o perfil de temperatura se assemelha ao da **Troposfera**. Os movimentos verticais, embora tênues, existem e a parte inferior é mais aquecida porque absorve calor da estratosfera.

Nessa camada, o ar é praticamente isento de vapor d'água e, portanto, a sua composição não difere muito do ar seco. A proporção entre N₂ e O₂ embora seja considerada existente nesta camada, a presença de moléculas torna-se cada vez mais rara, a partir da base, sendo encontrados mais na sua forma monoatômica.

A **mesopausa** é uma camada de transição entre a **mesosfera** e **termosfera** que é caracterizada pela isotérmica e cuja espessura pode ultrapassar 10 km, com limites entre 80 e 90 km. Nessa faixa, constata-se a formação de nuvens denominadas de noctilucentes (nuvem luminosa de coloração azul amarelada

que ocorre a cerca de 80 km), visíveis em certas ocasiões, especialmente, nas noites de verão, quando o Sol se encontra de 10 a 15° abaixo do plano do horizonte do observador.

A **Termosfera** se situa a partir de 90 km de altitude (Figura 2), caracterizando-se por um contínuo aumento da temperatura média do ar com a altitude. Esta camada estende-se por centenas de quilômetros em direção ao espaço, sendo seu limite superior considerado “o topo da atmosfera”.

Na termosfera, a temperatura do ar pode oscilar muito, em torno do valor médio, na ordem de centenas de graus, entre o dia e a noite. Essas temperaturas não são medidas diretamente, mas estimadas a partir da pressão e da massa específica, uma vez que o grau de rarefação não possibilita o uso de processos termométricos convencionais. A cerca de 120 km de altitude, por exemplo, a densidade do ar é estimada em $0,00002 \text{ g.m}^{-3}$, que é uma condição de rarefação muito semelhante à obtida nas mais sofisticadas câmaras de vácuo atualmente em uso.

Em decorrência da foto dissociação, a ionização começa a ocorrer por volta de 60 km de altitude e aumenta com a altitude. Embora a noção de temperatura se torne imprecisa, pode-se dizer que varia de 500 a 2000 K, dependendo da atividade solar e do horário.

Nos primeiros 50 km da termosfera, encontra-se uma camada com propriedades peculiares, a Ionosfera. Pela ação fotoquímica da radiação solar de baixos comprimentos de ondas (ultravioleta), a ionosfera apresenta considerável quantidade de átomos e moléculas ionizadas, bem como os correspondentes elétrons livres, que facilmente colidem e interagem com os que lhe conferem a propriedade de refletir eficientemente as ondas de rádio.

As camadas mais ionizadas podem absorver e refletir as ondas de rádio, dependendo da frequência da emissão radiofônica e da densidade de elétrons livres, exercendo, portanto, um papel importante na rádio comunicação que é facilmente perceptível à noite. Eventuais mudanças súbitas na atividade solar (erupções solares) provocam alterações apreciáveis na densidade de elétrons livres e podem causar um colapso nas comunicações via rádio.

A Terra é protegida por dois cinturões de Van Allen, formados por íons aprisionados pelo campo magnético terrestre e que retêm radiação cósmica que cruza o espaço. O mais próximo se situa a cerca de 3600 km de altitude acima do Equador magnético terrestre. Esses cinturões se compõem de partículas subatômicas, dotadas de elevadas energias, e têm a função de proteger a superfície terrestre do incessante bombardeio de raios cósmicos, vindos do espaço, altamente nocivos aos seres vivos.

Alguns autores consideram que existe uma outra camada superior da atmosfera que fica a mais ou menos 900 km acima da Terra, denominada de Exosfera. Nessa altitude, o ar é muito rarefeito e as moléculas de gás “escapam” constantemente para o espaço. Por isso, é chamada de Exosfera que significa a parte externa da atmosfera.

A POLUIÇÃO DO AR

A poluição atmosférica (ou do ar) pode ser definida como a introdução na atmosfera de qualquer matéria ou energia que venha a alterar as suas propriedades, afetando a saúde das espécies humana, animal e vegetal.

As fontes de poluição atmosférica além de serem inúmeras, são incontáveis as formas de impedir ou de aliviar. A

legislação ambiental é rica em detalhes e engloba dois grandes ramos: o de controle das emissões e o da qualidade do ar, ambos regulamentados pelo conselho ambiental.

Durante muito tempo, pensava-se que os elementos mais importantes para poluir o ar eram os poluentes passivos, tais como: a fuligem, o pó e o pólen. Com o avanço científico, deu-se mais atenção aos poluentes ativos, especialmente, os derivados do carbono (CO e CO₂), enxofre (SO₂), cloro, flúor, dentre outros.

Mais de uma centena de poluentes já foram identificados em suspensão na atmosfera, porém o mais inquietante é que se estima que a maior parte dos poluentes atmosféricos urbanos não foi sequer identificado. Desconhecem-se, também, seus efeitos biológicos, sobretudo a longo prazo. O que poderá ocorrer com os seres vivos que crescem em tais ambientes poluídos?

De acordo com Jacques Yves Cousteau (1910-1997), o ser humano tem três grandes problemas que foram ironicamente provocados por ele: a superpovoação, o desaparecimento dos recursos naturais e a destruição do meio ambiente.

TEMPO E CLIMA

A atmosfera é uma massa em contínuo movimento e essa movimentação induz variações nas condições meteorológicas de um determinado local e/ou região. O estado da atmosfera é descrito por variáveis que caracterizam a sua condição energética. Essa descrição pode ser feita de forma instantânea, explicando a condição atual, ou em termos estatísticos, a condição média.

O tempo meteorológico é, na realidade, algo que varia muito sobre a face da Terra. Viajantes e escritores, desde épocas

imemoriais, descreveram que as condições de **tempo** variam de local para local como também, no mesmo local, em função do tempo cronológico (dia, mês ou ano).

Define-se Tempo como sendo a soma total das condições atmosféricas de um dado local e tempo cronológico, ou seja, a descrição instantânea.

O clima é a generalização ou a integração das condições do tempo, ou seja, a sequência cronológica com, pelo menos, 30 anos de dados. Dessa forma, o **clima** refere-se a uma descrição média (média climatológica).

O Tempo e o Clima são caracterizados por variáveis (elementos) meteorológicos, tais como: pressão, temperatura, chuva, ventos, dentre outros. Embora, na definição de **clima** uma **escala** temporal é adicionada a sua descrição.

A média necessária à descrição do clima se refere a uma média aritmética de cada elemento, com uma sequência cronológica de trinta ou mais anos das condições de tempo. Com a descrição do clima, pode-se prognosticar as condições predominantes do tempo, ou seja, as mais prováveis de ocorrerem e, conseqüentemente, quais atividades relacionadas às atividades agrícolas, pecuárias, de turismo e outras têm maior possibilidade de êxito.

As Figuras 4 e 5 exemplificam, respectivamente, as descrições de tempo e do clima, usando-se, para isso, o elemento meteorológico chuva.

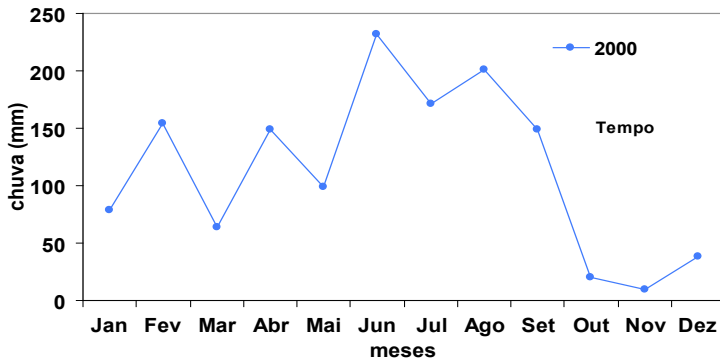


Figura 4 - Totais mensais de chuva observados em Campina Grande, PB, no ano de 2000

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

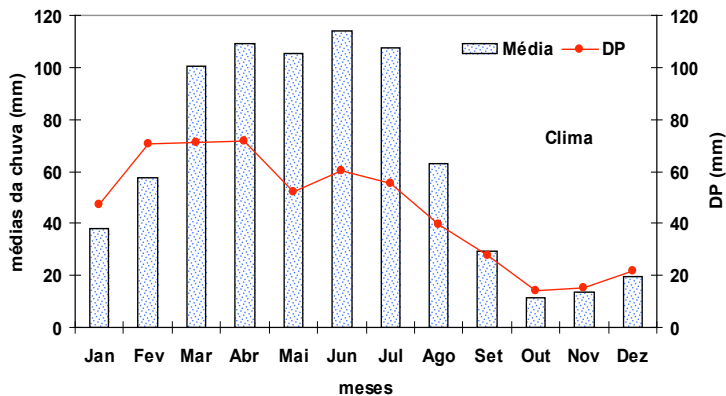


Figura 5 - Médias mensais da chuva e dos desvios padrão (DP). Campina Grande, PB, no período: 1911-2009

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

O ritmo das variações sazonais dos elementos meteorológicos, tais como: a temperatura, chuva, vento, etc., caracteriza o clima de uma região. O período mínimo de 30 anos foi escolhido pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM) com base

em princípios estatísticos de medidas de tendência central. As médias do mês ou do ano estarão sempre associadas aos desvios padrão da média. Assim, o total observado poderá oscilar para mais e para menos, em relação ao valor esperado, o equivalente ao valor do desvio padrão.

O outro indicativo do clima no Brasil é denominado de Normal Climatológica e se refere ao valor médio de uma série de dados com exatamente trinta anos de sequência contínua do tempo. Atualmente, há duas normais: 1931-1960 e de 1961 a 1990, conforme mostra a Figura 6.

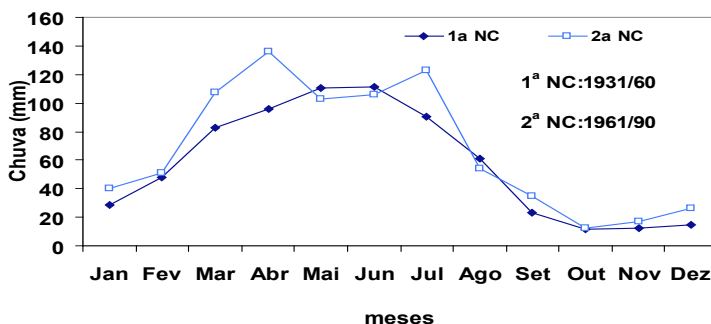


Figura 6 - Normais climatológicas (NC) da precipitação pluvial de Campina Grande, PB
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

A etimologia da palavra climatologia refere-se ao estudo científico do clima. Para os gregos, o clima significa inclinação, por se referir curvatura da superfície da Terra. Eles acreditavam que as diferenças regionais do Tempo só ocorriam do Norte para o Sul, originando as zonas tórridas, temperadas e frias.

Somente a partir de 1450, com as grandes explorações geográficas, reconheceu-se que as variações de Tempo não se

restringiam apenas aos cinturões latitudinais, mas estendiam-se por áreas irregulares, sendo afetadas pela circulação geral da atmosfera e pela distribuição e configuração dos oceanos e continentes. Por isso, o estudo científico do clima interessa pelas aplicações práticas, sendo uma ciência cujos métodos são essencialmente meteorológicos, mas os objetivos e resultados são basicamente geográficos.

FATORES E ELEMENTOS METEOROLÓGICOS E/OU CLIMÁTICOS

Didaticamente é relevante distinguir as diferenças existentes entre fatores e elementos. Os **elementos** são grandezas (variáveis) que caracterizam o estado da atmosfera, ou seja: pressão atmosférica, radiação solar, temperatura, chuva, dentre outros. Ao conjunto de variáveis que descreve as condições meteorológicas, de um dado local e instante, denomina-se elementos.

Os elementos variam **no tempo e no espaço** e são influenciados por fatores, denominados de geográficos. Os **fatores** são agentes causais que condicionam os próprios elementos, tais como: latitude, altitude, continentalidade e/ou oceanalidade, tipo de corrente oceânica, que na realidade influencia os elementos. Para exemplificar, cita-se a pressão atmosférica que diminui com a altitude. Já a irradiância solar depende da latitude, da altitude e da época do ano. Se apenas existisse o fator latitude, o clima de todos os locais com a mesma latitude seria igual.

A distinção **entre fator e elemento** pode ser em alguns casos, apenas na diferença do ponto de vista acadêmico. Certo tipo de escoamento atmosférico, por exemplo, pode ser considerado um elemento, ou um fator, se esse atuar como mecanismo regulador das chuvas.

Devido ao movimento de rotação da Terra, um local experimenta **variação diária** em suas condições atmosféricas; a face da Terra voltada para o Sol (dia) está sempre mais quente que a face oposta (noite). Essa variação diária ocorre em todos os locais, com maior ou menor intensidade, e é um fenômeno natural e, portanto, uma escala diária de variação das condições meteorológicas.

Uma escala maior de variação das condições do tempo é a **anual**, que se deve ao movimento de translação da Terra, responsável pelas estações do ano, cujas diferenças sazonais são mais intensas à medida que se afasta da linha do Equador. No entanto, é importante fazer a distinção entre variabilidade climática e mudanças climáticas.

VARIABILIDADE CLIMÁTICA

As oscilações espacial e temporal são características marcantes do tempo e do clima. A escala temporal de variação cronológica do tempo meteorológico permite compreender como era o clima terrestre no passado longínquo (paleoclima), no passado recente e como o é no presente, além de permitir, a partir de modelos, simular situações das condições do Tempo futuro.

O clima da terra passou por contínuas variações naturais ao longo de sua evolução que gerou e transformou novas organizações de ecossistemas. O último período de glaciação terminou há cerca de 10 mil anos, quando iniciou o atual período de interglaciação.

Essas mudanças climáticas envolvem fatores internos (variações no sistema solar, efeitos astronômicos sobre a órbita da Terra e atividades vulcânicas) e externos, tais como: a variabi-

lidade natural do clima e sua interação com a atmosfera, oceanos e superfície da Terra.

No entanto, o clima de um local ou de uma região tem uma variabilidade sazonal (anual) como consequência do movimento de translação. Há também muitos elementos do clima, tais como: a temperatura (T), umidade do ar (UR) e dados derivados de T e UR, que apresentam marcadas variações diárias, associadas ao movimento de rotação da Terra.

Entender as terminologias variabilidade, anomalia e mudança climática é necessário ter a ideia clara de que o clima refere-se a uma escala de tempo sequenciada de no mínimo 30 anos, podendo ainda ser prolongada a escalas maiores (eras geológicas).

Em síntese, a **variabilidade climática** é definida como sendo uma variação nas condições de Tempo em torno da média climatológica. Já a **anomalia climática** refere-se a uma dispersão extrema de um elemento da série climatológica.

Além da variabilidade de tipo cíclica, ou seja, quase periódica, o clima apresenta uma **variação natural interna**, não periódica, muito complexa, que faz com que o clima, num dado ano, seja diferente do ano anterior e dos anos seguintes. Esse tipo de variabilidade pode, em parte, ser influenciado por fatores internos, dentre os quais, destacam-se as variações da intensidade da irradiância solar e das erupções vulcânicas ou, até mesmo, da variabilidade natural associada à interação da atmosfera como os oceanos. Mesmo assim, existiria a variabilidade climática se não existisse esse tipo de variação no forçamento pela radiação solar.

A atmosfera terrestre é uma mistura mecânica de partículas sólidas, gases e massas líquidas. Na presença da luz solar, os gases reagem entre si formando-se e dissociando-se. Assim, a atmosfera terrestre funciona como um filtro à luz solar, deixando

passar apenas as ondas curtas, bloqueando a saída para o espaço parte da radiação infravermelha ou termal.

Diante deste contexto, a **variabilidade climática** deve ser entendida como uma propriedade intrínseca do sistema climático terrestre, responsável por oscilações naturais nos padrões do clima, observados em nível local, regional e global. Por isso, não deve ser confundida com a **mudança climática global** ou mesmo com o aumento da temperatura global provocado por emissões **antropogênicas** de gases causadores do efeito estufa. Muito embora alguns modelos apontem para cenários de maior variabilidade do clima (eventos extremos, menos previsíveis) como consequência da mudança climática, isto ainda não é uma questão consensual no âmbito da climatologia.

MUDANÇAS CLIMÁTICAS

A Revolução Industrial, a partir do século XVIII, marca, de forma muito clara, o início de um processo de transformações progressivas com a intensificação do uso de combustíveis fósseis, como o carvão mineral e derivados de petróleo. Com isso, vem aumentando a quantidade de gases poluentes, sendo o principal deles o CO_2 . O aumento excessivo desses gases forma uma espécie de barreira à radiação infravermelha, mantendo-a próxima à superfície de Terra, causando um aumento da temperatura.

Os principais elementos responsáveis por bloquear a saída da irradiância terrestre para o espaço são o metano (CH_4), o dióxido de nitrogênio (NO_2) e o dióxido de carbono (CO_2) que, associados ao vapor d'água, dão origem ao efeito estufa. Esse é um processo natural, sem o qual a temperatura da Terra ficaria em torno de 17°C negativos.

Diante dessa problemática a nível global, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) e United Nations Environment Programme (UNEP) criaram o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), em 1988, como o objetivo de estudar e divulgar informações técnicas, socioeconômicas e os impactos relevantes aos riscos e a mitigação dos efeitos das mudanças climáticas globais.

Para o IPCC, mudança climática é uma variação média a longo prazo estatisticamente significativa dos elementos do clima (temperatura, precipitação ou ventos) ou na sua variabilidade, durante um período extenso (que pode durar de décadas a milhões de anos).

Do ponto de vista global, as possíveis causas da mudança climática são estudadas levando-se em conta suas forçantes e seus mecanismos de interação entre o sistema terra-atmosfera-oceano, ou ainda, por ações antrópicas. A origem delas vem sendo explicada de formas diversas e a partir de diferentes perspectivas, embora a variação possa ser de ordem natural, causada pelo homem (antropogênica) ou, até mesmo, uma soma das duas. Por isso, não há ainda uma teoria comprovada capaz de concluir o que realmente está provocando o aquecimento global.

A **mudança climática** ocorrerá num período relativamente longo (séculos) e numa grande região. Os possíveis *causadores* estão diretamente relacionados à mudança nos parâmetros orbitais do planeta, ou seja, na órbita de translação e inclinação do eixo terrestre. Os fenômenos naturais (atividades vulcânicas e emissão solar) e as atividades antrópicas (desmatamento, poluição, urbanização, etc.) podem desencadear para uma variabilidade climática ou, até mesmo, para uma mudança, cujas escalas de hierarquização são apresentadas na Tabela 2.

ESCALAS TEMPORAIS DO CLIMA

As escalas temporais de ocorrências das variabilidades do clima e/ou as mudanças climáticas, podem ser agrupadas em três grandes escalas: geológica, histórica e contemporânea e hierarquizada em função da escala temporal e de causas prováveis como mostra a Tabela 2.

Tabela 2 - Hierarquização das modificações globais do clima

Denominações	Durações	Causas prováveis
Flutuação climática	Menor que 10 anos	Interação oceano-atmosfera
Variabilidade climática	10 anos a 100 mil anos	Atividades vulcânicas e mudança na emissão solar
Mudança climática	100 mil anos a 10 milhões	Mudanças na órbita de translação e na inclinação do eixo terrestre
Alteração climática antrópica	Muito curta	Atividade antrópicas: urbanização, desmatamento, desvios de rios, etc.

Fonte: Rubens Leite Vianello & Adil Rainier Alves/2012.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Há ar ou atmosfera em outros planetas?;
- 2) Descreva sobre as origens e funções principais das atmosferas primitiva e atual;
- 3) Cite quais são os gases majoritários existentes nas atmosferas primitiva e atual;
- 4) Cite as principais funções da atmosfera atual e os respectivos gases da matriz;
- 5) Cite quais as principais diferenças entre a atmosfera primitiva e atual;
- 6) Há diferença entre a atmosfera primitiva e a atual?;
- 7) Cite qual é o constituinte majoritário existente na cidade mais poluída do mundo;
- 8) Cite quais são os gases que compõem a matriz da atmosfera atual;
- 9) A atmosfera terrestre tem a mesma composição em todos os lugares?;
- 10) Por que o constituinte majoritário da atmosfera (N_2) não é considerado o mais importante?;
- 11) Explique por que na análise da composição do ar é conveniente suprimir o vapor d'água;
- 12) Cite quais são as funções principais do oxigênio e as fontes de captação pelos seres vivos;
- 13) O que ocorre com o oxigênio na alta atmosfera ao absorver radiação ultravioleta;
- 14) Quais as principais funções exercidas pelo ozônio na atmosfera?;
- 15) Descreva quais são as funções mais importantes exercidas pelo oxigênio, ozônio, vapor e dióxido de carbono na atmosfera;

- 16) Cite quais seriam as principais consequências advindas se houvesse uma redução ou um aumento na camada de ozônio;
- 17) O que significa efeito estufa? Cite quais os principais gases que o compõe;
- 18) O efeito estufa, nas condições naturais, é bom ou ruim para Terra?;
- 19) Há diferença entre efeito estufa e aquecimento global?;
- 20) Cite quais são as causas/consequências do efeito estufa/aquecimento global;
- 21) Cite qual é o constituinte atmosférico existente em maior quantidade nos centros urbanos de grandes cidades, tais como: São Paulo, Tóquio, Nova Iorque, dentre outras;
- 22) Cite quais são os produtos químicos (artificiais) responsáveis pela destruição do ozônio;
- 23) Sob o ponto de vista físico e meteorológico, qual é o limite superior da atmosfera?;
- 24) Qual é o termo que identifica o início ou fim da atmosfera?;
- 25) Como podem ser descritos os estados da atmosfera?
- 26) Definir de forma clara e concisa: tempo, clima; elemento, fator, média climatológica e normal climatológica;
- 27) Cite quais são as principais diferenças entre: tempo e clima e variabilidade e mudança climática;
- 28) Com relação ao item anterior, cite quais são as escalas “geográficas” de cada um;
- 29) De posse de uma série climatológica, defina estatisticamente como você estabelece a variabilidade natural dessa série temporal;
- 30) Utilize um conjunto de dados mensais de temperatura do ar (variando de 20 a 28 °C e com desvio de $\pm 2,0$ °C) e construa um gráfico mensal. Em seguida, indique (usando legendas) qual a curva representa o Tempo e qual o Clima;

- 31) Qual o critério que permite dividir a atmosfera em camadas?;
- 32) Com base no critério térmico, explique por que a atmosfera é heterogênea;
- 33) Na hipótese de adotar a pressão atmosférica e/ou um outro elemento, qual o entendimento que resultaria sobre a estrutura vertical da atmosfera?;
- 34) Cite em ordem cronológica as camadas da atmosfera;
- 35) Descreva as principais características físicas de cada uma das camadas da atmosfera;
- 36) Qual a característica física que predomina nas camadas de transição?;
- 37) Qual é a camada mais fria e a mais aquecida da atmosfera?;
- 38) Cite quais as características físicas que diferenciam a 1ª da 5ª camada atmosférica;
- 39) Por que a espessura da troposfera é maior no Equador e menor nos Polos?;
- 40) A troposfera é também variável com o tempo? De que forma?;
- 41) Explique como ocorre a variação percentual do vapor d'água e do CO₂ com a altitude;
- 42) Cite quais são as funções dos cinturões de Van Allen.

CAPÍTULO II

OS AVANÇOS DA METEOROLOGIA E AS APLICAÇÕES NA GEOGRAFIA

INTRODUÇÃO

O comportamento da atmosfera foi, provavelmente, uma das maiores preocupações do homem primitivo, nômade e indefeso. Diante disto, o estudo da meteorologia surgiu como a necessidade de ele se proteger.

Da antiguidade até o século XVI, as causas sobrenaturais eram atribuídas aos fenômenos atmosféricos. Somente após a invenção do termômetro e do anemômetro, por Galileu (1590), e do barômetro, por Torricelli (1644), as observações do Tempo passaram a ter um caráter mais quantitativo e regular a partir da implantação de algumas estações meteorológicas na Itália.

Com isso, a explicação dos fenômenos observados, anteriormente tidos como sobrenaturais, passaram a ser embasado nos trabalhos científicos, tais como: o da relação volume e pressão do ar (BOYLE, 1659), da influência do movimento de rotação da Terra e os ventos Alísios (HADLEY, 1735), da ele-

tricidade atmosférica (FRANKLIN, 1752), da composição do ar (LAVOISIER, 1783), dentre outros.

O prognóstico do Tempo, em base científica, tomou impulso no início do século XIX, após os avanços tecnológicos na fabricação de instrumentos de medidas meteorológicas, nos processos metodológicos e nos conhecimentos dos fenômenos atmosféricos.

Durante a primeira metade do século XIX, teve início na Europa a confecção das primeiras cartas sinóticas (Tempo). As representações na época eram tão precárias, que mostravam muito mais uma análise da retrospectiva do passado, do que um prognóstico do Tempo, propriamente dito.

Na segunda metade daquele século, a evolução do conhecimento da dinâmica da atmosfera, o aumento do número de estações de observações na Europa e Estados Unidos, o uso do telégrafo, para transmissão e intercâmbio de dados permitiram confeccionar cartas sinóticas de superfície e de altitude (Figuras 7 e 8) e associar as configurações típicas de pressão atmosférica com as condições de tempo, chuva, cobertura de nuvens, dentre outros (Figura 9).

Na análise da carta sinótica de superfície do dia 20/04/16, nota-se uma frente fria desde o sul do Paraguai, norte e nordeste da Argentina e segue pelo oceano Atlântico até um centro de baixa pressão sobre o Atlântico no valor de 1000 hPa em torno de 41°S/39°. A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) tem valor de 1020 hPa em torno de 28°S/23°W. A Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) oscila em torno de 06°N a 07°N no Pacífico e em torno de 01°N no Atlântico.

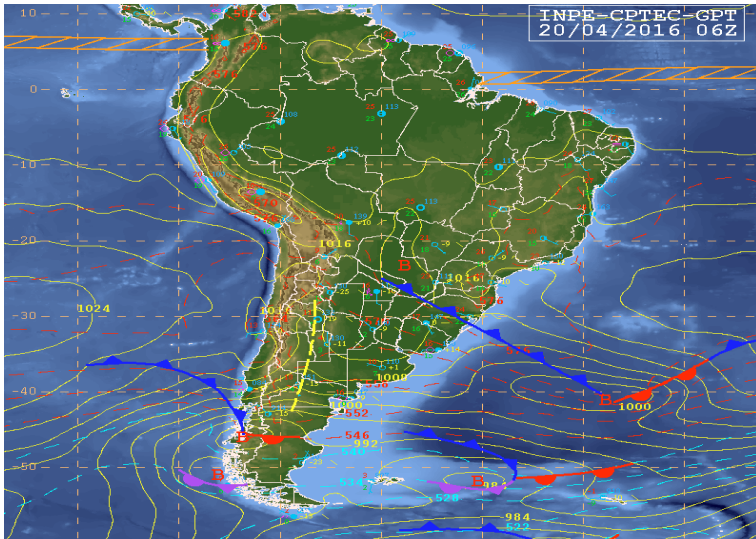


Figura 7 - Carta sinótica de superfície, com destaques para os centros de baixa (B) e alta (A) pressão e as frentes: fria (azul), quente (vermelho) e oclusa (azul e vermelho)

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/> acesso-20/04/2016.

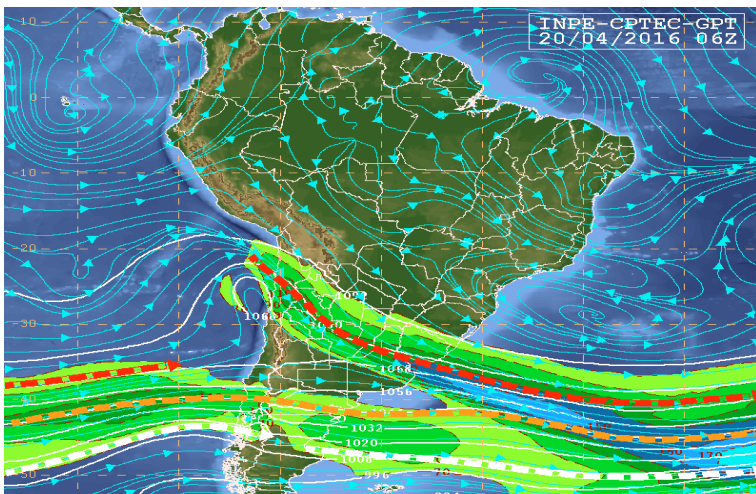


Figura 8 - Carta sinótica de altitude, com indicativos de linhas de fluxos

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/> acesso-20/04/2016.

A Figura 9 exemplifica as condições do Tempo para o dia 20/04/2016, com predominância de pancadas de chuvas fortes e isoladas nos extremos do Brasil, ou seja, no sudoeste do Rio Grande do Sul, em grande parte da Região Norte, no norte do Maranhão e do Piauí e litoral do Ceará e Rio Grande do Norte. Na costa leste do Nordeste haverá possibilidade de chuva fraca. Nas demais áreas do país, o dia será com predomínio de Sol e as temperaturas estarão elevadas na parte da tarde.



Figura 9 - Mapa com a previsão do Tempo, com os respectivos ícones de previsão

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/> acesso-20/04/2016.

A EVOLUÇÃO DA METEOROLOGIA

Do ponto de vista acadêmico, Moura (1986) sintetizou a evolução da meteorologia em três eras: empírica (de 1860 a 1920), de transição (de 1920 a 1950) e científica (de 1950 até os dias atuais). O período moderno (a partir de 1860) foi caracterizado pelo início das observações meteorológicas regulares em vários países e pela criação dos serviços de meteorologia.

Durante a era empírica (de 1860 a 1920), ocorreu a primeira divulgação e/ou previsão do Tempo, feita na Holanda, em junho de 1860, que alertava a possível ocorrência de uma violenta tormenta. No entanto, a sua divulgação só foi possível graças à invenção do telégrafo, em 1845. Em seguida, as previsões de Tempo foram feitas e divulgadas em outros países, tais como na Inglaterra, em 1861, na França, em 1863, e nos Estados Unidos, em 1870.

Na era transição (1920 a 1950), houve um grande impulso nas previsões de Tempo, principalmente após estudos de V. Bjerkens, na Noruega, sobre dinâmica da atmosfera, formação de massas de ar e frentes, de ciclone e anticlone e sua migração. A partir desses conhecimentos ficou evidente que além de observações ao nível da superfície, eram necessárias as de altitude. Assim, programaram-se as medições de direção e velocidade dos ventos, com o uso de balão piloto, do radiossonda, para medir pressão, temperatura e umidade do ar, e de aviões instrumentados.

A terceira era, a científica (a partir de 1950), teve sucesso com os métodos físicos e numéricos, com o advento dos computadores eletrônicos, na previsão de Tempo que sobrepujou a metodologia empírica ainda existente. A previsão numérica do Tempo teve um desenvolvimento extraordinário, quando passou

de modelos barotrópicos (de um só nível) para os de multinível (baroclínicos), com cobertura global.

A primeira tentativa em usar equações da física (dinâmica atmosférica), para fins de previsão do tempo, durou seis meses para se fazer a previsão de um único dia. Isso prova a necessidade de computador com resolução mais rápida dessas equações e, conseqüentemente, na previsão do tempo.

O mais recente avanço no desenvolvimento da meteorologia moderna e na previsão de Tempo foi a colocação de satélites meteorológicos geoestacionários, em órbita ao redor da Terra, fazendo parte integrante e essencial do sistema mundial de observações meteorológicas.

COMO SE FAZ A PREVISÃO CLIMÁTICA?

Da mesma forma que a previsão de Tempo, a previsão climática também é feita, utilizando modelos numéricos, que simulam o comportamento médio da atmosfera com alguns meses de antecedência.

A previsão climática indica uma tendência no comportamento dos elementos do clima em relação à média climatológica (média \geq de 30 anos). Esta previsão tem grande importância para vários setores socioeconômicos, seja na área agrícola, do turismo, dentre outra, prognosticando as condições de tempo numa determinada estação do ano ou período. Atualmente, no Brasil e no mundo, as previsões climáticas ainda estão em fase experimental.

O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera tem sido utilizado para a realização de previsão de Tempo de médio prazo, de forma experimental, no Centro de Previsão de Tempo e Estudos climáticos (CPTEC), INPE, Cachoeira Paulista, SP, desde janeiro de 1995. O modelo é espectral e a resolução utilizada é

de 62 ondas na coordenada horizontal e 28 níveis na coordenada vertical. Para exemplificar, a Figura 10 mostra um prognóstico da precipitação pluvial no trimestre especificado.

A previsão climática por consenso, para o trimestre AMJ/2016, continua indicando maior probabilidade do total trimestral de chuva ocorrer na categoria abaixo da normal (média) climatológica, com 40% de probabilidade, numa faixa que vai do norte do Pará até o leste da Bahia, Alagoas, estendendo-se por Sergipe e leste da Bahia, e/ou com 25% e 35 % de probabilidades de chover acima e em torno da média, respectivamente.

As demais áreas do País (indicadas pela área cinza no mapa) apresentam baixa previsibilidade para o referido trimestre, o que implica igual probabilidade para as três categorias. Esta previsão ainda considerou uma possível influência do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), uma vez que a condição de neutralidade está prevista para meados de 2016. Ressalta-se que padrões de variabilidade intrassazonal podem atuar no início do referido trimestre, no sentido de inibir a ocorrência de chuvas sobre o norte da Região Nordeste, bem como estabelecer o término da estação chuvosa na Região Sudeste.

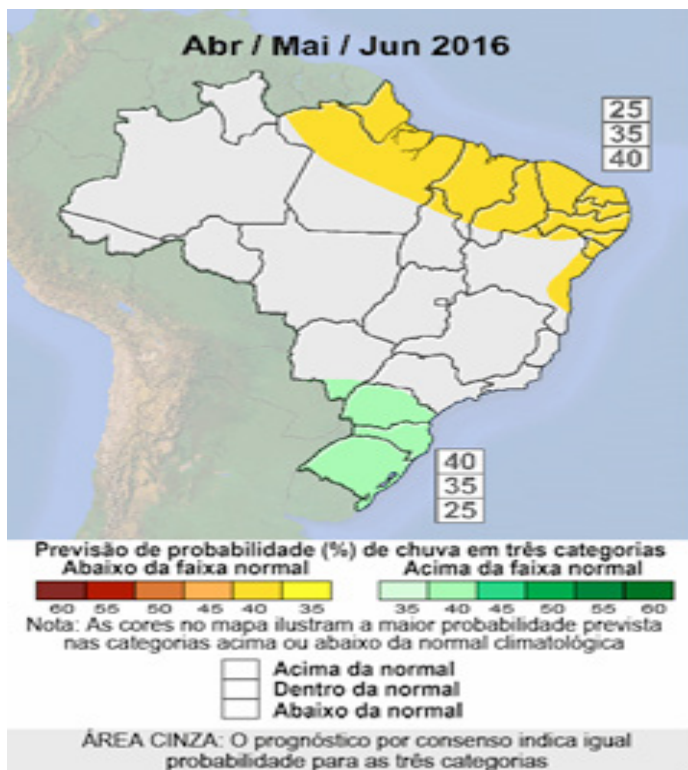


Figura 10 - Previsão de probabilidade de chuva para o trimestre abr/ mai/jun de 2016

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/> acesso-15/04/2014.

PREVISÃO NUMÉRICA DO CLIMA E O SUPERCOMPUTADOR

O Tupã é o mais recente supercomputador do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que entrou em operação no meado de 2011 e tem velocidade máxima de 258 TFlop/s, equivalente a 258 trilhões de cálculos por segundo. O Tupã, na época da sua instalação, era o 29º mais rápido supercomputa-

dor do mundo e o 3º mais poderoso entre os supercomputadores dedicados à previsão numérica operacional de tempo e de clima sazonal.

Com o Tupã, o INPE espera grande avanço e maior confiabilidade nas previsões de tempo, maior prazo de antecedência, ampliando o nível de detalhamento para 5 km na América do Sul e 20 km para todo o globo. Será possível prever ainda eventos extremos com boa confiabilidade, como chuvas intensas, secas, geadas, ondas de calor, entre outros. As previsões ambientais e de qualidade do ar também serão beneficiadas, gerando prognósticos de maior resolução, de 15 km, com até seis dias de antecedência.

A nova máquina também será fundamental para o desenvolvimento e implementação do Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global, que incorporará todos os elementos do Sistema Terrestre (atmosfera, oceanos, vegetação, ciclos biogeoquímicos, etc.), suas interações e como este sistema está sendo perturbado por ações antropogênicas (por exemplo, emissões de gases de efeito estufa, mudanças na vegetação, urbanização, etc.). Este esforço envolve um grande número de pesquisadores do Brasil e do exterior, provenientes de diversas instituições, o que se constitui num projeto interdisciplinar de desenvolvimento de modelagem climática sem precedentes entre países em desenvolvimento.

O estudo da evolução (deslocamento e desenvolvimento) de sistemas atmosféricos requer comparação de dados meteorológicos a fim de caracterizar o estado termodinâmico da atmosfera em cada ponto. Por isso, a comparação somente é possível quando esses dados são de natureza sinótica, isto é, coleta simultânea em todas as estações meteorológicas ao mesmo tempo.

Exatamente por isso, as observações meteorológicas utilizadas na previsão de Tempo obedecem a horários padronizados, ditos sinóticos, ou seja, às 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC (Unidade de Tempo Coordenado). Na Climatologia Aeronáutica, na Agrometeorologia ou em áreas afins seguem ou não esses horários em função dos seus objetivos.

A constatação de que a melhoria das previsões passava por uma colaboração entre os países fez com que, em 1873, fosse criada, em Viena, a Organização Internacional, hoje transformada em Organização Meteorológica Mundial (OMM), uma agência da ONU.

A análise da evolução do estado da atmosfera pode ser feita de duas maneiras: numérica e gráfica (ou mapa). Na análise numérica, os dados sinóticos são processados utilizando-se programas de computadores que possibilitam encontrar soluções numéricas para o complexo sistema de equações, que descreve a evolução temporal do comportamento físico da atmosfera. No caso da análise gráfica, os dados sinóticos são plotados em mapas geográficos.

A previsão moderna de tempo, principalmente, a de curto prazo (de um a três dias), associa-se aos prognósticos sinóticos (cartas isobáricas), com indicações de massas de ar, frentes, ventos, umidade e outros – ao nível de superfície e em altitude – com a previsão numérica.

O uso das duas técnicas de previsão tem muitas vantagens, porque a previsão numérica permite maior antecedência na previsão e é menos subjetiva do que a sinótica, uma vez que esta última permite corrigir, pela sensibilidade do previsor, os diagnósticos do modelo numérico em pontos onde as estimativas são menos precisas, seja por imperfeições do próprio método ou por erros de insuficiência de dados.

O desenvolvimento de sensores meteorológicos, com sistemas automáticos de aquisição de dados, tem permitido melhorar a qualidade e a distribuição espacial das observações de superfície, além da possibilidade de aumentar a densidade de pontos sobre os oceanos e locais inóspitos.

Os radares meteorológicos, por exemplo, permitem monitorar as precipitações e os eventos adversos, tais como: tornados, tempestade, granizo, etc, com informações em curtíssimo prazo (horas) sobre a sua extensão e progressão espaço-temporal.

Os satélites meteorológicos são destinados exclusivamente para recepção e transmissão de informações meteorológicas. Existem duas classes: os de órbitas polares e os geoestacionários. Os satélites de órbita polar, quase circular, circulam de polo a polo a uma altitude de ± 760 km. A combinação do movimento do satélite com o movimento de rotação da Terra permite a obtenção de faixas com dados de satélite com larguras de até 3000 km.

A Figura 11 mostra uma estação de recepção de imagens de satélites de órbita polar (série NOAA), instalada no Centro de Pesquisas do Cacau, Ilhéus, BA, e em operação na década de 80.



Figura 11 - Estação de recepção de imagens de satélites meteorológicos de órbita polar. Centro de Pesquisas do Cacau, Ilhéus, BA, em 1980
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

O satélite de órbita geossíncrona ou geoestacionária fica parado em relação à Terra, a uma altitude de ± 36000 km, é síncrono com o movimento de rotação da Terra. Gira com a mesma velocidade de rotação da Terra e permite monitorar, quase de forma contínua, o disco planetário voltado para o satélite.

As imagens no espectro visível (VIS) resultam da reflexão da irradiância solar pelas nuvens e pela superfície da Terra. O brilho neste tipo de imagem é uma indicação do albedo dos alvos: tons claros representam área de alto albedo e tons mais escuros representam áreas de baixo albedo.

Os sensores de radiação infravermelhos, ou seja, as imagens no espectro infravermelho medem a energia emitida pela superfície e pela atmosfera da Terra. A quantidade de energia emitida depende da temperatura da fonte radiativa. Na imagem do infravermelho, por convenção, tons claros representam áreas frias e tons escuros representam áreas quentes.

A Figura 12 mostra uma imagem do satélite GOES, Global Infravermelho Termal (Banda 4 - IR), região onde a energia emitida (calor) é detectada pelos sensores do satélite (no comprimento de onda de 10,2 a 11,2 micrômetros).

As imagens periódicas durante o dia, nas faixas do visível, infravermelho e vapor d'água, permitem informações sobre nebulosidade, massa de ar, temperatura, chuva, etc que auxiliam as previsões de tempo.

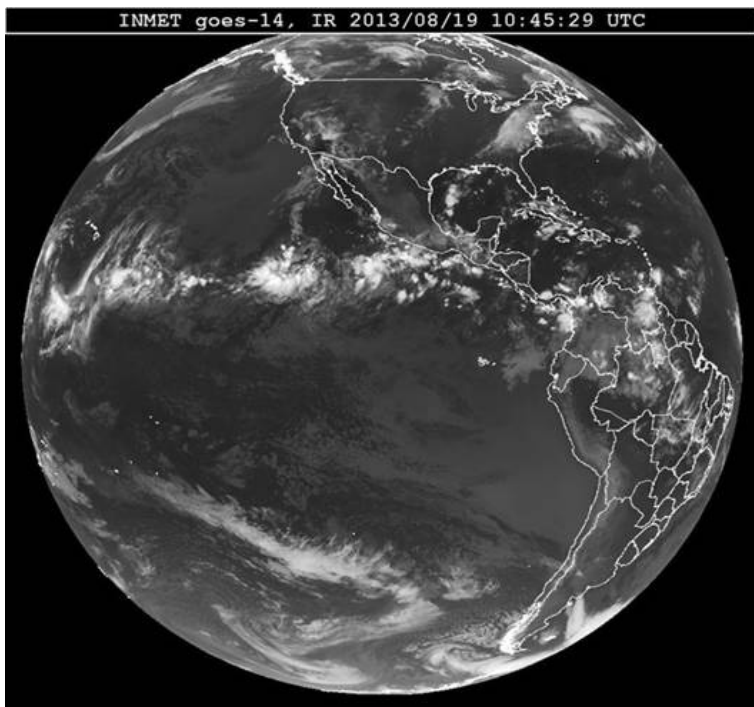


Figura 12 - Imagem de satélite Geoestacionário no canal infravermelho termal (banda 4-IR)

Fonte: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=satelites/goes-GlobalInfravermelho/> acesso-19/08/2013.

Em países com tecnologia mais desenvolvida, o estado atual da técnica e da arte de previsão de Tempo tem permitido prognósticos com pequena margem de erro, para 24-36 horas de antecedência e com detalhamento até em escala regional. Nas previsões com até 10 dias, o erro é maior e aumenta em função do número de dias.

A previsão feita em centros mundial e nacional de meteorologia é colocada à disposição de toda a sociedade, com prognóstico para até 10 dias para o hemisfério norte e cinco dias para o hemisfério sul, com maior ou menor nível de detalha-

mento. Atualmente, o índice de acerto para o primeiro dia da previsão do tempo é de 90 a 95% e decresce a uma taxa de 5% ao dia. Há indicativo ou uma tendência de se considerar um prognóstico com até 60% de acertos, abaixo desse percentual, a previsão não deve ser recomendada.

Os modelos numéricos de previsão permitem aumentar a antecedência com que se obtêm os prognósticos do tempo, mas há um limite para isso. Estima-se que o limite teórico seja de três semanas, mas, na prática, as fontes de erros, que incluem densidade inadequada de pontos e a qualidade das observações, reduzem esse limite para 14 dias no hemisfério norte. Previsões acima desses limites têm-se feito uso de análise estatística de séries temporais de dados, para se detectar, por exemplo, a periodicidade de fenômenos adversos como secas, veranicos, inundações e outros.

Outra modalidade usada, nas últimas décadas, para a previsão a médio e a longo prazo, baseia-se na conexão de fenômenos físicos da atmosfera em regiões diferentes, que ocorrem de forma defasada no tempo. No entanto, têm-se evoluído muito, nos últimos anos, os modelos baseados nas “teleconexões” atmosféricas e seus efeitos sobre o Clima, por exemplo, os dos fenômenos El Niño- oscilação Sul. Com tais modelos, denominados de “canônicos” ou de “previsão climatológica”, é possível fazer um prognóstico para cada estação do ano.

METEOROLOGIA E PREVISÃO DE TEMPO NO BRASIL

As atividades meteorológicas no Brasil tiveram início durante a ocupação holandesa, no século XVI, com a implantação dos primeiros postos de observação, particularmente em Olinda.

Um trabalho sistemático, porém foi empreendido a partir de 1862, pela Marinha, que produziu o primeiro esboço climatológico do País, em 1891.

O Governo brasileiro unificou, em 1909, as atividades do Observatório Nacional com as redes de observação da Marinha e do Telégrafo Nacional, criando a Diretoria de Meteorologia e Astronomia, no Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio. As primeiras previsões foram ensaiadas por Sampaio Ferraz, em 1913, e publicadas no Jornal do Comércio e somente a partir de 1917, as previsões passaram a ser publicadas rotineiramente pelo antigo Distrito Federal e Estado do Rio de Janeiro.

A OMM desenvolve um programa mundial voltado para o intercâmbio de informações meteorológicas entre os países e a previsão de tempo, composto de três sistemas:

a) Sistema Mundial de Observações que contempla as estações de superfície, navios mercantes, aviões comerciais, plataformas automáticas, satélites e radares;

b) Sistema Mundial de Preparação de Dados com centros nacionais, regionais e mundiais (Washington, Moscou e Melbourne) e tem a finalidade de analisar os dados e elaborar as previsões;

c) Sistema Mundial de Telecomunicações, com centros nacionais e regionais.

Há grande intercâmbio entre os países participantes desses sistemas, constituindo-se num dos mais notáveis exemplos de colaboração internacional.

No Brasil, o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com sede em Brasília, é o órgão executor, onde funciona o Centro Regional de Telecomunicações para a América do Sul. O INMET é responsável pela coleta de dados, através de cerca de 400 estações meteorológicas de superfície convencio-

nais e mais 500 estações automáticas (OCD), e da previsão de Tempo diária para todo o território, válida para até 96 horas, para cada região geográfica, e de 24 horas para os estados e várias capitais. O INMET disponibiliza outras informações, meteorológicas, boletins e produtos de satélites.

OBSERVAÇÕES E ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE

As observações meteorológicas de superfície, realizadas nas estações meteorológicas, consistem na coleta rotineira de dados referentes aos diversos elementos meteorológicos, que caracterizam o estado da atmosfera, ou seja, o Tempo.

A coleta de dados é feita obedecendo às normas da OMM, ou seja, com procedimentos técnicos de referência com relação à localização, ao tipo e instalação de sensores, para que possa ser comparada com os dados coletados em outros locais, cuja diferença deve ser creditada única e exclusivamente à variação do macroclima.

O solo da superfície-padrão é coberto com grama. O gramado deve ser mantido bem aparado e em boas condições de crescimento. As dimensões da área devem ser suficientes para acomodar os equipamentos, devem ser cercadas, para evitar acesso de animais, sendo o mais comum o uso de áreas retangulares, quadradas e poligonais.

As estações meteorológicas de superfície convencional e automática (Figura 13) podem ser classificadas pela sua finalidade e com o número de elementos meteorológicos observados.



Figura 13 - Estações meteorológicas convencional e automática. Centro de Pesquisas do Cacau, Ilhéus, Bahia.

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Estações Sinóticas são aquelas destinadas ao sistema nacional de previsão de tempo, com observações em horários convencionais de leituras: 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 h UTC, com transmissão rápida dos valores dos dados coletados para os órgãos responsáveis pela previsão;

Estações Climatológicas têm como objetivo a coleta de dados que permitam a caracterização do clima de uma região. Assim, a estação sinótica também é uma estação climatológica;

Estações Aeronáuticas destinam-se à coleta de dados necessários à segurança do transporte aéreo, sendo normalmente instaladas nos aeroportos;

Estações Agrometeorológicas objetivam a coleta de dados meteorológicos de interesse as atividades agrícolas, como, por exemplo, temperatura do solo, evaporação, etc que normalmente não são coletados em outros tipos de estação;

Postos Pluviométricos são destinados à coleta de dado de chuvas, sendo amplamente utilizados na agricultura, agrometeorologia e manejo de recursos hídricos (incluindo bacias hidrográficas).

QUANTO AO SISTEMA DE COLETA DE DADOS

a) Estações Meteorológicas Convencionais (EMC). É um tipo de estação que exige a presença diária de um observador meteorológico para a coleta instantânea (no momento da leitura) dos dados gerados nos instrumentos de leitura direta, das observações sensoriais (visuais) e para execução dos serviços operacionais de trocas de diagramas, transcrição de dados para formulários específicos e verificação de funcionamento dos demais instrumentos registradores;

b) Estações Meteorológicas Automáticas (EMA). É um tipo de estação que tem a coleta de dados totalmente automatizada. Nelas, os sensores operam com princípios que permitem a emissão de sinais elétricos, que são captados por um sistema de aquisição de dados (datalogger), possibilitando o armazenamento e o processamento informatizado dos dados. O tempo escolhido para aquisição e saída dos dados é feito pelo usuário em função das necessidades requeridas que ele próprio pode programar. As EMAS's apresentam, ainda, uma grande vantagem que é o registro contínuo de todos os elementos meteorológicos no intervalo de tempo desejado.

QUANTO AO NÚMERO DE ELEMENTOS OBSERVADOS

Com relação ao número de elementos, as estações podem ser agrupadas em:

a) Estação de Primeira Classe: são aquelas que possuem instrumentos para medida de todos os elementos meteorológicos;

b) Estação de Segunda Classe: são aquelas que não se mede a pressão atmosférica (barômetro ou barógrafo), a velocidade e direção do vento e a irradiância solar global;

c) Estação de Terceira Classe: são também conhecidas como estações termo-pluviométricas, por medir apenas a temperatura do ar (máxima e mínima) e a chuva.

LOCALIZAÇÃO E INSTALAÇÃO DE UMA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA

O local escolhido para as EMC e/ou para as EMA tem que atender às exigências técnicas preestabelecida e, portanto, a escolha deve-se levar em consideração os seguintes aspectos:

- evitar condições extremas de relevo;
- a área deve ser bem exposta, tendo horizontes livres no sentido N-S e E-W;
- evitar proximidades de maciços florestais, árvores isoladas e construções de alvenaria que possam projetar sombra na área da estação ou interferir nas condições atmosféricas locais;
- a área deve ser plana, gramada e de fácil acesso.

Os instrumentos devem ser instalados em alturas padronizadas e não deve ter interferência de um sobre o outro. No Hemisfério Sul, os instrumentos de irradiância solar devem ficar ao norte de outros equipamentos e do abrigo meteorológico, para que não haja sombra sobre eles.

Os termômetros, o termohigrógrafo e o evaporímetro de Piche devem ser instalados no interior do abrigo meteorológico a fim de evitar a incidência direta da irradiância solar e sua porta deve estar voltada para o hemisfério local. Esta posição evita a incidência direta da irradiância solar sobre os sensores na hora da medida.

A densidade de estações meteorológicas, recomendada pela Organização Mundial de Meteorologia, varia em função do tipo de estação. Para as estações sinóticas, a distância máxima recomendada entre duas estações é de cerca de 150 km, enquanto que para as climatológicas, essa distância depende das condições geográficas da região e, conseqüentemente, da homogeneidade do microclima. Se a estação for Agrometeorológica, a distância entre dois pontos de medida deve ser menor em razão da elevada variabilidade espacial dos elementos meteorológico, ou seja, dos objetivos, finalidade e precisão requerida.

Os benefícios, advindos da previsão do tempo, não devem ser entendidos apenas em curto prazo ou apenas com referência se há dias frios ou quentes, com ou sem chuva. A importância desta Ciência vai além do senso comum e vários aspectos do cotidiano são afetados pelo Tempo, tais como: o vestuário, as atividades ao ar livre, o preço dos produtos hortifrutigranjeiros, dentre outros.

O tempo e o clima são decisivos, também, para a agricultura, zootecnia e gerenciamento de recursos hídricos. Adicionalmente a esses e a outros aspectos tradicionalmente reconhecidos, tem havido e continuará havendo uma demanda crescente por decisões políticas envolvendo a atmosfera, relacionados à poluição e seu controle, efeitos de vários produtos químicos sobre a camada de ozônio e outros impactos ambientais. Portanto, há necessidade de crescente conhecimento sobre a atmosfera e seu comportamento.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Estudar o comportamento da atmosfera nos dias atuais tem a mesma importância do que na época do homem primitivo?;
- 2) Descrever da forma resumida e sequencial a evolução da meteorologia;
- 3) Cite qual a forma cartográfica para representar um prognóstico do tempo e os avanços atuais;
- 4) Por que incluir, no prognóstico do tempo, os valores e/ou as variações dos elementos com a altitude?;
- 5) Cite quais foram os principais avanços da meteorologia em cada uma das eras;
- 6) Cite quais os procedimentos para se fazer uma previsão de tempo e de clima;
- 7) Há diferença entre esses dois tipos de prognósticos?;
- 8) Cite quais são os principais benefícios advindos da previsão do tempo e do clima para a sociedade;
- 9) Explique por que os horários das observações meteorológicas não são os locais e quais são os horários padronizados em qualquer local do globo terrestre;
- 10) Descreva qual a importância da Organização Meteorológica Mundial (OMM ou WMO) para a Geografia;
- 11) Descreva a importância que os sensores meteorológicos têm para a meteorologia científica;
- 12) Qual a importância dos satélites meteorológicos?;
- 13) Explique como funciona o programa mundial de intercâmbio de informações meteorológicas;
- 14) Cite quais os modelos numéricos regionais e globais, indicando-se os elementos previsíveis e as respectivas validades da antecipação, em dias, da previsão;

- 15) Cite o que mais influencia a qualidade de um modelo de previsão de tempo e clima;
- 16) Descreva os procedimentos técnicos para a coleta de dados meteorológicos (estação), para fins científicos;
- 17) Cite quais são as vantagens do uso da estação meteorológica automática em relação à convencional;
- 18) Cite quais as condições necessárias para se instalar uma estação metodológica;
- 19) Cite quais são os tipos de estações meteorológicas e de coletas;
- 20) Explique por que uma estação meteorológica e, consequentemente, os sensores, para fins científicos, têm que ser instalados em condições padronizadas;
- 21) Na hipótese de um sensor meteorológico ter sido instalado no local e/ou numa altura não padronizada, explique por que o dado gerado não pode ser usado para fins científicos.

CAPÍTULO III

CONSEQUÊNCIAS METEOROLÓGICAS DOS MOVIMENTOS DA TERRA

INTRODUÇÃO

Durante muito tempo, os seres humanos estudavam para entender e compreender os movimentos relativos da Terra em relação ao Sol. Após as expansões marítimas e a descoberta do Novo Mundo, começou também a compreensão de como funciona o movimento do globo terrestre.

A inclinação do eixo de rotação da Terra faz com que a orientação da Terra em relação ao Sol mude continuamente, enquanto a Terra gira em torno do Sol. Por isso, no início dos solstícios de inverno e verão no Hemisfério Sul, as declinações solares, em relação ao plano Equador, são, respectivamente, de $23,45^\circ$ e $-23,45^\circ$.

Sabe-se que o planeta Terra realiza um movimento giratório, utilizando-se o seu próprio eixo imaginário. Além de rodar sobre si própria, a Terra descreve, também, um movimento de translação em torno do Sol. Esses movimentos têm consequ-

ências, isto é, originam acontecimentos que se sucedem sem pensarmos, às vezes, por que motivos eles ocorrem.

Antes de descrever as consequências meteorológicas dos movimentos relativos Terra-Sol, torna-se importante fazer a descrição desde a forma geométrica da Terra ao estabelecimento de coordenadas terrestres de posição situadas sobre a superfície terrestre ou em suas vizinhanças.

FORMA DA TERRA

A forma da Terra pode ser considerada, para muitos fins, como sendo uma esfera de 6.371 km de raio. No entanto, para algumas aplicações, ela pode ser considerada como se fosse lisa, uma vez que a diferença entre o pico mais elevado (Monte Everest) e o ponto mais baixo (Fossa Challenger), com 10.923 m de profundidade, equivale a apenas 0,32% do seu raio.

A Fossa Challenger fica situada na Fossa das Marianas, no Oceano Pacífico, na ilha de Guam (Guão ou Guame) que é uma colônia norte-americana na Micronésia, localizada na extremidade sul das Ilhas Marianas. Muito embora, o pequeno achatamento polar e a rugosidade natural da superfície terrestre constituem importantes questões em determinadas ciências.

Na realidade, a Terra tem uma forma geométrica muito complexa, condicionada por uma topografia muito irregular e ondulada e, por isso, não pode ser rigorosamente descrita por uma expressão matemática simples.

Para facilitar o estudo e a representação da Terra é necessário assumir algumas hipóteses simplificadoras, quanto à sua forma, dentre elas, a de uma figura geométrica cuja equação matemática seja de fácil resolução. A Terra tem uma deforma-

ção elipsoidal (achatamento nos polos), assemelhando-se a uma figura geométrica denominada **Geoide**.

O pequeno valor da curvatura polar permite, em primeira aproximação e para muitas aplicações, a sua esfericidade, sem induzir erros apreciáveis. Por isso, em muitas questões de ordem prática, despreza-se não somente o achatamento polar, mas a rugosidade da superfície, considerando-a, portanto, como sendo uma esfera perfeita, com 6.371 km de raio. Por essa mesma razão, é comum o emprego da expressão “globo terrestre” para designar a forma da Terra.

Devido a grande dificuldade de expressar matematicamente a forma real da Terra, procurou-se interpolar a uma figura geométrica que, mesmo sendo simples, se aproximasse dela. A União Internacional de Geodésia e Geofísica, em 1924, concluiu que a forma da Terra poderia ser convenientemente representada por um elipsoide de revolução, passando a ser designada de Elipsoide Internacional de Revolução (EIR). Essa designação já é adotada na América do Sul e em vários países da Europa, embora a diferença existente entre a Terra e o EIR seja insignificante.

PONTOS, LINHAS E PLANOS DE REFERÊNCIA

A Terra possui um eixo de rotação, cujas extremidades constituem os polos geográficos ou verdadeiros, Norte (N) e Sul (S). O plano perpendicular ao eixo da Terra e passando pelo centro, divide a Terra em dois hemisférios: Norte ou Boreal e Sul ou Austral, contendo os respectivos polos. Esse plano denomina-se de **Plano do Equador**, pois sua interseção com a superfície do globo constitui uma linha imaginária denominada de **Equador** (Figura 14).

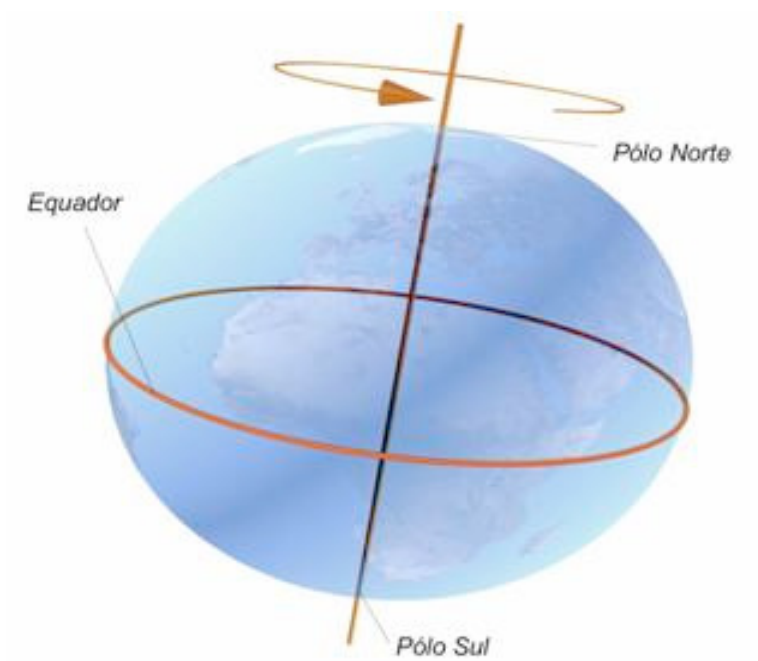


Figura 14 - Forma geométrica da Terra, com indicativos de linhas e sentido de movimento

Fonte: http://poeiraporai.blogspot.com.br/2004_03_01_archive.html/ acesso-15/04/2014.

Planos paralelos ao Equador e que interceptam a superfície do globo são denominados de **Paralelos**. Os semiplanos perpendiculares ao plano do Equador e que têm como limite os polos geográficos determinam, na superfície do globo, semicircunferências denominadas de **meridianos**.

Em torno da Terra, pode-se imaginar uma esfera, em cuja superfície estaria projetada a esfera celeste. O centro coincide com o do globo terrestre e nele podem, também, ser projetados os polos, os paralelos, os meridianos etc., originando os respectivos pontos, linhas e planos da esfera celeste.

COORDENADAS TERRESTRES

A localização de pontos situados à superfície terrestre ou em suas vizinhanças é feita utilizando-se de um sistema de coordenada esférico-polar modificada, em que o raio vetor foi substituído por uma coordenada mais conveniente. Nesse sistema, as coordenadas são chamadas de terrestre: latitude, longitude e altitude.

LATITUDE GEOGRÁFICA

Os paralelos são isolinhas de latitude. Se P representar um ponto qualquer da superfície terrestre, denomina-se de latitude geográfica (Φ) desse ponto, ao ângulo compreendido entre o paralelo de referência (Equador) e o que passa pelo referido ponto.

A latitude é considerada positiva no Hemisfério Norte, nula no Equador e negativa no Hemisfério Sul e varia de -90° a $+90^\circ$ Norte ou Sul. A latitude é indicada pelas letras N (ou +) e S (ou -) para designar os locais situados nos hemisférios Norte e Sul, respectivamente. Destaca-se, ainda, que os paralelos de $23^\circ 27' N$ e $23^\circ 27' S$ são denominados de Trópico de Câncer e Trópico de Capricórnio e os de $66^\circ 33' N$ e $66^\circ 33' S$ de Círculo Polar Ártico e Círculo Polar Antártico.

As regiões situadas entre o Equador e $30^\circ N$ e $30^\circ S$ são denominadas de região Tropical, entre $30^\circ N$ e $60^\circ N$ e de $30^\circ S$ a $60^\circ S$ de latitudes médias ou região temperada e de latitudes elevadas acima dos Círculos Polar Ártico e Antártico.

LONGITUDE

Meridianos são linhas com o mesmo valor de longitude (λ). Para conceituá-la, faz-se necessário escolher o meridiano de referência. Por um acordo internacional, em 1858, foi escolhido o meridiano Greenwich. Essa isolinha passa no Observatório de Greenwich, nos arredores de Londres, Inglaterra, cuja longitude é, por convenção, $00^{\circ}00'00''$.

A longitude de um local qualquer (P) é o ângulo compreendido entre o meridiano do local (P) e o meridiano de Greenwich. Como a longitude é contada a partir do meridiano de origem, ela é considerada positiva para todos os pontos localizados a Leste (E) de Greenwich e negativa para os situados a Oeste (W). Portanto, varia de -180° a $+180^{\circ}$ ($-180^{\circ} < \lambda \leq +180^{\circ}$).

A Figura 15 exemplifica o uso das coordenadas geográficas, com paralelos e meridianos regularmente espaçados a cada 10° .



Figura 15 - Mapa Mundial com as respectivas coordenadas geográficas, variando de 10 em 10 graus

Fonte: <http://geoconceicao.blogspot.com.br/2011/02/coordenadas-geograficas.html>/acesso-15/04/2014.

ALTITUDE

Como a superfície da Terra não é lisa, há necessidade da inclusão de uma terceira coordenada de posição, a fim de indicar os locais situados tanto acima quanto abaixo de um nível de referência.

O nível de referência poderia ser adotado, o módulo do vetor posição do ponto selecionado, tomado a partir do centro da Terra. No entanto, esse critério não seria conveniente, por envolver valores altos do raio médio do planeta. Mesmo porque, o centro da Terra não constitui uma referência “natural” para o Homem, como acontece com a superfície terrestre. Nesse contexto, revelou-se conveniente adotar, como superfície de referência, o nível médio do mar (NMM), cuja altitude é de 0,0 metros.

A altitude (z) de um local é a distância vertical em relação ao nível médio do mar, expressa em metros, podendo ser positiva, se o local estiver acima do NMM, e negativa em caso contrário.

A três coordenadas juntas (latitude, longitude e altitude) permitem determinar a posição exata de qualquer ponto geográfico situado à superfície terrestre ou em suas vizinhanças. O Sistema de Posicionamento Global, popularmente conhecido por GPS (Global Position System), é um sistema de posicionamento por satélite, que consegue fornecer informações na forma de coordenadas geográficas de um local na superfície da Terra ou em órbita.

O sistema de posicionamento global foi criado e é controlado pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos, para uso exclusivo militar. Atualmente é aberto para uso civil gratuito, requerendo apenas um receptor capaz de captar o sinal emitido por satélites.

O REFERENCIAL LOCAL

Para muitos estudos meteorológicos, geodésicos e outros é conveniente estabelecer referenciais em pontos selecionados da superfície terrestre (locais de observação). Esse sistema de referência denomina-se de referencial local. A cada referencial local, pode-se associar o sistema de coordenadas mais convenientes para o estudo que se pretende realizar. Em geral, utilizam-se as coordenadas esféricas e cartesianas (x, y, z) que são particularmente úteis nos estudos da dinâmica da atmosfera, como também, para definir, por exemplo, a posição de um astro na esfera celeste ou, até mesmo, para acompanhar o deslocamento de balões meteorológicos lançados na atmosfera.

FUSOS HORÁRIOS

O tempo solar médio é cronometrado em relação ao meridiano local do observador. Dessa maneira, o uso generalizado do tempo solar médio não seria prático, porque o usuário teria que ajustar o relógio, todas as vezes que ele se deslocasse longitudinalmente.

Para suprimir essa inconveniência, convencionou-se a dividir a Terra em 24 segmentos, separados por meridianos equidistantes de 15° e cada um desses constituía um fuso horário. Dessa forma, cada 15° de longitude equivale à diferença de 1 hora.

Ficou estabelecido o meridiano central como sendo o de Greenwich e que todos os locais situados num dado fuso horário tem a mesma hora. A hora computada, até 1986, era acrescida com a denominação de Tempo Médio de Greenwich (TMG). A

partir desta data, a indicação passou a ser de Tempo Universal Coordenado (UTC).

A cada intervalo de 15° de longitude, contado a partir do meridiano de Greenwich, encontra-se o meridiano central de um fuso. Nos 1°, 2°, 3°, ...fusos a oeste de Greenwich, o tempo equivale a 1, 2, 3, ...horas mais cedo do que a hora de Greenwich, ou seja: UTC-1h, UTC-2h, UTC-3h, Por outro lado, nos 1°, 2°, 3°, ...fusos a leste de Greenwich, o tempo corresponde a: UTC +1h, UTC + 2h, UTC + 3h e assim sucessivamente.

Como em qualquer fuso horário há dois meridianos limítrofes, seria necessário ajustar o relógio, todas as vezes que se cruzasse o meridiano limite. Para evitar essa inconveniência, adotou-se uma sistemática própria de contagem do tempo para atividades civis, denominada de Hora Legal, ou Oficial, específica de cada país.

A lei nº 11.662 de 24.04.2008, em vigor a partir de 25/06/2008 (Figura 16), extinguiu o quinto fuso horário (-5h) brasileiro, que existia no Acre e parte do Estado da Amazonas, e passou a vigorar o **quarto fuso** (- 4h). Modificou, também, o fuso horário da parte ocidental do Estado do Pará que era de - 4h e passou a ser de -3h em relação a Greenwich.

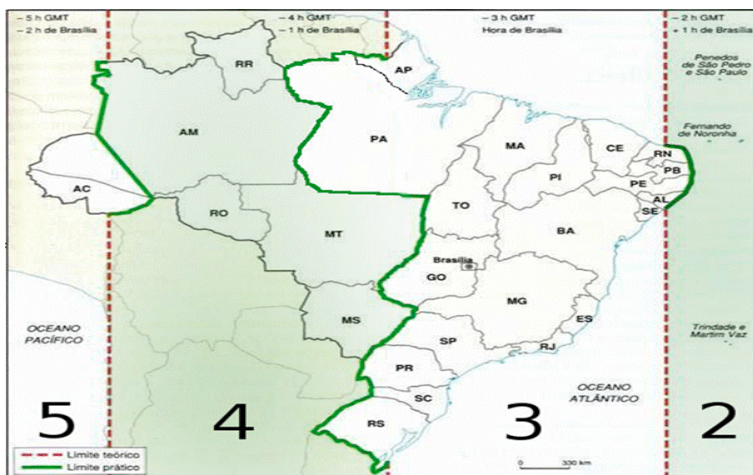


Figura 16 - Os fusos horários do Brasil, em vigor, a partir de 10.11.2013
Fonte: <http://joaodocarmo.blogspot.com.br/2012/07/afinal-quantos-fusos-horarios/acesso-20/04/2016>.

Com a aplicação dessa nova lei, o Brasil passou a ter três fusos horários, a saber: o 2º **Fuso** (-2h), que contempla os arquipélagos/Ilhas de Fernando de Noronha, Trindade, Martin Vaz, Penedos de São Pedro e São Paulo e o Atol das Rocas. O 3º **Fuso** (-3h), denominado de horas de Brasília, abrange todos os estados da região Sul, Sudeste, Nordeste, Distrito Federal, Goiás, Tocantins, Amapá e todo o estado do Pará. O 4º **Fuso horário** (-4h) abrange além dos Estados do Acre e Amazonas, os de Roraima, Rondônia, Mato Grosso do Norte e do Sul.

Ressalta-se, entretanto, que uma nova Lei nº 12.876, de 30 de outubro de 2013, altera o Decreto no 2.784, de 18 de junho de 1913, para restabelecer os fusos horários do Estado do Acre e de parte do Estado do Amazonas, e revoga a Lei no 11.662, de 24 de abril de 2008. Com essa nova Lei, retorna o 5º **Fuso horário** (-5h) para o Estado do Acre e parte do Amazonas (localizada na região do município de Tabatinga), ou seja, em duas horas a

menos que o de Brasília (DF) e retornando ao fuso horário original usado antes ao da lei nº 11.662, de 24 de abril de 2008.

Nas vizinhanças do meridiano de 180° (oposto ao de Greenwich), tanto a Leste quanto a Oeste, a hora civil é a mesma, embora mude a data. Assim, a Leste de Greenwich, é acrescida de um dia (+1 dia). Já a Oeste será de um dia a menos (- 1 dia). Esse meridiano recebeu, inicialmente, a denominação de Meridiano Internacional de Mudança de Data e, em seguida, de Linha Internacional de Mudança de Data. A razão dessa denominação se deve a um acordo entre os países, nos quais a citada linha não cruza o continente e sim o oceano.

MOVIMENTOS RELATIVOS TERRA-SOL

A Terra é um planeta do sistema solar, o terceiro em ordem de afastamento do Sol e o quinto ou o sexto em diâmetro, após a descoberta da estrela gigante R136a1. Dentre os planetas desse sistema, a Terra é o único que dispõe de grandes quantidades de água líquida, de placas tectônicas e o que apresenta um intenso campo magnético.

A Meteorologia é uma ciência que, de uma forma geral, estuda os movimentos relativos Terra-Sol. O sistema solar observado de um referencial fixo e de fora da galáxia, constata-se que a Terra descreve em torno do Sol uma trajetória elíptica. Exatamente por isso, considera-se o Sol imóvel no espaço, ocupando um dos focos da elipse que passa a constituir a órbita terrestre.

Outro aspecto a considerar é a pequena excentricidade (desvio ou afastamento do centro) da elipse orbital da ordem de 0,0167, ou seja, é quase uma circunferência. Assim, ao desenhar essa órbita não há quase diferença de uma elipse.

O percurso da Terra ao redor do Sol forma uma trajetória elíptica com cerca de 930 milhões de quilômetros. Essa forma geométrica faz com que o afastamento da Terra-Sol varie com o tempo. Assim, a distância máxima é denominada de **afélio** (152 milhões de km) e ocorre no dia 04 de julho. Já a mínima é designada por **periélio** (147 milhões de km) e acontece no dia 03 de janeiro, sendo a distância média Terra-Sol de 149,5 milhões de km.

O planeta Terra, como os demais planetas, possui vários movimentos, pois faz parte de um sistema em equilíbrio dinâmico. Nada menos que quatorze movimentos são executados por ele. Destes, apenas dois interessam à ciência geográfica que são: rotação e translação.

MOVIMENTO DE ROTAÇÃO

O movimento de rotação da Terra causa uma pequena deformação (achatamento polar). A **rotação da Terra** é o movimento giratório que a Terra executa, utilizando o seu próprio eixo, no sentido **Oeste-Leste, como mostra a** Figura 14. O tempo gasto para a Terra executar uma volta completa (360°) é de 23h56min4seg (= 1dia), a uma velocidade de 1.609 km/h na faixa equatorial, diminuindo gradativamente à medida que se afaste em direção aos polos.

O movimento de rotação induz várias consequências, das quais se destacam: a sucessão dos dias e das noites; o desvio para Oeste, verificado na circulação atmosférica e nas correntes marítimas, o abaulamento da região equatorial e o achatamento polar.

A experiência da sequência (dia-noite) evidencia a relação da Terra-Sol, mostrando também, mudanças cíclicas. Atualmente, explica-se a progressão diurna em função do movimento de rotação da Terra.

A história da astronomia relata que até mesmo o simples conceito do dia e da noite não foi tão fácil de decifrá-lo. Essa sequência indica o contínuo movimento rotatório da Terra. Esta questão, aparentemente simples, foi um grande quebra-cabeça para os astrônomos da época, perdurando até os tempos de Copernicus (1473-1543).

MOVIMENTO DE TRANSLAÇÃO

A translação é o movimento em que a Terra executa ao redor do sol num plano (bidimensional), denominado de plano da eclíptica, onde o Sol ocupa o seu centro (Figura 17). A órbita (ou trajetória) parece ser circular, mas, a rigor, descreve uma figura geométrica chamada elipse. Ressalta-se, portanto, que a inclinação do eixo da Terra é causa exclusiva desse movimento.

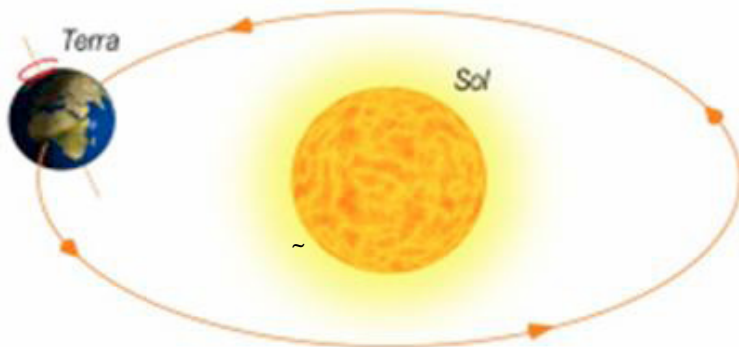


Figura 17 - Movimento aparente anual do Sol

Fonte: http://www.gdajau.com.br/observando_o_ceu_co.htm/ acesso-15/04/2014.

Para facilitar o entendimento, o plano da eclíptica é obtido traçando-se linhas imaginárias ligando o centro da Terra aos paralelos de $23^{\circ}27'$ (Trópicos de Câncer e Capricórnio). O

ângulo de $23^{\circ}27'$ ($23,45^{\circ}$) formado com o plano do Equador é denominado de **declinação solar**. A declinação solar é variável com o tempo e está associada ao movimento de translação.

As variações da declinação solar com o tempo descrevem o movimento anual aparente do Sol na direção Norte-Sul. Os croquis das Figuras 18.1 e 18.2 mostram os solstícios e equinócios, com suas respectivas datas de ocorrências, o plano da eclíptica e as estações do ano, para cada hemisfério.

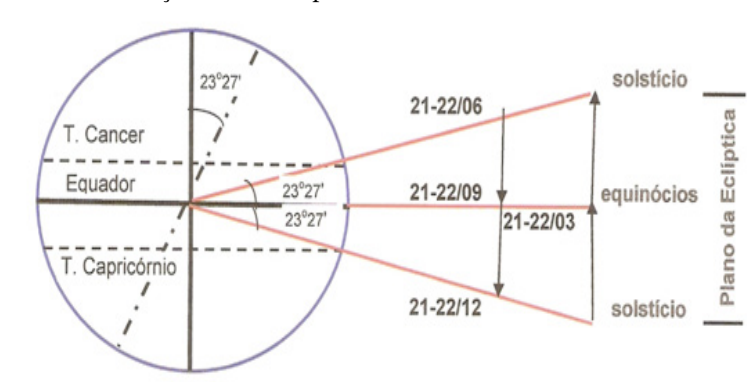


Figura 18.1 - Croqui do movimento anual aparente do Sol e o plano da eclíptica

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

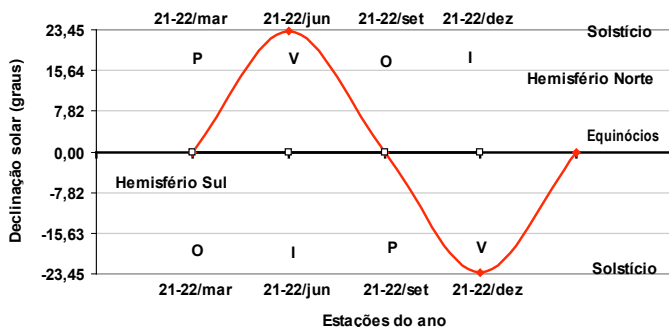


Figura 18.2 - Croqui do movimento anual aparente do sol, associado à declinação solar

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Para entender melhor as consequências advindas da variação temporal da declinação solar, basta acompanhar a sua variação anual (Figura 18.2). Para isso, considere um observador hipoteticamente instalado no centro da terra, girando com ela. Por causa do movimento de rotação, esse observador ver o SOL, mover-se em redor da TERRA, deslocando-se de **Leste** para **Oeste** (Figura 19), porque o sentido do movimento de rotação é de **Oeste para Leste**.



Figura 19 - Movimento diário aparente do Sol, acompanhado por qualquer observador em Terra

Fonte: <http://dinamicogeo.blogspot.com.br/aceso-15/04/2014>.

A variação diária da declinação do Sol está associada ao movimento de translação da Terra. Dela decorre o movimento aparente meridional do Sol, facilmente percebido ao observar, dia a dia, numa mesma hora, a posição da sombra projetada por um obstáculo.

A Terra descrevendo uma trajetória elíptica em torno do sol, muitos acreditam que as estações do ano surgem porque a Terra ora se afasta e ora se aproxima do Sol. Na realidade, isso não é verdade. Se isso fosse verdadeiro, como se explica a ocorrência do Natal numa época fria (até nevar) no Hemisfério Norte, enquanto que, no Brasil ou no Hemisfério Sul, coincide com uma época quente.

O sentido do movimento de translação é **Norte** → **Sul** e a declinação solar varia de $23^{\circ}27'$ N a $23^{\circ}27'$ S (Figura 18). Esse movimento demora cerca de trezentos e sessenta e cinco dias e seis horas (365 dias e 6h) e tem, como consequência principal, as estações do ano.

A declinação solar indica a latitude na qual o Sol “está passando” num determinado instante, no seu movimento aparente. Durante esse movimento anual aparente, o Sol atinge o seu maior afastamento latitudinal a $23^{\circ}27'$, denominado de solstícios. No cruzamento com o Equador celeste, tem-se o início dos equinócios.

Nesse movimento aparente do Sol, ocorrem as efemérides denominadas de solstício e equinócio. A efeméride solstício (do latim solstitiu, Sol parado), nesse movimento aparente, o Sol alcança a declinação solar máxima ($23^{\circ}27'$), dando início a estação verão, no hemisfério voltado para o Sol e inverno, no hemisfério contrário. No primeiro dia de cada solstício, se for o de verão coincidirá com o dia mais longo e inverno, o dia mais curto.

Nesse movimento aparente do Sol, quando o Sol atinge o ponto médio de deslocamento, ocorrem os equinócios (do latim aequinoctiu, noites iguais), ou seja, quando os dois hemisférios posicionam-se igualmente em relação ao Sol. O equinócio ocorre quando tanto o Hemisfério Sul quanto o Norte recebem a mesma quantidade de luz; por isso, o dia e a noite têm a mesma duração.

Os solstícios ocorrem duas vezes por ano: em 21 ou 22 de dezembro e em 21 ou 22 de junho. Nos dias 21 ou 22/12, no Hemisfério Sul, os raios solares incidem verticalmente ($h=90^\circ$) em $23^\circ 27'S$ (Trópico de Capricórnio). Este é o **solstício de verão** para o HS. Contrariamente, em 21 ou 22/6, o Sol culmina no zênite a $23^\circ 27'N$ (Trópico de Câncer). Este é o **solstício de inverno** para o HS e de verão para o Hemisfério Norte.

Entre os solstícios, ocorrem os **equinócios**. Nestas datas, os raios verticais do Sol atingem a latitude de 0° . No HS, o **equinócio de primavera** tem início em 22 ou 23 de setembro e o de **outono**, em 21 ou 22 de março (Figura 18).

Durante o movimento anual aparente do Sol, surgem as estações do ano e a inclinação do eixo da Terra é sempre a mesma, ou seja, o eixo aponta sempre para a mesma posição (Figura 20).

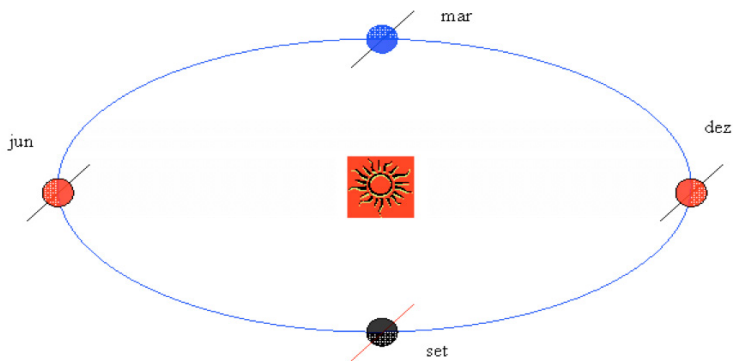


Figura 20 - A inclinação da Terra se mantém constante quando caminha ao redor do Sol
Fonte: Hermes Alves de Almeida /2014.

Na realidade, os solstícios e os equinócios são eventos que estabelecem o início das estações do ano. Devido à inclina-

ção do eixo da Terra ser praticamente constante, a área iluminada pelo Sol em cada Hemisfério varia ao longo do ano.

Devido a essa condição, o Hemisfério Sul (HS), por exemplo, recebe mais energia que o Hemisfério Norte (HN) entre 23 de setembro a 21 de março (do ano seguinte). Contrariamente, a partir de 21 de março até 23 de setembro, o HS recebe menos energia que o HN.

Tais observações somente podem ser explicadas pelo **movimento anual aparente do Sol** na direção norte-sul (Figura 18.2), onde se observa que:

- 1) a declinação do Sol varia entre $+23^{\circ}27'$ (21-22 de junho) e $-23^{\circ}27'$ (21-22 de dezembro);
- 2) em latitudes intertropicais, o Sol culmina, zenitalmente, duas vezes por ano. Já nos trópicos de Câncer e Capricórnio, a culminação ocorre apenas uma vez;
- 3) no movimento aparente do Sol, observa-se que um hemisfério é mais iluminado do que o outro, durante seis meses, e essa mudança ocasiona as estações do ano.

Dentre as várias consequências provenientes do movimento de translação, destacam-se:

- 1) as estações do ano, resultantes das diferentes posições que a Terra ocupa durante o movimento de translação;
- 2) a desigual duração dos dias e das noites e
- 3) a desigual distribuição de luz e calor na Terra conforme a época do ano.

No hemisfério de verão, as alturas do Sol são maiores, os dias são mais longos e há mais energia solar. No hemisfério de inverno, as alturas do Sol são menores, os dias são mais curtos e há menos irradiância.

Destaca-se, entretanto, que a quantidade de irradiância solar recebida depende não apenas da duração do dia, mas também da altura do Sol. Como a Terra é curva, a altura do Sol varia com a latitude. Quanto menor a altura solar, mais espalhada e menos intensa será a irradiância.

Devido à alternância de aquecimento, a data do início de cada estação é defasada de três meses em relação à outra. As mudanças no comportamento médio da atmosfera, causadas por diferenças no aquecimento da superfície, são expressas, principalmente, mediante variações na temperatura do ar, sendo tanto mais acentuadas quanto mais se afasta do Equador geográfico.

Na zona equatorial, as diferenças na quantidade de energia entre as estações são tão pequenas que, às vezes, passam até despercebidas. Isso faz com que não se perceba de forma nítida a mudança de estações, mas elas existem. Já, quanto mais se afasta da latitude de 0° , maior será a diferenciação na distribuição de energia entre uma estação e outra e, portanto, mais nítidas serão as estações.

Fazendo uma análise comparativa, o movimento da Terra em volta do Sol assemelha-se a uma bailarina que, rodando sobre si mesma, anda em volta de um ponto do palco. Para complicar, não é uma bailarina vertical, mas sim uma um pouco inclinada.

TEMPO SIDERAL E SOLAR

Galileu Galilei foi físico, astrônomo, matemático e filósofo italiano que teve papel muito importante na revolução científica. Como não havia, na época, a invenção do relógio e do cronômetro, ele fez a contagem do tempo de oscilação e comparou com a contagem das batidas de seu próprio pulso. Ao observar o movimento aparente do Sol, ele teve a ideia de contar o tempo. Contrariando todos os conceitos anteriores de que a Terra era imóvel, no centro do universo, Galileu foi condenado por tornar pública esta ideia.

Acredita-se que o tempo começou a ser medido há cerca de cinco mil anos. Os primeiros relógios construídos e usados foram os gnomos e consistiam em um obelisco que, iluminado pelo Sol ou pela lua, projetava uma sombra, que se movia com o passar do tempo e entre o seu ponto inicial e o final, havia um espaço, no qual, o homem fracionou criando a divisão do tempo.

Os povos egípcios e parte dos da Ásia ocidental foram os primeiros que dividiram o dia em 24 partes. O mais antigo instrumento de medi-las foi o "relógio do sol", inventado pelos babilônios. O funcionamento era muito simples: uma haste vertical se projetava do centro de uma superfície circular, projetando uma sombra do sol que indicava a hora.

Outro tipo de relógio muito utilizado foi o de areia, ou ampulheta, inventado também pelos egípcios. Nos castelos e palácios da Europa antiga, usava-se o "relógio de fogo", que consistia em uma corda com nós que queimavam a intervalos regulares. Como todas as formas de marcar as horas não eram confiáveis, o homem continuou a fazer novos experimentos. Foi assim que surgiu, no Egito, o "relógio de água", o Clepsidra, que consistia

em um recipiente cheio de água com as paredes graduadas e um pequeno orifício para a água sair.

A primeira medição e/ou contagem do tempo foi obtida mediante o trajeto da sombra num primitivo relógio do Sol. O percurso foi dividido em 12 partes, não necessariamente iguais, sendo denominado de hora. Quando se definiu que a noite durava o mesmo tempo, resolveu-se dobrar a duração do dia (24h). Como a medição foi baseada na passagem consecutiva do Sol, a hora foi denominada de **hora solar**.

No entanto, há muitos outros fenômenos que se relacionam com o movimento aparente diário do Sol. Obviamente, a hora indicada no relógio não reflete necessariamente esse movimento. A variação diária da temperatura, da atividade fotossintética das plantas, dentre outras são exemplos típicos da relação com o movimento aparente do Sol, mas não necessariamente com o relógio.

O **dia solar verdadeiro** é o intervalo de tempo transcorrido entre duas culminações sucessivas do Sol no mesmo meridiano. Para um dado local, o dia solar verdadeiro começa quando o **Sol** culmina no meridiano oposto ao local considerado (situação correspondente à meia noite).

Se a Terra não possuísse o movimento de translação, ela teria que girar 360° para que o Sol, ou uma estrela aparentemente fixa, culminasse duas vezes consecutivas em um mesmo meridiano. Assim sendo, a Terra necessita para percorrer toda a elipse orbital de **365,2422** dias solares, tempo esse necessário para efetivar a translação.

Há na astronomia uma outra preocupação sobre qual o tempo necessário à translação da Terra, usando-se para essa relação uma outra estrela “fixa” e não o Sol. Esse tempo diário é denominado de **dia sideral** e equivale ao intervalo de tempo entre duas passagens consecutivas de uma estrela virtualmente

fixa por um dado meridiano. O “tempo estrelar” é aceito como unidade fundamental de medida do tempo.

O dia sideral tem 24 horas siderais; uma hora tem 60 minutos siderais e um minuto, 60 segundos siderais. Durante uma translação completa, a Terra efetua **366,2422** voltas (dias siderais) em torno do seu eixo, contadas em tempo estrelar.

Ao mesmo tempo em que a Terra gira em torno do seu eixo, ela também gira ao redor do Sol. Assim quando medimos o tempo entre dois "meios-dias" (zênite), a Terra também já deu uma fração de volta ao redor do Sol. Para que o Sol chegue ao topo da sua trajetória diária é preciso girar mais um pouco (para compensar a fração de volta ao redor do Sol). Por isto, o **dia solar** é um pouco maior que o **dia sideral**, ou seja, equivale a 1,0027 dias siderais (1dia, 3 min e 53s).

ANOS BISSEXTOS

A cada translação, a Terra não executa um número exato de rotações em torno do seu eixo. Por isso, a **translação é incompleta**, porque não há um número inteiro de voltas, em qualquer unidade de tempo.

Em virtude disto, a comemoração da passagem para o ano novo deveria ser festejado aos 365 dias, 5 horas, 46 minutos e 46 segundos após o início do ano anterior. Para isso, teríamos que desprezar uma fração diária de 0,2422 (por ano), o que resultaria numa defasagem de 24 dias siderais ou solares a cada século.

Para minimizar esses inconvenientes, provocados por essa fração diária, o ano teria 365 dias, mas, a cada quatro anos, acresce-se ao calendário um dia. Essa escolha recaiu no mês de fevereiro (29 de fevereiro). Por isso, os anos divisíveis por quatro têm fevereiro com 29 dias e são denominados de **anos bissextos**.

A inclusão do ano bissexto, ao nosso calendário, não é uma solução definitiva, porque o produto de $4 \times 0,2422$ resulta num número fracionário de 0,9688 e não um inteiro. Diante dessa assertiva, não incluir um dia a mais, para cada intervalo de quatro anos, cometia-se um erro de 0,0312 ($1-0,9698$). Computando-se, anualmente, o erro seria de 0,0078 dias ($0,0312/4$), ou seja, de 7,8 dias a cada 1000 anos.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Explique por que é necessário estabelecer linhas ou planos de referência para se determinar qualquer ponto na superfície da Terra;
- 2) Conceituar latitude, longitude e altitude;
- 3) Explique como se determina a latitude, longitude e altitude de um local;
- 4) Explique por que é necessário determinar a altitude de um local;
- 5) Qual a variação da latitude e da longitude terrestres e como deve ser a indicação num texto?;
- 6) Por que o comprimento efetivo dia varia em função da latitude e com a estação do ano?;
- 7) Descreva qual é a importância das coordenadas geográficas no estudo do clima;
- 8) Descreva os critérios térmico e latitudinal e cite os que eles estabelecem;
- 9) De posse de um mapa geográfico do estado da Paraíba, determine a latitude e a longitude (em graus, minutos e segundos) das cidades de Areia, Patos, Monteiro e Santa Rita;
- 10) Quais são os movimentos relativos Terra-Sol? Indique os respectivos sentidos, as durações e as principais consequências advindas de cada um deles;
- 11) Explique se é verdadeira ou não a afirmação: as estações do ano ocorrem porque a Terra ora se afasta ou se aproxima do sol;
- 12) Qual é a causa exclusiva da existência das estações do ano?;
- 13) Faça um “croqui” mostrando o plano onde ocorre o movimento de translação (plano da eclíptica) e indique as respectivas efemérides astronômicas;

- 14) O que significam solstícios e equinócios?;
- 15) Cite qual é a diferença entre inverno e verão?;
- 16) Explique o que diferencia a inclinação do eixo da Terra da declinação solar;
- 17) Quais os valores das declinações solares no início de cada efeméride e as tendências (\downarrow \uparrow) até chegar à próxima estação?;
- 18) Com relação ao movimento anual aparente do Sol, cite qual é o máximo afastamento do Sol, em graus, e como é chamada essa posição;
- 19) O sentido do movimento de translação é N \rightarrow S. Explique por quê: a) você vê o movimento aparente do Sol mover-se no sentido oposto ao de rotação da Terra;
- 20) Explique por que o movimento de translação da Terra não é perfeito;
- 21) É verdade a afirmação que na cidade de Belém, PA, só há uma estação, que é a chuvosa?;
- 22) É verdade que o inverno é a estação chuvosa e o verão a seca?;
- 23) Usando um sistema de eixo cartesiano (Y= declinação solar e X= tempo), elabore um gráfico mostrando o movimento anual aparente do Sol e indique: os solstícios, equinócios, com as suas respectivas datas de início, duração e declinações solares;
- 24) Qual é a duração do dia e da noite nos locais situados: a $90^{\circ}00'00''$ N e $120^{\circ}00'00''$ E e a $90^{\circ}00'00''$ S e $180^{\circ}00'00''$ W?;
- 25) Por que a altura do Sol varia com a latitude?;
- 26) No dia de um equinócio, qual é maior: a parte clara (dia) ou a parte escura (noite) ?;
- 27) Qual seria a única condição em que não haveria estações do ano no planeta Terra?;
- 28) Cite qual é a diferença do horário em UTC para o oficial;
- 29) Explique como foi inventada (pelo homem) a divisão do tempo;

- 30) Cite qual é a diferença principal entre tempo sideral e tempo solar;
- 31) Explique por que o dia solar é maior que o dia sideral;
- 32) Explique por que as datas de início de cada estação têm defasagem de três meses;
- 33) Por que a velocidade de rotação da Terra é maior no Equador e menor nos Polos?;
- 34) Na hipótese de um aumento de 20% na velocidade de rotação da Terra, qual seria o comprimento do dia?;
- 35) Com base na hipótese da questão anterior, haveria mudança na trajetória Terra-Sol?;
- 36) Quais são os fusos horários dos locais situados a 20° S e 75° W e a 30° N e 60° E?

CAPÍTULO IV

PRESSÃO ATMOSFÉRICA

INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre é constituída por uma mistura de vários gases que exercem sobre a superfície uma determinada força por unidade de área. Ao peso exercido por essa coluna de ar, com secção reta e de área unitária, que se encontra acima do observador, em um dado instante e local, define-se como sendo a pressão do ar atmosférico ou pressão atmosférica (PA).

Para essa circunstância, a pressão depende basicamente da altitude do local, porque à medida que aumenta a altitude, o ar se torna mais rarefeito, isto é, menos denso e, portanto, a PA será cada vez menor.

O estudo da pressão atmosférica é muito importante para a Meteorologia. Basta lembrar que o AR sendo um fluido, sua tendência é sempre se movimentar em direção às áreas de menor pressão. Assim sendo, a oscilação na pressão atmosférica é a condição *sine qua non* para ocorrência de movimentos atmosféricos. Muito embora existam outras forças intervenientes que,

às vezes, podem modificar a tendência inicial do ar de se movimentar para os locais com menores valores de PA.

A PRESSÃO ATMOSFÉRICA E A EXPERIÊNCIA DE TORRICELLI

A pressão atmosférica é definida matematicamente pela equação: $PA = \frac{F}{A} = \frac{P}{A} = \frac{mg}{A}$. As variáveis envolvidas na expressão dependem das condições locais e instantâneas, da altitude, da temperatura, dentre outras. Como a atmosfera é um meio heterogêneo e sem altura bem definida, torna-se, a priori, infactível a determinação do “peso” de uma coluna de ar para o cálculo da PA.

Para contornar tais dificuldades, o físico italiano Evangelista Torricelli (1608-1647), utilizou um barômetro de mercúrio a fim de realizar uma experiência científica visando determinar a pressão atmosférica num local onde não houvera variação de altitude ou se houvesse fosse pequena. Assim sendo, o local estabelecido como referência foi ao nível do mar, conforme mostra a Figura 21.

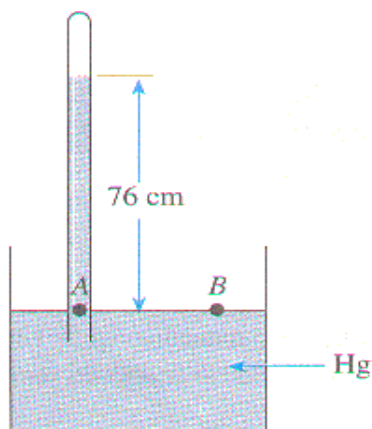


Figura 21- Barômetro de mercúrio (Hg) e experiência de Torricelli em 1643

Fonte: <http://www.algosobre.com.br/fisica/pressao-atmosferica-e-a-experiencia-torricelli/> acesso-15/04/2014.

A experiência foi realizada com um barômetro de mercúrio, construído por um tubo de vidro, com cerca de 100 cm de comprimento, cheio de mercúrio (Hg) e com a extremidade tampada.

Em seguida, o tubo foi colocado dentro de um recipiente (cuba ou cisterna, com Hg), posicionado verticalmente e de forma invertida.

O tubo de vidro é protegido por um cilindro de metal, acoplado à cuba e dotado de um visor e com escalas graduadas, em cm ou mm, que permite visualizar a superfície curva de líquido contido no tubo (menisco).

Evangelista Torricelli observou que, após destampar o tubo, o mercúrio desceu estabilizando-se na altura equivalente a 76 cm, restando o vácuo na parte vazia do tubo como mostra a Figura 21.

O princípio de funcionamento de um barômetro baseia-se na lei de Stevin, que diz: “não há diferença de pressão hidrostática entre dois pontos situados ao mesmo nível”.

Baseado nessa lei, as pressões nos pontos A e B (Figura 21) são iguais (pontos na mesma linha horizontal e no mesmo líquido). Assim, a pressão no ponto A equivale à pressão da coluna de mercúrio dentro do tubo, e a pressão no ponto B equivale à pressão atmosférica ao nível do mar.

Se $P_A = P_B =$ peso da coluna de Hg/área de secção transversal do tubo, isto significa que, a pressão no ponto **B** é igual à pressão no ponto **A** que é, portanto, a própria pressão atmosférica.

Como a coluna de mercúrio que equilibra a pressão atmosférica foi de 76 cm, esse é o valor da pressão atmosférica ao nível do mar. Pela hidrostática, sabe-se que a pressão de uma coluna de líquido é igual a ρgh e representa energia por unidade de volume.

Três são as formas de expressar as unidades de medidas de energia: 1) energia por unidade de massa (E/m), cujas unidades mais comuns são: erg/g, joules/Kg e cal/g; 2) energia por unidade de volume (E/V), com unidades dina/cm², bar, atmosfera e 3) energia por unidade de peso (E/P), carga hidráulica.

Há várias unidades de medidas da PA, embora as mais usadas sejam: cm ou mm de mercúrio, atmosfera (atm), milibar (mb), hectopascal (hPa) e metros de colunas de água (mca), cujos valores equivalentes ao NMM são:

$$76 \text{ cmHg} = 760 \text{ mmHg} = 1 \text{ atm} = 1013,2 \text{ mb} = 1013,2 \text{ hPa} = 10,33 \text{ mca}$$

Durante muito tempo, costumou-se exprimir a pressão atmosférica em altura da coluna de mercúrio, adotando-se como unidade, mm de Hg. Na Meteorologia, as unidades mais recomendadas são: milibar e hectopascal, embora no intercâmbio internacional de dados, a unidade usada é a hPa, cuja relação é: 1mb=1 hPa.

As maiores PA são obtidas em altitudes nulas ou negativas, em relação ao nível médio do mar (NMM). Para pontos acima deste, a PA será menor, como exemplifica a Tabela 3.

Tabela 3 - Variação da pressão atmosférica em função da altitude

Altitude (m)	HPa	Altitude (m)	hPa
0	1013,2	1200	658
200	989,2	1400	642
400	965,2	1600	627
600	942,5	1800	612
800	919,9	2000	598
1000	898,5	3000	527

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Os manômetros (medidores de pressão) utilizam a pressão atmosférica como referência, contabilizando-se a diferença entre a pressão do sistema e a pressão atmosférica. Tais pressões são chamadas de manométricas. A pressão manométrica pode ser positiva ou negativa. Quando um manômetro indica um valor de pressão negativa, ele é chamado de manômetro de vácuo.

VARIAÇÕES LOCAIS DA PRESSÃO ATMOSFÉRICA

A pressão atmosférica varia de ponto para ponto e, em cada ponto, ao longo do tempo. As variações sucessivas decorrem das incessantes oscilações na massa específica do ar, nas camadas da atmosfera situadas acima do local em questão, causadas pelo aumento e/ou diminuição da temperatura, no conteúdo de vapor d'água ou em ambas. Dessa forma, a pressão atmosférica varia com a altitude, porque a camada mais baixa é naturalmente mais densa que a superior.

A coluna de ar que se encontra acima de um observador está sempre em processo de renovação, devido ao vento. Como o ar substituinte possui massa específica diferente daquela que ali existia, o peso difere e, conseqüentemente, haverá uma contribuição aditiva ou subtrativa para a pressão. Pode acontecer que as variações ocorridas se compensem e, nesse caso, o valor da PA permanecerá o mesmo.

De uma forma geral, a pressão atmosférica em qualquer ponto da superfície terrestre está oscilando de forma contínua com o tempo. Por isso, a PA pode variar, em um mesmo lugar, com a hora do dia, estação do ano, como também, de local para local, ao mesmo tempo.

A curva diária da PA à superfície revela uma onda com duas cristas (10 e 22 horas) e dois cavados (04 e 16 horas). Na região tropical, a amplitude diária da variação da PA é bem menor que na extratropical.

Em condições não perturbadas, essa configuração oscilatória se assemelha aos movimentos das marés oceânicas e, por isso, infere-se a denominação de “maré barométrica”. De acordo com a Lei de Laplace, a pressão diminui numa progressão geométrica, enquanto que a altitude aumenta numa progressão aritmética. A temperatura é a principal causa da variação da PA. Por isso, sua influência sente-se num mesmo lugar, conforme a hora do dia ou época do ano.

AJUSTE DA PRESSÃO AO NÍVEL MÉDIO DO MAR

Os barômetros de mercúrio são fabricados de modo a fornecer leituras corretas, quando submetidos às condições padronizadas de temperatura ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$) e aceleração da gravidade ($980,665\text{ cm.s}^{-2}$). Mesmo sob essas condições, qualquer variação na pressão atmosférica acarretará mudança do nível de mercúrio no interior da cuba do barômetro.

Devido a isso, a leitura do barômetro deve ser feita conjuntamente com a temperatura, sendo aplicadas, normalmente, três correções: temperatura, para ajustar a leitura a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, instrumental (fornecida pelo fabricante) e gravidade. O cômputo delas será aplicado ao valor da leitura barométrica, que resultará na pressão atmosférica do local (corrigida).

Não é correto comparar o valor da PA lido, em qualquer local, sem efetivar as correções. A comparação dos valores da PA, em qualquer local, só pode ser feita aplicando-se a correção ao

nível médio do mar. Esse fator de correção (F_c) consiste em eliminar o efeito relevo (altitude) e a partir desta, a PA denomina-se de pressão atmosférica corrigida ao nível médio do mar (PA_{NMM}).

Caso isso não fosse feito, os valores da PA referentes às localidades mais elevadas, sendo sempre menores que as mais baixas, conduziriam a resultados inverídicos. Essa conclusão, por ser baseada em uma premissa falsa, seria contrariada pelas observações na direção do vento.

Neste contexto, há necessidade de se fazer um ajuste ao valor da PA lida, em qualquer local. Para isto, aplica-se um fator de correção em função da temperatura e da altitude do local, a fim de corrigir os valores da PA observados a um dado nível de referência (NMM).

Dessa forma, o local com altitude positiva, o fator de correção é aditivo (+) ao valor da PA lida. Esse fator compensa a camada atmosférica que passaria a existir sobre esse local, caso fosse hipoteticamente deslocado de sua altitude real até o NMM. Já os locais com altitude negativas, os F_c são subtrativos (-) aos valores lidos da PA e, por isso, a PA corrigida ao NMM será menor.

O ajuste da pressão atmosférica devido ao relevo é referido na bibliografia especializada como “redução da pressão ao NMM”. Essa terminologia parece ser imprópria, uma vez que, a maioria das localidades se situa acima do NMM. Nos cálculos da pressão corrigida (PA_{NMM}), não há “redução” e sim acréscimo. A redução, nesses casos, seria na altitude e não na pressão.

Os fatores de correção são mostrados na Tabela 4. Os cálculos da pressão atmosférica corrigida ao nível médio do mar (PA_{NMM}) serão determinados mediante a expressão:

$$PA_{NMM} = PA_{observada} \pm F_c$$

Tabela 4 - Fatores de correção da altitude (Fc), em mm Hg, para diferentes valores de altitudes (Alt.) e temperatura para obtenção da pressão corrigida ao nível médio do mar (continua)

Alt.	Temperatura do ar (°C)/Fatores de correção em mm Hg														
	18,0	19,0	20,0	21,0	22,0	23,0	24,0	25,0	26,0	27,0	28,0	29,0	30,0		
(m)	18,0	19,0	20,0	21,0	22,0	23,0	24,0	25,0	26,0	27,0	28,0	29,0	30,0		
5	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44		
10	0,89	0,89	0,89	0,89	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87	0,87	0,87	0,86	0,86		
20	1,79	1,78	1,78	1,77	1,76	1,75	1,74	1,73	1,73	1,72	1,71	1,70	1,70		
30	2,67	2,66	2,65	2,64	2,63	2,62	2,61	2,60	2,60	2,59	2,59	2,57	2,55		
40	3,56	3,54	3,53	3,52	3,51	3,50	3,49	3,47	3,46	3,45	3,44	3,43	3,42		
50	4,43	4,41	4,40	4,38	4,37	4,35	4,34	4,32	4,30	4,29	4,27	4,25	4,24		
60	5,32	5,30	5,28	5,26	5,24	5,23	5,20	5,18	5,17	5,15	5,14	5,12	5,10		
70	6,21	6,21	6,18	6,13	6,11	6,10	6,07	6,04	6,02	6,00	5,98	5,96	5,94		
80	7,08	7,05	7,03	7,00	6,97	6,94	6,90	6,89	6,87	6,84	6,82	6,79	6,77		
90	7,96	7,93	7,90	7,87	7,84	7,81	7,78	7,75	7,72	7,69	7,65	7,63	7,60		
100	8,83	8,80	8,77	8,74	8,71	8,67	8,64	8,61	8,58	8,54	8,51	8,43	8,45		
200	17,56	17,49	17,42	17,36	17,29	17,22	17,15	17,09	17,02	16,95	16,88	16,82	16,75		
300	26,51	36,05	25,95	25,85	25,75	25,65	25,55	25,45	25,35	25,25	25,15	25,05	24,95		
400	34,64	34,50	34,37	34,24	34,11	33,97	33,84	33,71	33,58	33,44	33,31	33,18	33,05		
500	43,00	42,83	42,67	42,50	42,34	42,18	42,02	41,85	41,69	41,53	41,37	41,20	41,04		
600	51,25	51,05	50,86	50,66	50,47	50,28	50,10	49,89	49,70	49,50	49,31	49,11	48,82		
700	59,40	59,17	58,95	58,72	58,50	58,28	58,05	57,83	57,61	57,38	57,16	56,98	55,71		
800	67,42	67,17	66,92	66,67	66,42	66,17	65,92	65,66	65,41	65,16	64,91	64,66	64,41		
900	75,35	75,07	74,79	74,51	74,23	73,96	73,68	73,40	73,12	72,85	72,57	72,30	72,01		
1000	83,16	82,85	82,55	82,24	81,94	81,63	81,33	81,02	80,72	80,41	80,11	79,80	79,50		

Fonte: Hermes Alves de Almeida /2014.

FORÇA DO GRADIENTE DE PRESSÃO

A atmosfera por ser um fluido, a pressão varia em todas as direções. Quando se pretende analisar o efeito da PA sobre o movimento do ar, leva-se em conta a sua variação horizontal. Assim, o gradiente de pressão é definido como sendo a diferença da pressão entre dois pontos divididos pela distância. O movimento ocorrerá sempre do maior para o de menor pressão.

CONFIGURAÇÕES TÍPICAS DO CAMPO DE PRESSÃO

O deslocamento e o desenvolvimento de sistemas atmosféricos serão sempre avaliados mediante a comparação. Por isso, exige que a coleta de dados seja feita simultânea em todas as estações meteorológicas ao mesmo tempo, ou seja, em Unidades de Tempo Coordenado (UTC).

A Figura 22 mostra um mapa do Tempo, com isóbaras e configurações típicas do campo da PA.

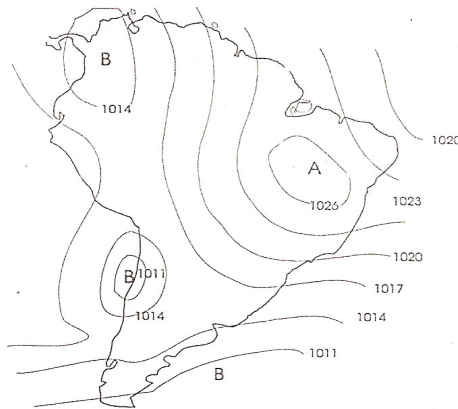


Figura 22 - Configurações típicas do campo de pressão atmosférica, em hPa
Fonte: M. A. Varejão-Silva /2001.

ISÓBARAS E SUPERFÍCIES ISOBÁRICAS

A Figura 22 mostra uma configuração isobárica, com centros fechados e com indicativos: de alta (A) e de baixa (B) pressão. A interseção das isóbaras com um plano de referência, em geral, ao NMM, forma as superfícies isobáricas.

Além das cartas de superfície, são confeccionadas as de altitudes (a diferentes níveis da atmosfera), contendo informações precedentes de estações de sondagem aerológica.

CENTROS DE ALTA E DE BAIXA PRESSÃO

Num mapa contendo representações do campo da pressão atmosférica, constata-se, muitas vezes, a presença de uma ou mais isóbaras fechadas, concêntricas ou não, delimitando-se uma área onde a pressão é maior ou menor que em qualquer outro ponto a sua volta.

A Figura 23 exemplifica com uma distribuição média temporal da pressão, em hPa, ao NMM.

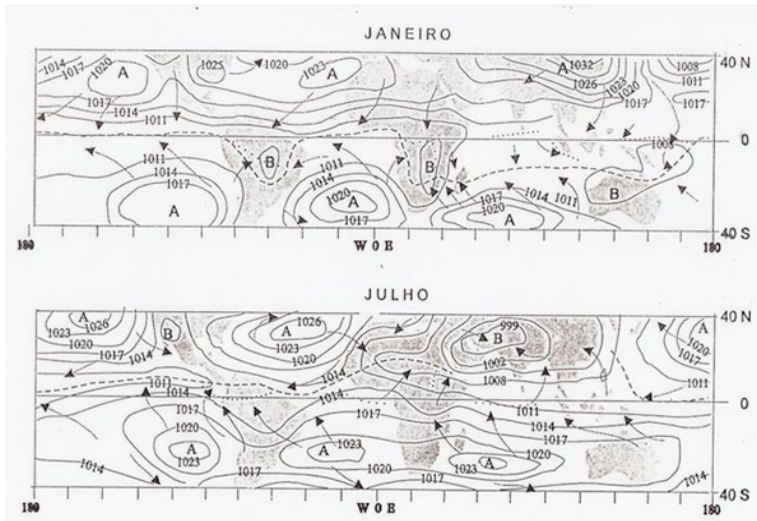


Figura 23 - Distribuição média temporal da pressão (hPa) ao nível médio do mar
 Fonte: M. A. Varejão-Silva /2001.

Os centros de Alta e de Baixa pressão são indicados, respectivamente, pelas letras A e B (Figura 22), bem como os ventos predominantes à superfície por setas (Figura 23).

Os núcleos de pressão mais elevados são denominados de centros de alta pressão, centros anticiclônicos ou, simplesmente, anticlones. Esses centros são indicados, nas cartas, pela letra A.

Os centros anticiclônicos são caracterizados pelo afastamento do ar, ou seja, pela divergência e, portanto, são centros divergentes. As altas PA resultam da descida do ar frio e, por isso, o movimento vertical ocorre de cima para baixo (subsidente) e ao chegar à superfície diverge.

Os núcleos de menor pressão são denominados de centros de baixa pressão, centros ciclônicos ou ciclones, sendo indicados pela letra B. Essa configuração isobárica delimita área onde

a pressão atmosférica é menor que em qualquer outro ponto circunvizinho.

A elevação (ascensão) do ar quente vai dar origem aos sistemas de baixa pressão. Assim, os centros ciclônicos são caracterizados pelo encontro de ar, portanto, são centros convergentes.

Num ciclone, à superfície, há uma convergência de ar, ou seja, um encontro. Já, no anticiclone, ocorre o oposto. Quanto maior for a diferença da PA, maior será a velocidade do vento. Assim, quanto maior for a diferença da PA, maior será a velocidade do vento.

As posições dos centros ciclônico e anticiclônico se alternam em função da época do ano, devido à variação térmica no globo. Assim, as áreas continentais, por exemplo, devido a grande amplitude térmica, podem alterar a intensidade e a posição desses centros.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Dê o significado físico da pressão atmosférica (PA);
- 2) Por que a pressão atmosférica aumenta ou diminui com a altitude?
- 3) Cite quais são as principais unidades de medidas da PA com os seus respectivos valores ao Nível Médio do Mar (NMM);
- 4) Explique por que é necessário corrigir a pressão atmosférica ao nível de referência (N. M. M.);
- 5) Na dinâmica da atmosfera, por que a PA tem que ser na mesma unidade de medida?;
- 6) O que significam isóbara e superfície isobárica?;
- 7) Converter as isóbaras de 60 cm Hg e de 980 mb em hPa;
- 8) Trace uma curva teórica diária com os valores máximo e mínimo da PA para a região tropical. Com base nesta curva, explique se há ou não uma relação com a maré oceânica;
- 9) Qual elemento do clima é o principal responsável pela variação espacial e temporal da PA?;
- 10) Por que a PA corrigida ao NMM, para locais com altitude positiva, é maior que a PA lida?;
- 11) O que se torna necessário para se comparar a PA de locais com diferentes altitudes?;
- 12) Descreva e conceitue o que significa ciclone e anticiclone;
- 13) Explique por que num ciclone há convergência de ar e num anticiclone divergência;
- 14) Faça um “croqui” com isóbaras regularmente espaçadas de um ciclone e de um anticiclone e indique os sentidos dos movimentos horizontal e vertical para ambos os hemisférios;
- 15) Qual o gradiente de pressão em hPa/km para os locais B e C e D e E, se as distâncias entre si são de 100 km e as PA são, respectivamente, de 1020, 1010, 1020 e 980 hPa?;

- 16) Indique qual o sentido do movimento do item anterior e onde a velocidade será maior;
- 17) Que configuração isobárica predomina num dia típico de verão e na área continental?;
- 18) Atribua valores as isóbaras do item 17 e indique o sentido do movimento horizontal no HS;
- 19) Explique por que nos anticiclones há um afastamento de ar e nos ciclones um encontro;
- 20) Se em dois locais (B e C) situados a 600 e 10 m de altitudes, as PA e as temperaturas do ar, num determinado instante, forem, respectivamente, de 690 mmHg e 23,8 °C e de 700 mmHg e 34,8 °C, qual o valor da PA em hPa e o sentido de movimento?;
- 21) De posse das isóbaras de 990, 1020, 980, 1010, 1000 hPa, construir uma configuração isobárica circular, com isóbaras regularmente espaçadas, de um ciclone e de um anticiclone;
- 22) Se as PA corrigidas ao NMM dos locais F, G, H e I forem, respectivamente, de 1005, 1000, 1010 e 1010 hPa. Indique qual o sentido do movimento entre F e G; G e H e entre H e I;
- 23) Considere dois locais A e B. Com base no gradiente horizontal de pressão, descreva em que condição o movimento seria de A → B; de B → A e quando não haveria movimento;
- 24) Um local D distante 100 km das localidades E e F, as PANMN são, respectivamente, de 705,1 mm Hg; 0,918 atm e 67,5 cm Hg. Indique, respectivamente, quais são os sentidos de movimentos, as forças individuais da PA e explique por que a velocidade do vento é maior entre D e F;
- 25) Considere um dia típico de verão no Hemisfério Sul, construa uma configuração isobárica circular, com três isóbaras (atribuir valores em hPa), e indique os sentidos dos movimentos horizontal e vertical;

26) Os locais (C e D) e (F e G) distantes 100 km entre si têm as respectivas isóbaras: 1010 mb e 0,986 atm; 1010 hPa e 772,6 mm Hg. Indique qual o sentido de movimento, as forças individuais que atuam entre si e onde (entre C e D ou entre F e G) a velocidade do vento será maior e por quê;

27) Num dia típico de inverno no HS, foram registradas as seguintes isóbaras: 1000 mb, 1010 hPa e 1005 mb. A partir desta condição, construir um centro isobárico com isóbaras regularmente espaçadas e em hPa, e indique os sentidos dos movimentos horizontal e vertical.

CAPÍTULO V

MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS

INTRODUÇÃO

Os movimentos atmosféricos se processam em diferentes escalas de espaço e de tempo. Há turbilhões convectivos com diâmetros da ordem de centímetros e de segundos de duração até configurações de larga escala com abrangência de milhões de quilômetros. Todas essas escalas de movimentos envolvem transformações de energia.

A atmosfera se movimenta em resposta a uma diferença de pressão entre dois pontos (locais). Por isso, só há movimento se houver uma diferença de pressão entre si, ocasionada pela incidência e/ou pela absorção da irradiância solar de forma distinta.

O ar sendo um fluido, a expansão e/ou a contração de um determinado volume ocorre devido ao aumento ou a diminuição da temperatura, respectivamente. Por isso, um volume de ar mais aquecido é menos denso que um de ar mais frio. Ar menos

denso tende a subir, exercendo, portanto, menor força vertical por unidade de área que é a pressão atmosférica.

A disponibilidade de energia explica porque existem variações espacial e temporal na espessura da Troposfera ao redor da Terra. Razão essa que explica o porquê dessa camada atmosférica ser mais expandida no Equador e mais contraída nos Polos. O mesmo ocorre quando se compara a parte ensolarada da Terra (dia) com a escurecida (noite).

Nas proximidades da faixa equatorial, a pressão atmosférica será sempre menor que nas dos Polos. É por esse motivo que, na superfície, as massas de ar frias (alta pressão) sempre avançam para as regiões mais aquecidas (baixa pressão). Em altitude, forma-se uma célula de circulação oposta àquela que ocorre à superfície. Esse movimento redistribui a energia que “sobra” no Equador enviando-a para as latitudes maiores.

De uma forma simplificada, deduz-se que uma parcela de ar (volume de controle) está sujeito a dois tipos de forças: primárias (gravidade, flutuação térmica e gradiente horizontal de pressão) e secundárias (atrito e Coriolis).

As forças primárias são aquelas que atuam sobre uma parcela de ar, em qualquer situação (repouso ou movimento), e as secundárias somente ocorrem quando se inicia o movimento.

A força de atração gravitacional é sempre direcionada para o centro da Terra, prendendo a atmosfera próximo a sua superfície, sendo essa componente (força), a principal responsável pela pressão.

A força devido à flutuação térmica contribui, de forma expressiva, para a variação da pressão atmosférica local, contribuindo tanto para aumentar quanto para diminuir a PA a nível local. Por isso, a contribuição será aditiva, quando a superfície do solo estiver mais fria. Contrariamente, se a superfície estiver

aquecida (quente), haverá ascensão de ar e, por isso, a contribuição será subtrativa, o que resulta numa pressão menor.

A força do gradiente horizontal de pressão indica se há ou não movimento de um local para outro e qual o sentido de movimento.

No momento em que a parcela de ar começa a se movimentar, haverá a atuação de duas outras forças, denominadas de secundárias. Uma é a força devido ao atrito com a superfície do solo, que atua sempre de forma contrária ao sentido do movimento e a outra é uma força aparente devido ao movimento de rotação da Terra, denominada de força ou aceleração de Coriolis.

A força de Coriolis atua na “parcela” de ar, sempre perpendicular à direção do movimento e no sentido Oeste, ou seja, mudando a trajetória sem alterar a velocidade. Assim, no Hemisfério Sul, o movimento do ar será desviado para esquerda do seu sentido original. Já, no Hemisfério Norte, o desvio se dá para a direita (Figura 24). Destaca-se, ainda, que essa força está sempre presente nos sistemas atmosféricos rotatórios de larga escala (ciclones e anticiclones).

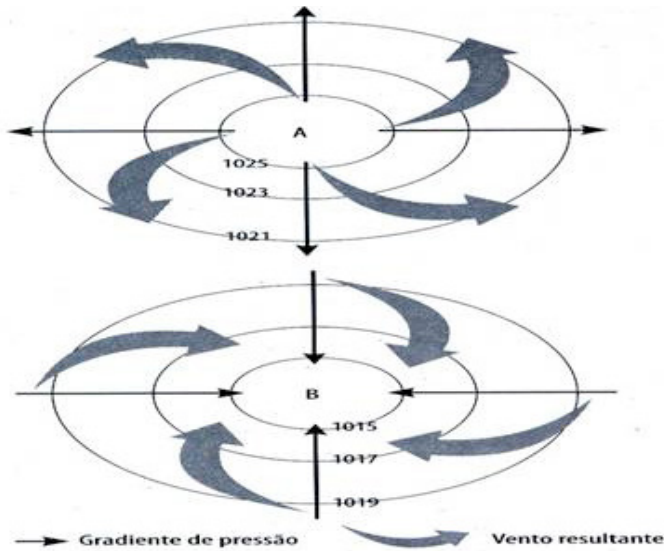


Figura 24 - Efeito da força de Coriolis sobre a trajetória do vento no Hemisfério Sul

Fonte: <https://www.google.com.br/search/Efeito+da+força+de+Coriolis/acesso+21/04/2014>.

As configurações isobáricas com destaque para os centros ciclônico (B) e anticiclônico (A), construídos com isóbaras regularmente espaçadas e com as respectivas circulações horizontal e vertical, para os hemisférios Norte e Sul, são mostradas nas Figuras (23) e (24).

Nos centros ciclônicos, as superfícies isobáricas têm concavidade voltada para cima (Figura 25). Nas proximidades de um centro ciclônico, qualquer parcela de ar tende inicialmente a se deslocar na direção radial, da periferia para o centro, em ambos os hemisférios.

Os valores da PA, nos centros ciclônicos (B), crescem do centro para a periferia ou decrescem em sentido oposto. Nesses centros, há convergência de ar à superfície e o movimento

vertical é necessariamente ascendente (de baixo para cima). Os ventos giram no sentido dos ponteiros do relógio no Hemisfério Sul e anti-horário no Hemisfério Norte.

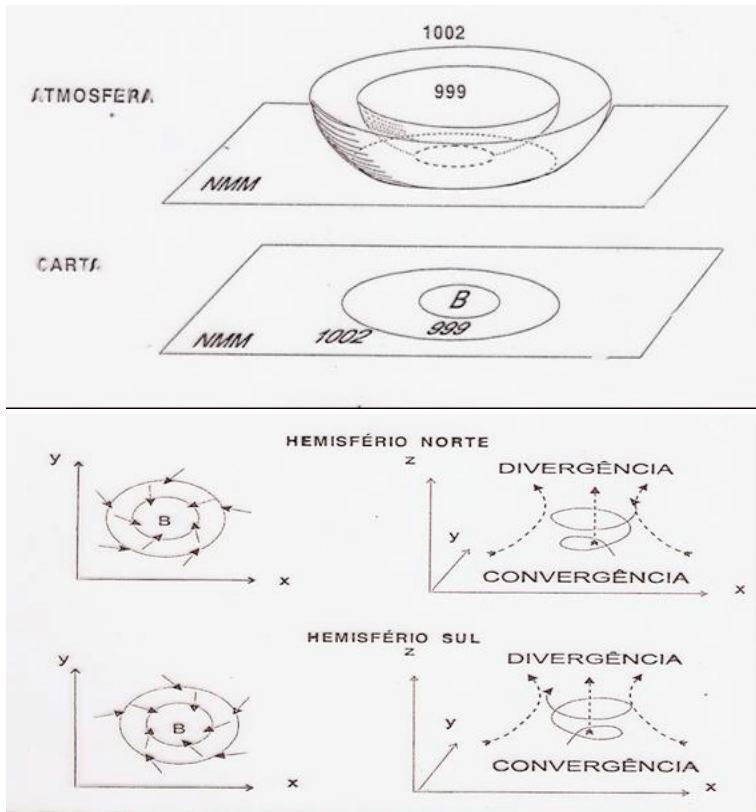


Figura 25 - Croqui de um centro ciclônico, com os respectivos sentidos da circulação horizontal e vertical, para os Hemisférios Norte e Sul
 Fonte: M. A. Varejão-Silva/2001.

No centro de alta de pressão ou simplesmente anticiclônico (A), as superfícies isobáricas apresentam-se com concavidade voltada para baixo (Figura 26) e os valores da PA crescem da periferia para o centro ou decrescem de forma inversa.

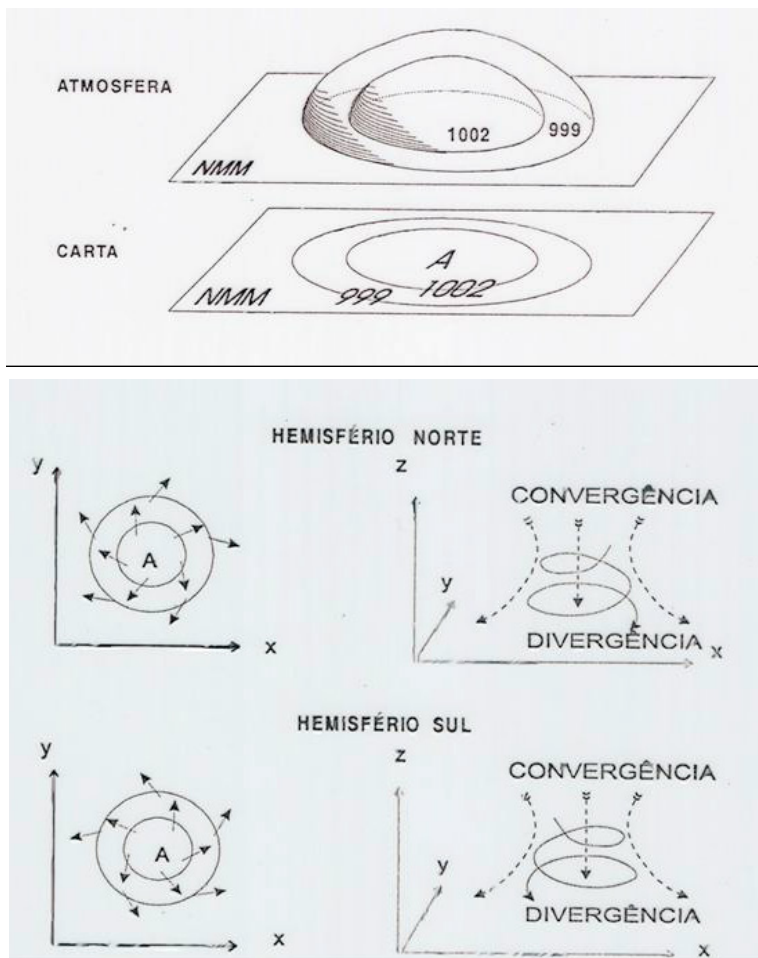


Figura 26 - Croqui de um anticiclônico, com os respectivos sentidos da circulação horizontal e vertical, para os hemisférios Norte e Sul
Fonte: M. A. Varejão-Silva/2001.

Ressalta-se, entretanto, que uma vez iniciado o movimento, tanto num sistema de baixa pressão (ciclone) quanto no de alta PA (anticiclone), haverá a atuação da força de Coriolis desviando-a para esquerda ou para a direita, a depender do hemisfério.

A circulação horizontal que se estabelece nas vizinhanças de um anticiclone ocorre no sentido horário, no Hemisfério Norte e anti-horário no Sul. Assim, a tendência inicial de qualquer parcela de ar é mover-se radialmente, afastando-se do centro para a periferia.

Imediatamente depois de iniciado o movimento de ar em um ciclone, atua a força de Coriolis, desviando o movimento para esquerda ou para direita a depender do hemisfério. Por isso, o sentido da circulação horizontal é horário no HS e anti-horário no HN. O tempo associado a essa condição é normalmente instável, o que favorece a ocorrência de tempestade e ventos mais intensos.

No anticiclone, o movimento é divergente à superfície e o sentido vertical é descendente, ou seja, de cima para baixo. O ar tende descer próximo do centro de alta pressão, onde são encontrados os maiores valores de pressão. As condições de tempo associadas são estáveis, porque não há movimento ascendente e, por isso, não favorecem a ocorrência da precipitação.

CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA E VENTOS PREDOMINANTES

O movimento (tridimensional) da atmosfera ocorre em diferentes escalas de espaço e tempo. Em todas elas, envolvem transformações de energia (interna, potencial e cinética). A circulação geral na troposfera se deve ao aquecimento diferencial da superfície do solo. As diferenças de temperatura nas proxi-

midades dos Polos e do Equador e do continente em relação ao oceano vão originar movimentos capazes de distinguir as distintas condições do Tempo.

O perfeito entendimento da circulação geral da atmosfera (troposfera), em relação aos seus aspectos comportamentais médios, ou prevalentes, ainda pode estar longe de ser entendido, dado à complexidade dos processos intervenientes.

A caracterização dos aspectos predominantes torna-se complexa porque a superfície do globo terrestre é muito heterogênea. Além disso, há extensas áreas continentais desabitadas e uma vasta superfície oceânica onde é difícil a coleta de dados sistemáticos, exceto, quando se utiliza de sensores eletrônicos.

As desigualdades nas distribuições espacial e temporal da irradiância solar à superfície da Terra originam fluxos de energia das regiões mais frias (maior PA) para as mais quentes (menor PA). Por isso, o transporte de calor se efetua por fluxo de massa, devido ao aquecimento diferencial, e aos movimentos oceânicos.

O primeiro ensaio da circulação da atmosfera, numa escala espacial mais ampla, foi creditado a G. Hadley, em 1735, e restrito aos Trópicos. Ele se dedicou a esse tema durante quase um século antes de Coriolis ter estabelecido a fórmula matemática da força defletora. O Hadley acreditava na existência de duas grandes células de circulação, uma em cada hemisfério, como forma de explicar os ventos observados à superfície na zona tropical; sendo assim, chamadas de ventos Alísios.

O professor William Ferrel, em 1856, descobriu que há três células de circulação, para cada hemisfério, como forma de justificar os ventos observados também nas zonas de latitudes médias e circumpolares. Ele introduziu, ainda, a ação da força de Coriolis na deflexão do movimento do ar nas citadas células.

Vários esquemas (modelos conceituais) de circulação se seguiram, inclusive novas versões apresentadas por Ferrel, Berjekens, dentre outros. No entanto, o principal problema inerente a esses tipos de modelos não é apenas para justificar a existência de ventos predominantes, mas fazê-lo explicando como acontece o transporte de energia e de quantidade de movimento angular, necessário à manutenção do equilíbrio energético do sistema superfície-atmosfera.

CÉLULAS DE CIRCULAÇÃO MERIDIONAL

Na macroescala, os ventos de superfície estão associados à circulação geral da atmosfera, cujos movimentos e sentidos de deslocamento ocorrem em função do gradiente horizontal de pressão. Embora os campos de pressão e de ventos variem continuamente, ao longo do tempo, sobre a superfície, é possível detectar certa tendência de ocorrer centros de alta e de baixa pressão em função da latitude como mostram as Figuras 27 e 28.

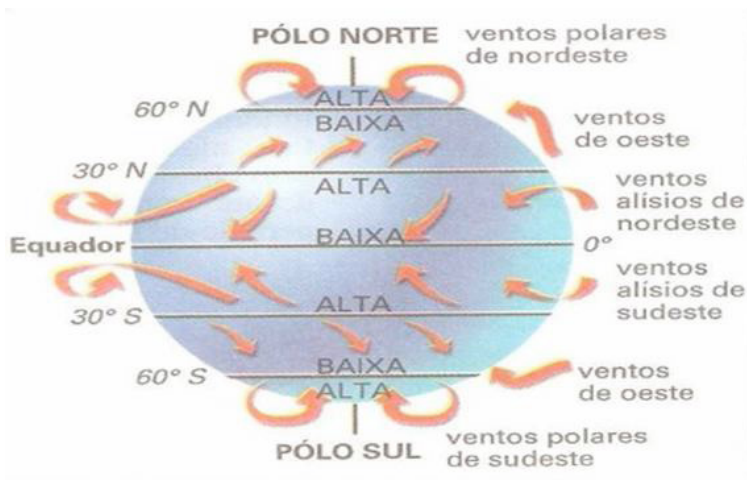


Figura 27 - Modelo da circulação geral da atmosfera, baseado na alternância centros de alta e de baixa pressão em função da latitude

Fonte: <http://professorjbosco.blogspot.com.br/2011/09/circulacao-geral-da-atmosfera.html>/acesso-15/04/2014.

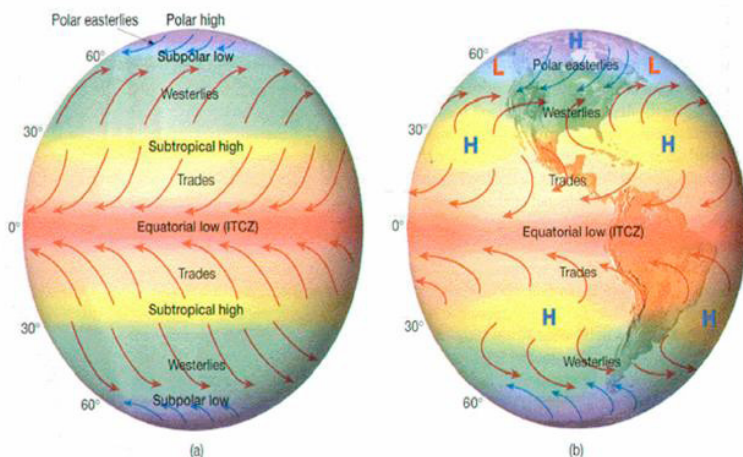


Figura 28 - Modelo de circulação geral da atmosfera com base nos centros de alta e de baixa pressão em função da latitude (a); “quebra” do modelo causado pela distribuição dos continentes (b)

Fonte: <http://geografia-marciameyer.blogspot.com.br/2014/03/8-serie-circulacao-global-da-atmosfera.html>/acesso-15/04/2014.

Apenas por questão didática, será comentado o modelo de circulação meridional, admitindo-se a alternância de centros de alta e de baixa pressão localizados em faixas latitudinais aproximadamente simétricas em relação ao Equador.

Baseado na pressão atmosférica, há três células de circulação em cada hemisfério: a primeira foi denominada de **célula de Hadley**, cujo ramo ascendente aproxima-se do Equador e o descendente a uma latitude de cerca de 30°; a segunda (na latitude média), entre 30 e 60°, conhecida como **célula de Ferrel** e a terceira de **célula polar** (de 60 a 90°). Essas células de circulação atuam na troposfera e o limite superior de cada uma estaria imediatamente sob a tropopausa.

De acordo com esse modelo conceitual, na faixa equatorial predomina uma zona de baixa pressão (B), cujo centro fica, em média, um pouco acima do Equador geográfico. Em torno da latitude de 30°, nos dois hemisférios, existe uma faixa de alta pressão (latitude de Cavalos). De 60° e 70° N ou S, há novamente uma zona de baixa pressão e, nos Polos, ou nas proximidades, predominam centros de alta pressão (A).

Como a força de Coriolis desvia o sentido dos ventos, defletindo-os para a esquerda no Hemisfério Sul, e para direita do Hemisfério Norte, originam-se os ventos predominantes em cada faixa latitudinal. Assim, entre os Trópicos e o Equador, predominam os ventos **Alísios** de Nordeste, no Hemisfério Norte, e de Sudeste, no Hemisfério Sul. Entre os Trópicos e as faixas **extratropicais**, prevalecem os ventos de **Oeste** e entre a região extratropical e a polar, os ventos de **Leste**. Nas regiões de transição das células de circulação, predominam, normalmente, calmarias.

ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

Na faixa equatorial, os ventos Alísios, nos dois hemisférios, convergem formando-se a Zona de Convergência Intertropical (**ITCZ ou ZCIT**). Já, na faixa de 60° de latitude N ou S, ocorre o encontro dos ventos de Leste com os de Oeste, formando-se a Zona de Convergência Extratropical (**ETCZ ou ZCET**).

O aquecimento intenso e uniforme da irradiância solar na faixa equatorial contribui para diminuir a PA à superfície. Essa condição resulta na convergência de ventos quentes e úmidos, que são os Alísios de Sudeste, vindos do Hemisfério Sul, com os Alísios de NE, provenientes do Hemisfério Norte. No encontro, há a ascensão de ar na superfície, com essas características físicas

e em altitude, formam-se “bandas” nebulosas, quase contínuas, com nuvens convectivas, sobre a faixa tropical, com largura de até 500 km.

Embora a Zona de Convergência Intertropical oscile latitudinalmente, em cada hemisfério, a sua posição predomina sempre para o hemisfério de verão. A oscilação ocorre no sentido norte-sul, tendo maior variação entre a Ásia e a Austrália, onde oscila entre 20° S e 30° N. Já, na parte central e leste do Oceano Pacífico, a ITCZ fica próxima ao Equador Geográfico e sobre Atlântico, nas latitudes entre 8° S e 8° N, permanecendo mais tempo ao Norte, acerca de 5°, devido ao verão ser mais intenso nesse hemisfério.

A ITCZ é um dos mecanismos físico que mais influencia a precipitação pluvial nos continentes Africano, Americano e Asiático. No Norte e Nordeste do Brasil, estudos têm mostrado elevadas associação e correlção entre a ITCZ e a ocorrência de chuvas, nessas duas regiões, com mais ênfase para o setor setentrional do Nordeste brasileiro.

A ascensão dos Alísios a níveis superiores da troposfera proporciona uma redução gradativa na temperatura, perda de umidade e ocorrência de condensação. Em altitude, haverá um movimento no sentido oposto (subsidente), ou seja, contra Alísios, que ao retornar a faixa aquecida formará, novamente, os Alísios.

Na região Tropical, além da **circulação meridional** decorrente das atividades das células de Hadley, existe uma circulação zonal em larga escala, devido às células de Walker (Gilbert Walker, 1932). Esta célula de circulação é dita de Hadley, quando ocorre no sentido Norte-Sul, e de Walker quando se faz no sentido Leste-Oeste, sendo atribuída, basicamente, ao aqueci-

mento diferencial entre continente e oceano, embora elas ocorram de forma simultânea.

Na faixa em torno de 60° de latitude, os ventos de Leste (provenientes dos Polos) e os de Oeste (da zona temperada) se encontram e formam a Zona de Convergência Extratropical (baixa subpolar). Nela, há um encontro de ar frio e seco (polar) com o ar quente e úmido (da região tropical), originando os ciclones extratropicais (fora dos trópicos).

VÓRTICE CICLÔNICO DE AR SUPERIOR

Além da zona de convergência intertropical, há outros sistemas meteorológicos, tais como o vórtice ciclônico de ar superior (VCAS), por correr na alta troposfera, que induz variações nas condições de Tempo no Nordeste brasileiro. Origina-se sobre o Oceano Atlântico Tropical na faixa de 0°-28°S e 20°-45°W e quando penetra no Brasil coincide com Tempo bom na região Sul e na parte central do Nordeste e chuvas no setor setentrional do NE.

ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

A partir do final da década de 80, foi inserido no monitoramento do Tempo, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), como mostra a Figura 29. Trata-se de um fenômeno importante que ocorre na escala intrassazonal, durante o verão na América do Sul, com episódios de estiagens prolongadas e de enchentes nas regiões Sul e Sudeste do Brasil.

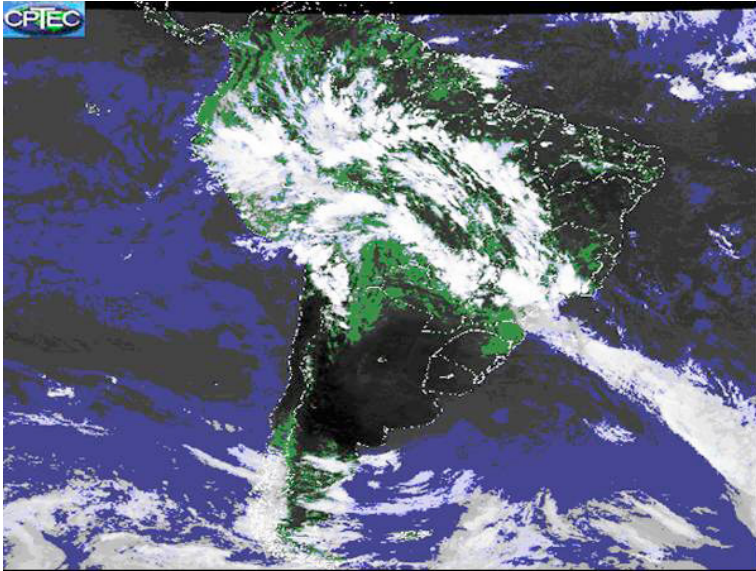


Figura 29 - Um exemplo da ZCAS numa imagem de satélite infravermelho

Fonte: www/inpe.ceptec.br/ acesso-15/04/2014.

Climatologicamente a ZCAS pode ser identificada, na composição de imagens de satélite, como uma banda de nebulosidade de orientação NW/SE, estendendo-se desde o sul da região Amazônica até a região central do Atlântico Sul. A ZCAS é um fenômeno típico de verão na América do Sul, cuja área de atuação engloba o centro sul da Amazônia, regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro sul da Bahia, norte do Estado do Paraná e prolonga-se até o Oceano Atlântico sudoeste. Ela exerce um papel preponderante no regime de chuvas na região onde atua, acarretando chuvas intensas.

Estudos observacionais mostraram diversas características comuns entre a ZCAS, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Zona Frontal de Baiu, chamadas, de uma forma geral, de Zonas de Convergência Subtropical (ZCST). Essas

características comuns seriam: (a) estendem-se para leste, nos subtropicais, a partir de regiões tropicais específicas de intensa atividade convectiva; (b) formam-se ao longo de jatos subtropicais em altos níveis e a leste de cavados semiestacionários; (c) são zonas de convergência em uma camada inferior úmida, espessa e baroclínica; (d) estão localizadas na fronteira de massas de ar tropical úmida, em regiões de forte gradiente de umidade em baixos níveis, com geração de instabilidade convectiva por processo de advecção diferencial. A permanência da ZCAS tem coincidido com períodos de enchentes de verão na região Sudeste e veranicos no Sul.

Sanches (2002), utilizando-se as reanálises do National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) para os meses de verão no período de 1980 a 2000, encontrou que a atividade convectiva na parte continental da ZCAS é mais profunda que na região oceânica.

Os padrões atmosféricos dominantes em situações de ZCAS, durante anos de El Niño e La Niña (LN), evidenciam as seguintes características: 1) Maior variabilidade de ocorrência de episódios de ZCAS em anos de La Niña e uma tendência de ocorrer 3 episódios em anos de El Niño; 2) Maior intensificação da convecção sobre o oceano Atlântico Sudoeste para anos de El Niño e maior sobre o continente em anos de LN. Além disso, em anos de LN, observa-se que anomalias negativas de vortacidade ao sul da ZCAS estendem-se para o continente, modulando a atividade convectiva tanto na parte oceânica quanto sobre o continente.

VENTOS PERIÓDICOS E CIRCULAÇÃO LOCAL

Os ventos ocorrem devido à diferença de aquecimento à superfície. Por isso, a circulação geral da atmosfera, discutida anteriormente, pode ser modificada, na escala espacial e temporal, devido ao aquecimento diferencial existente entre duas configurações distintas, ou seja, entre o continente e o oceano, entre uma encosta e um vale, entre distintas situações de relevo, dentre outras. Assim, o sentido do vento à superfície pode ser alterado pela circulação em menor escala, variando tanto de forma diária quanto na sazonal.

BRISAS MARÍTIMA E TERRESTRE

As brisas marítima e terrestre são pequenas circulações que ocorrem devido às diferenças de temperatura e, consequentemente, de pressão entre o continente e o oceano, exclusivamente na escala diária. Durante o período **diurno**, a superfície do continente se aquece mais rapidamente que a do oceano adjacente. Por isso, haverá uma contribuição subtrativa (superfície mais aquecida) no valor da pressão atmosférica, ou seja, a pressão será menor no continente e maior no oceano. Devido a isso, o movimento na superfície (o vento) soprará do oceano para o continente, formando uma circulação denominada de **brisa marítima** (Figura 30).

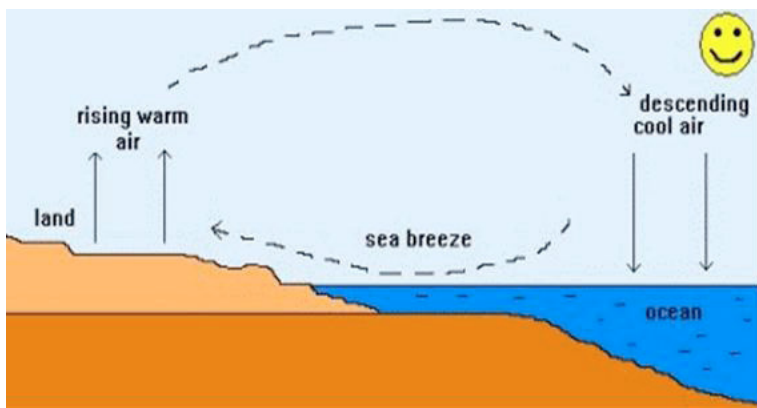


Figura 30 - Vento periódico local no sentido oceano continente durante o dia (brisa marítima)

Fonte: <http://www.weatherwizkids.com/weather-wind.htm/> acesso-15/04/2014.

A brisa marítima se fazer sentir no final da manhã, ela atinge um máximo no início da tarde e desaparece ao anoitecer. É mais forte nos dias quente e mais fraca nos dias nublados. O modelo de circulação é fechado, com movimentos ascendentes no continente e subsidentes no mar.

Durante a **noite**, o continente perde calor muito mais rápido que o oceano e a partir de certa hora, após o ocaso do Sol, a superfície do oceano passa a ostentar temperatura mais elevada que a do continente. Essa condição faz com que uma faixa de **alta pressão** (superfície mais fria) se situe no continente e uma baixa no oceano (superfície mais aquecida).

Assim, a circulação se inverte e o vento à superfície passa a soprar **do continente para o mar**, constituindo a brisa terrestre ou **continental** (Figura 31). A configuração isobárica de uma brisa terrestre gera movimento ascendente sobre o oceano e subsidente na área continental.

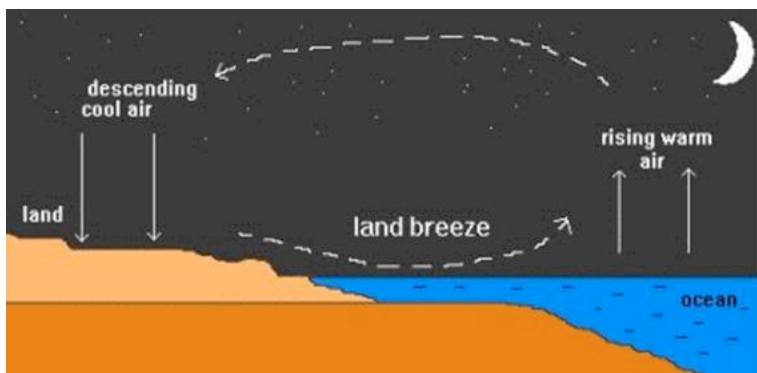


Figura 31 - Vento periódico no sentido continente oceano durante a noite (brisa terrestre)

Fonte: <http://www.weatherwizkids.com/weather-wind.htm/> acesso-15/04/2014.

A brisa terrestre é, em geral, mais fraca que a marítima, embora ambas nem sempre sejam percebidas. No Nordeste brasileiro, por exemplo, devido aos ventos Alísios serem intensos e persistentes durante todo o ano, os efeitos das brisas chegam a ser despercebidos, haja vista as pequenas mudanças na direção e/ou na velocidade do vento.

BRISAS DO VALE E DE MONTANHA

O aquecimento diferencial entre um vale e uma montanha (configurações distintas de relevo) proporciona o surgimento de uma circulação na escala diária (dia ou noite).

As encostas mais inclinadas e as partes mais estreitas dos vales são aquecidas pelo Sol de forma mais intensa que as vastas superfícies livres dos vales ou dos picos. Nessas condições, surgem os ventos periódicos denominados de **brisas de vale** (Figura 32), durante o dia, e **brisas de montanha** (Figura 33) à noite.

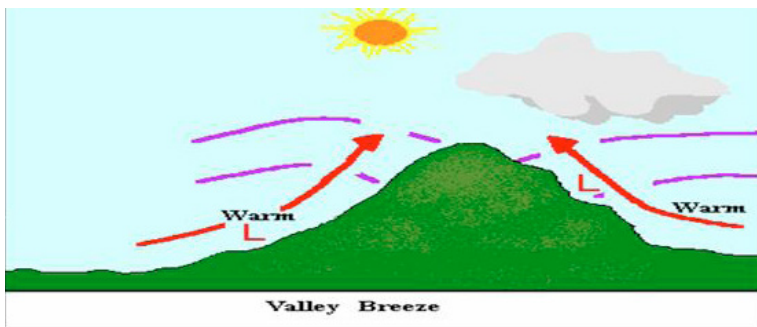


Figura 32 - Vento periódico no sentido vale montanha durante o dia (brisa do vale)

Fonte: <http://fbakhtiar.com/references/METEOROL.HTM/> acesso-15/04/2014.

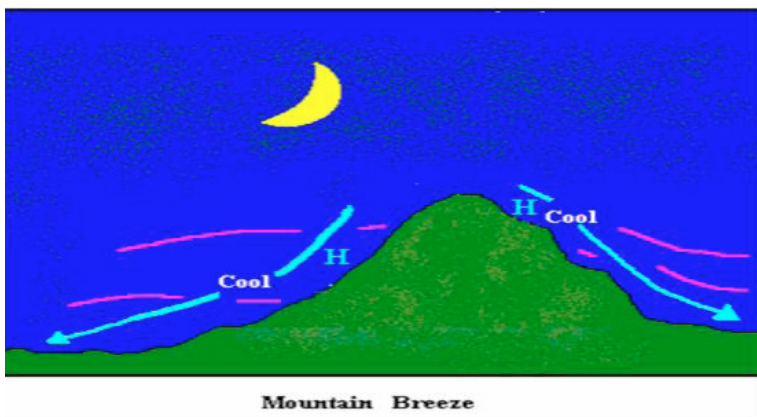


Figura 33 - Vento periódico no sentido montanha vale durante a noite (brisa de montanha)

Fonte: <http://fbakhtiar.com/references/METEOROL.HTM/> acesso-15/04/2014.

O ar aquecido nas encostas **durante o dia**, menos denso, expande-se e o movimento do ar ocorre no sentido ascendente à encosta. Essa condição faz com que a pressão atmosférica seja **maior no vale** (menor temperatura) e **menor na montanha**

(maior temperatura). O sentido da circulação é do vale→montanha e, por isso, a **brisa é denominada do vale** ou ventos **anabáticos**.

No decorrer da **noite**, o ar em contato com o solo arrefecido (perde calor) aumenta a densidade e, conseqüentemente, a pressão atmosférica. O ar mais denso escoá da parte mais alta da encosta (montanha) e amontoa-se nos vales. O ar frio que se acumula nos vales pode, sob intenso resfriamento noturno, saturar (condensar), formar nevoeiro ou precipitar na forma de orvalho. Essa circulação local noturna denomina-se de **brisa de montanha** ou **ventos catabáticos**.

Em alguns locais, a brisa de montanha tem denominação local. Nos vales abaixo dos rios Aracati e São Francisco, por exemplo, a brisa de montanha é conhecida, pelos habitantes locais, pela denominação de Aracati e Cruviana, respectivamente. Esses ventos noturnos sopram de vale abaixo desses rios.

MONÇÕES

A palavra monção foi usada pelos Portugueses para denominar os ventos sazonais que ocorriam na Costa da Ásia Meridional. Esses ventos eram decisivos para a saída das expedições marítimas de Lisboa para o Oriente, porque, durante seis meses, os ventos sopravam do continente para o Oceano Índico e, nos seis meses seguintes, no sentido oposto.

As monções ocorrem em certas regiões do globo terrestre, particularmente, no sul do continente Asiático e norte da Austrália, durante os solstícios de verão e inverno, sendo mais conhecidas pela denominação de monções indianas.

Durante o verão (maior disponibilidade de energia), desenvolvem-se, no interior do continente, áreas de baixa pres-

são e, em contraposição, núcleos de alta pressão se formam sobre o oceano. O gradiente horizontal de pressão, assim estabelecido, condiciona o aparecimento de uma circulação típica, com ventos, à superfície, soprando **do oceano para o continente**.

A influência das monções é bem maior sobre o regime de chuvas do que sobre o de ventos, devido ao transporte de vapor d'água do oceano para o continente. Os ventos mais úmidos que chegam ao continente (baixa pressão) ascendem, formam nuvens convectivas e, conseqüentemente, chuvas torrenciais e com grandes volumes (durante os meses de junho a setembro). Essa circulação é denominada de **monções de verão**.

Contrariamente, no inverno, a circulação se inverte, porque a superfície do oceano se mantém mais aquecida (menor pressão) do que a do continente (maior pressão). Os ventos, à superfície, passam a soprar do continente para o mar, recebendo a designação de **monções de inverno**.

O efeito das monções é mais pronunciado sobre o regime pluvial do que sobre o de vento. A época de ocorrência da monção de inverno coincide com a estação seca, porque a área continental está menos aquecida (movimento subsidente) e com menos vapor d'água para formação das nuvens, o que resulta numa estação com poucas chuvas (seca).

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Por que existem movimentos na atmosfera?;
- 2) Por que a espessura da Troposfera é maior próxima ao Equador e menor no Polo?;
- 3) Com base na questão anterior, que analogia você faria sobre a espessura da Troposfera durante o dia em relação à noite e no verão em relação ao inverno?;
- 4) Cite quais são as principais forças que atuam numa parcela de ar;
- 5) Qual a contribuição para a PA, quando a superfície da Terra estiver mais aquecida (quente) ou menos aquecida (fria)?;
- 6) Qual a força aparente que atua na trajetória de uma parcela de ar, desviando para a direita ou para esquerda, a depender do hemisfério? E que se deve essa força?;
- 7) Uma configuração isobárica circular tem isóbaras regularmente espaçadas da periferia para o centro: 75 cm Hg, 1010 mb e 1,0067 atm. Faça um croqui com isóbaras em hPa e indique os respectivos sentidos das circulações horizontal e vertical nos dois hemisférios;
- 8) Se em três locais A, B e C, as pressões atmosféricas ao NMM forem, respectivamente, de 600,1 mm Hg, 800 mb e 0,70 atm. Cite quais são as forças que atuam entre A e B, entre B e C e os respectivos sentidos da circulação horizontal para o Hemisfério Sul;
- 9) Se a distância entre os locais da questão anterior for de 100 km, qual o valor do gradiente horizontal de pressão entre B e C para que a velocidade do vento seja duas vezes maior?;
- 10) Faça um “croqui” do globo terrestre, separe por paralelos simétricos de 30 em 30° e indique: as regiões geográficas, os centros de alta e baixa pressão, as células de circulação, os sentidos

do movimento do ar, os ventos predominantes e as zonas convergências;

11) Cite, separadamente, as características físicas comuns e as que diferenciam: a) a ITCZ da ETCZ; b) o ciclone tropical do extratropical; c) o Furacão do Tornado e d) a brisa marítima da monção de verão e o vento anabático dos Alísios;

12) Explique por que os vórtices ciclônicos de ar superior são mecanismos indutores de chuvas no semiárido nordestino;

13) Por que um ciclone extratropical tende a ser mais violento que um tropical?;

14) A que se atribui a circulação zonal existente na região tropical?;

15) Dê o significado e as principais características da Zona de Convergência do Atlântico Sul;

16) O que diferencia a circulação de Hadley da de Walker?;

17) Além da circulação geral da atmosfera, há uma circulação local?;

18) Explique por que existem circulações locais e suas denominações;

19) Quais as escalas geográficas das brisas e monções? Cite as suas principais influências;

20) Descreva o modelo de ascensão e de subsidência de uma brisa marítima e do vale;

21) Com base na PA e na Temperatura, faça um “croqui”, indique os respectivos sentidos do movimento do ar, durante o dia e à noite, de duas situações distintas: continente ↔ oceano e vale ↔ montanha e as suas denominações;

22) Cite quais são as outras denominações das brisas de vale e de montanha;

23) Dê o significado de monções e cite qual é a diferença entre monção e brisa;

- 24) Por que as monções de verão coincidem com a estação chuvosa e as de inverno com a seca?;
- 25) Explique por que as monções têm mais influência na chuva do que no vento;
- 26) Quais as principais diferenças entre brisa marítima e monções e brisa terrestre e do vale?;
- 27) Por que a brisa é atraída para o local de menor pressão?;
- 28) Por que a brisa marítima é formada por ventos diurnos?
- 29) Explique porque o ar sobre o oceano é mais quente do que o ar sobre a Terra.

CAPÍTULO VI

MASSAS DE AR

INTRODUÇÃO

Embora as temperaturas do ar, à superfície do solo, sejam mais elevadas nas regiões Tropicais e mais baixas que nas Polares, não há um gradiente térmico constante entre si. Ao invés disso, observa-se a existência de um amplo volume de ar quente, ocupando as latitudes tropicais, e extensas porções de ar frio, sobre as regiões Polares.

Massa de ar é uma expressão usada na Meteorologia para indicar uma grande porção de ar, com milhares de quilômetros quadrados de área, com características físicas próprias de pressão, temperatura e umidade, da região que a originou.

Nesse volume de ar, a distribuição vertical de temperatura e umidade interna é quase uniforme. Isso significa que a temperatura e a umidade do ar têm praticamente o mesmo valor, em qualquer posição no interior da massa.

Para formar uma massa de ar, há necessidade de que o ar permaneça estacionado durante um tempo, relativamente

longo, sobre a superfície do solo e/ou da água a fim de incorporar as características termodinâmicas (temperatura e umidade) desse local. Tempo esse necessário para alcançar o equilíbrio (homogeneizar). Para que ocorra essa condição, torna-se necessário que a superfície seja homogênea.

No entanto, as áreas com características de homogeneidade e, portanto, propícias à formação das massas de ar são, *a priori*, os oceanos, os grandes maciços florestais, as extensas áreas desérticas, os amplos campos coberto com gelo, etc, devido à uniformidade que esses organismos apresentam. Quando uma dessas áreas se encontra sob a ação de um vasto anticiclone, têm-se satisfeitos todos os requisitos necessários à gênese para a formação de uma massa de ar.

Neste contexto, as áreas com essas condições situam-se próximas aos Polos (90°) e às latitudes de 30° N ou S, onde há predominância de centros de alta pressão (divergência) à superfície e, conseqüentemente, ventos fracos. Já, na faixa equatorial, mesmo existindo superfície homogênea, devido à cobertura florestal, como a Floresta Amazônica, por exemplo, a presença de grandes mananciais de água, a predominância de centro de baixa pressão (convergência) e, por isso, a intensa convecção não favorece a formação de uma massa de ar, mesmo existindo a massa de ar equatorial.

CLASSIFICAÇÃO DAS MASSAS DE AR

As massas de ar podem ser **classificadas**, quanto à região de origem, em: Antártica ou Ártica (A), Polar (P), Tropical (T) e Equatorial (E) e **subclassificadas**, quanto à superfície origem, em: marítima (m) e continental (c). Em geral, as massas de ar continental são relativamente mais secas, quando compa-

radas com as de origem marítima, formadas na mesma latitude e época do ano.

As massas de ar são ainda discriminadas, sob o ponto de vista termodinâmico. Assim, as massas são **discriminadas** quanto à temperatura (em frias e quentes) e umidade (em secas e úmidas). Destaca-se que o critério térmico sobrepõe ao de umidade e, portanto, as massas de ar são diferenciadas e/ou especificadas em massa de ar **fria** e massa de ar **quente**.

MASSA DE AR FRIA

O conceito de massa de ar fria ou quente é relativo. Por isso, a distinção é feita comparando-se a temperatura da massa com a da superfície, sobre a qual ela se desloca, ou com a de uma massa circunvizinha. Assim, uma massa de ar é dita fria (temperatura menor), quando se desloca sobre uma superfície mais aquecida (quente) que ela.

No deslocamento de uma massa de ar fria, a área invadida por ela terá, imediatamente, após sua passagem, uma redução brusca na temperatura ambiente. Isso se deve a substituição do ar quente, ali existente, por ar frio da massa. O aquecimento do ar à superfície ou próximo dela se dar pelo processo de condução de calor que além de gerar instabilidade na atmosfera, os movimentos convectivos (ascendentes) resultam na transferência de ar aquecido para níveis mais elevados.

O resfriamento do ar causado pela expansão do ar no sentido ascensional é responsável pela gênese de nuvens convectivas e do gênero *Cumulus* ou *Cumulonimbus*. Se houver umidade o suficiente, há chances de chuvas intensas e com trovoadas.

MASSA DE AR QUENTE

A massa de ar é quente porque se desloca sobre uma superfície mais fria que ela. Neste caso, o ar quente vai perdendo gradualmente o calor por condução, devido o contacto com a superfície adjacente mais fria. O resfriamento paulatino proporciona a estratificação do ar, aumenta a estabilidade atmosférica e inibe os movimentos convectivos.

Quando o ar quente invasor for úmido, o resfriamento basal favorece a formação de nevoeiros, cuja espessura vai depender da turbulência mecânica e, por conseguinte, da velocidade do vento à superfície. Se a umidade do ar for elevada e a velocidade do vento baixa, favorece a formação de nevoeiros densos.

Contrariamente, se o ar invasor for quente, tiver menor teor de umidade do ar e maior velocidade do vento, haverá tendência para formar nuvens baixas, em geral, dos gêneros *stratus* e *stratocumulos*. A chuva, se ocorrer, será contínua e da forma de chuvisco, típica de nuvens de pequena espessura. A visibilidade horizontal à superfície é, geralmente, reduzida devido à presença de nevoeiros e a inexistência de convecção.

PRINCIPAIS MASSAS DE AR QUE ATUAM NA AMÉRICA DO SUL

Os principais tipos de massas de ar que atuam na América do Sul são: equatorial continental (cE), Equatorial Marítima (mE), Tropical Continental (cT), Tropical Marítima (mT), Polar Marítima (mP) e Antártica Continental (cA), cujas características principais são:

a) Massa Equatorial Continental (cE) origina-se na parte central do Nordeste da Amazônia, apresenta característica

termodinâmica quente e úmida e domina a porção ocidental da Amazônia, durante quase todos os meses do ano. Nela, há predominância de movimentos convectivos, intensificados pela convergência dos ventos Alísios de Nordeste com os de Sudeste;

b) Massa Equatorial Marítima (mE) ocorre sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, resultante da convergência dos ventos alísios. O deslocamento ao longo do ano é latitudinal, atingindo a latitude de até 8° S no verão. Já, no inverno, a mE retorna ao Hemisfério Norte;

c) Massa Tropical Continental (cT) está associada à baixa pressão atmosférica predominante sobre a Região do Chaco, em consequência do grande aquecimento da superfície, especialmente, no verão, dando origem a uma massa de ar instável quente e seca;

d) Massa Tropical Marítima (mT) se forma sobre os oceanos Atlântico e Pacífico e está associada aos Anticiclones do Atlântico e do Pacífico Sul. No verão, a mT exerce influência nas condições de Tempo e Clima no Brasil, por meio de mecanismo que se associa com a cT. A mT transborda a Cordilheira dos Andes, indo alimentar a depressão do Chaco sob a forma de brisa de montanha. Excetuando-se esse fenômeno, a Cordilheira dos Andes atua como um divisor entre as massas continentais à Leste e às massas marítimas a Oeste;

e) Massa Polar Marítima (mP) acha-se associada aos anticiclones migratórios que se localizam na região subantártica. Em virtude dos mecanismos de subsidência associados, a mP é originalmente muito estável, mas, à medida que se desloca para o N ou para o NE, a inversão desaparece e a massa passa a ser instável. Embora a mP exista em todas as estações, ela é mais intensa no solstício de inverno e, por isso, atua mais sobre o continente, quando em sua incursão atinge as regiões de baixas latitudes;

f) Massa Antártica Continental (cA) origina-se sobre Continente Antártico e áreas adjacentes cobertas com gelo, durante todo o ano.

O continente sul americano é influenciado, principalmente, por **massas de ar de origem polar**, procedente da Antártica. Essas massas, normalmente, atingem os estados do Sul e Sudeste do Brasil e alcança o Nordeste, até o litoral da Bahia. Eventualmente, a **mP** ou a **cA** pode até chegar acima do litoral baiano, mas se chegar será bastante modificada.

A massa de ar polar pode se deslocar ao longo da vertente oriental dos Andes, podendo, também, atingir a Região Amazônica, provocando as conhecidas "friagens".

Embora não exista um predomínio de qual massa de ar atua no Nordeste brasileiro, nas quatro estações do ano, destaca-se a **tropical marítima (mT)** como sendo aquela que ocorre com maior frequência independente da estação.

O deslocamento das massas de ar depende da posição e da intensidade dos centros anticiclônicos do Atlântico, do Pacífico e da Antártica. A posição, configuração e intensidade dos núcleos de alta pressão oscilam em virtude do balanço de energia que, em última instância, condiciona toda a circulação existente na atmosfera.

FRENTES E FRONTOGÊNESE

Uma frente é uma zona de transição entre duas massas de ar com característica diferente de densidade e temperatura. Essa diferença induz variações termodinâmica e meteorológica. Assim, quando duas massas de ar se encontram, a princípio, elas tendem a se manter individualizadas e, por isso, não se misturam imediatamente. O contato entre elas forma uma camada (faixa)

de transição, que pode ter vários quilômetros de espessura, sendo denominada de **superfície frontal**.

A massa mais quente (menos densa) sobrepõe-se à massa mais fria (mais densa), formando uma zona de transição entre si, onde ocorrem variações bruscas nos campos de temperatura, vento e pressão. A zona de transição entre as duas massas de ar, denomina-se de **zona frontal** ou **simplesmente de frente**.

A denominação **frente** foi feita por analogia existente no encontro entre forças bélicas ao se defrontarem num campo de batalha. A espessura e a inclinação da superfície frontal condicionam a frente; com largura que varia de 25 a 50 km. Para efeito de modelagem, a superfície frontal é usada como uma **superfície**, no sentido puramente geométrico, e a frente, como uma **linha**.

Quando uma massa de ar se desloca, a sua parte dianteira passa a ser chamada de frente. A classificação é feita levando em consideração as características térmicas da massa de ar, em **quente** ou **frio**, cujo referencial será o local que avança para o observador.

Uma frente é dita **fria**, quando na sua passagem por um determinado local da superfície terrestre substitui o ar quente, ali existente, por ar frio. Assim, a massa de ar da pré-frontal (antes) é quente e a pós-frontal (depois) é fria. O ar frio sendo mais denso, a superfície frontal se estende para trás, por sobre o ar frio invasor, apresentando uma inclinação da ordem de 1:50 a 1:100.

Nas cartas meteorológicas, a frente fria é indicada por uma linha, contendo bases de triângulos equiláteros, regularmente espaçados, cujos vértices apontam na direção do deslocamento. Se a carta for policromática, a **frente fria** será indicada por triângulos azuis (Figura 34).

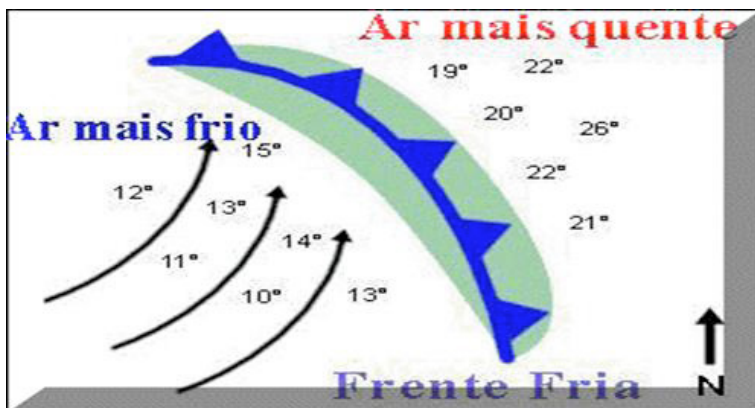


Figura 34 - Croqui de uma frente fria

Fonte: http://www.dammous.com/tempo/f_frias.asp/ acesso-15/04/2014.

FRENTE QUENTE

Uma frente é quente quando na sua passagem por um determinado local da superfície terrestre substitui o ar frio, que ali existia, por ar quente. O ar frio por ser relativamente mais denso tende a dominar o ar quente, produzindo uma larga faixa de nuvens, com pequena espessura, precipitação fraca e persistente e, às vezes, apenas nevoeiro esparso.

Durante a passagem de uma frente quente, o ar frio será substituído de forma gradativa pelo ar quente. Neste caso, a superfície frontal se estende, na mesma direção do deslocamento da massa de ar, situando-se, portanto, por cima do ar frio da pré-frontal. O ar frio justaposto à superfície terrestre proporciona a estabilidade e oferece maior resistência ao deslocamento, justificando-se menor velocidade da frente quente, quando comparada com a frente fria. A pré-frontal é fria e a pós-frontal é quente.

Nas cartas meteorológicas, a frente quente é representada por uma linha contendo semicírculos, que apontam no sentido do seu deslocamento. Se a representação for numa carta policromática, adotar-se-á o semicírculo na cor **vermelha** (Figura 35).

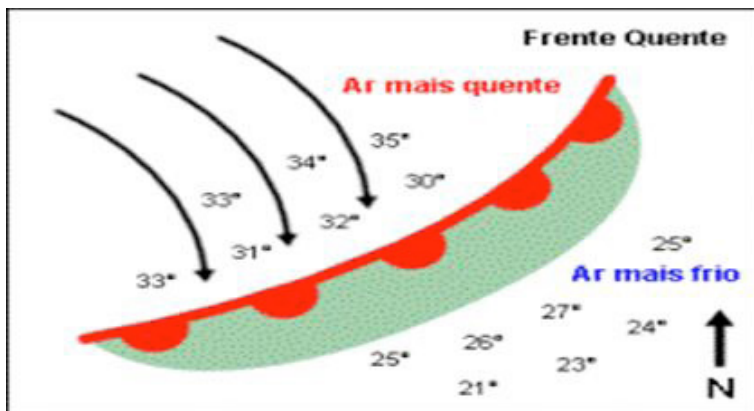


Figura 35 - Croqui de uma frente quente

Fonte: <http://www.fpcolumbofilia.pt/meteo/main069.htm/> acesso-15/04/2014.

FRENTES ESTACIONÁRIA E OCLUSA

Uma frente estacionária é uma fronteira entre o ar quente e o ar frio que resulta quando uma frente fria ou quente deixa de se mover.

Uma frente estacionária é representada simbolicamente por uma linha sólida com triângulos que apontam para o ar quente e semicírculo que apontam para o ar frio. Normalmente, há uma mudança de temperatura ou de direção de vento que se nota de um lado para o outro.

Uma frente oclusa (Figura 36), também chamada fenômeno de oclusão, é quando uma frente fria ou quente deixa de existir. Isso ocorre quando uma frente fria ou quente move-se mais depressa, ultrapassa e obstrui a frente quente (ou fria), fazendo elevar-se todo o ar quente (ou frio). Assim, o ar frio passa a ocupar o setor que anteriormente era quente e vice-versa. Este fenômeno denomina-se de oclusão e ocorre quando uma frente fria ou quente se alterna.

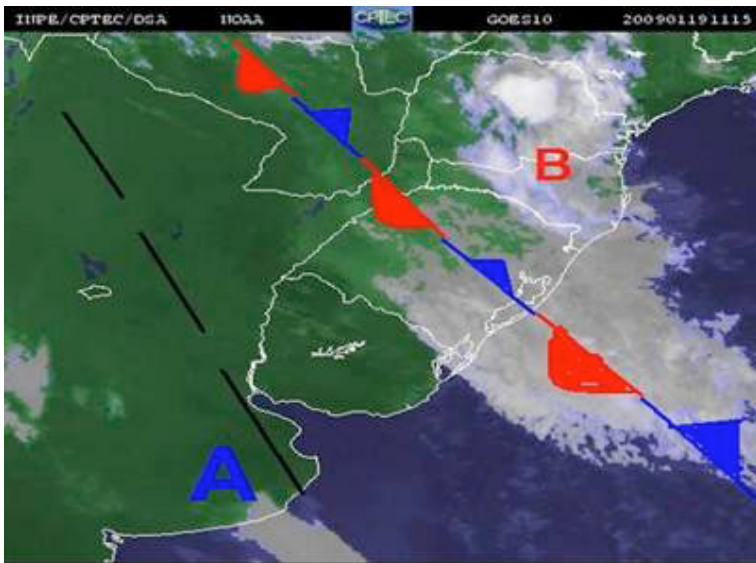


Figura 36 - Croqui de um fenômeno de oclusão do tipo fria

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/> acesso-19/01/2009.

O deslocamento do ar frio, em direção à zona tropical, é feito sob o ar quente (pré-frontal da frente fria), atuando na superfície como se fosse uma cunha. Por outro lado, o ar quente procedente dos trópicos, por ser menos denso, tende a se mover

em direção ao Polo, fluindo por sobre o ar frio da pré-frontal da frente quente.

Há dois tipos de oclusão: do tipo fria e do tipo quente. Para distingui-las é necessário comparar a densidade do ar da pós-frontal da frente fria, com a do ar da pré-frontal da frente quente. As frentes oclusas permanecem em atividade, por algum tempo. Quando deixar de existir a zona de transição, não existe mais a frente que a originou.

Quando o ar da pós-frontal da frente fria for mais frio que o ar da pré-frontal da frente quente, a oclusão é do tipo fria. Neste caso, o ar mais frio (pós-frontal da frente fria) mantém-se, à superfície, persistindo ali a condição inicial (**frente fria**). Por isso, houve a oclusão da frente fria e, portanto, a **oclusão é do tipo fria**.

Em caso contrário, o ar da pós-frontal da frente fria é mais quente que o ar pré-frontal da frente quente. Por isso, a frente fria deixa de existir, persistindo, a frente que a originou. A este fenômeno, denomina-se de **oclusão do tipo quente**.

VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS

Os vórtices ciclônicos de altos níveis são também denominados de baixas desprendidas ou em alguns locais, como por exemplo, no Hawai, de ciclones de Hona. Um ciclone que se forma na alta atmosfera e consiste de uma circulação fechada, onde o núcleo é mais frio que na sua periferia.

Esses vórtices são detectados inicialmente nas cartas sinóticas de altitude a de 200 hPa. Penetram gradualmente para baixo, atingindo a média troposfera. Cerca de 60% deles são observados a 700 hPa e apenas 10% conseguem atingir a superfície.

Os mecanismos de formação dos vórtices ciclônico são originados a partir de sistemas frontais fortemente amplificados e nebulosos, com predominância na primavera, verão e outono sobre o Atlântico. Quando penetram no continente, atingem a costa setentrional do NE, o vórtice ciclônico de altitude tem uma grande influência e, portanto, passa a ser considerado o principal responsável pela ocorrência de chuvas nesta região.

Um ciclone extratropical é um sistema de baixa PA, ou seja, um sistema de baixa pressão que ocorre na região extratropical ou de latitudes médias. Esse ciclone é considerado migratório dessa faixa latitudinal, o principal causador da tempestade extratropical e atua nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, com predominância de novembro a março, ou seja, final da primavera até o início do outono.

FURACÕES

Na natureza, existem diferentes fenômenos resultantes das ações dos ventos, das variações da temperatura, da umidade, do clima e muitos outros fatores. Alguns desses fenômenos são muito temidos pela sua agressividade e pelos impactos por eles gerados, dentre eles, citam-se os furacões, os tornados e os ciclones. As diferenças entre si estão nas suas características e em suas definições.

O furacão é um ciclone tropical, caracterizado pela formação de sistema de baixa pressão e grandes tempestades, com ventos de, no mínimo, 118 km/h.

O furacão e o tufão embora sejam os mesmo fenômenos, ocorrem em localizações distintas. Quando ocorre na porção leste do Oceano Pacífico ou no Oceano Atlântico, é denominado de **furacão** e quando ocorre na porção oeste do Pacífico, é **tufão**.

Na realidade, tornados, furacões e tufões são apenas alguns dos tipos de ciclones. Essas denominações são subtipos dos ciclones tropicais, isto é, aqueles ciclones que ocorrem abaixo do Trópico de Câncer e acima do Trópico de Capricórnio. Existem, também, os ciclones extratropicais que ocorrem fora da faixa tropical, cujos efeitos diferem dos ciclones tropicais.

A tromba d'água é um fenômeno que tem semelhança ao tornado, embora ela ocorra apenas sobre uma superfície de água, como seja no mar ou num lago. A sucção no centro da tempestade eleva para os ares a água da superfície. A tromba d'água desaparece quando encontra terra.

Por outro lado, os tornados são mais intensos e destrutivos que os furacões, porém apresentam tamanhos e duração menores. O seu diâmetro não ultrapassa 2 km e a sua duração é, em média, de $\frac{1}{4}$ de horas. Já os furacões podem durar por vários dias. Apesar disso, as velocidades dos tornados são bem maiores, podendo ultrapassar 500 km/h, o que eleva o seu poder de destruição. O tornado é quando toca no solo, caso contrário, é denominado, apenas, de “funil”.

Em meteorologia, **furacão** é um tipo de sistema de baixa pressão, ou seja, um ciclone que geralmente se forma nas **regiões tropicais**. Se em algumas áreas povoadas, os furacões são considerados altamente destrutivos nos trópicos, eles são importantes sistemas de circulação atmosférica, ao mover calor da região equatorial para as latitudes mais elevadas.

O vocábulo furacão teve origem no nome do Deus Huracan, na maioria das línguas faladas na península do Iucatã na América Central, principalmente, pelos Maias. Segundo a mitologia Maia, o Deus Huracan se incumbia da constante tarefa de destruir e reconstruir a natureza. Por esta razão, foi associado às tormentas e tempestades. Os furacões podem receber outras

denominações: Bagyo (nas Filipinas), de Chubasco (no México) ou de Taino (no Haiti).

Os engenheiros Herbert Saffir e Robert Simpson, no início da década de 70, elaboraram uma escala para classificar as tempestades tropicais (furacões), a partir de configurações isobáricas com ventos ininterruptos a partir de 118 km/h (Tabela 5). As categorias de furacões se restringem às tempestades que se formam no Oceano Atlântico e ao Norte do Oceano Pacífico, sendo estabelecidas em função da pressão atmosférica, da velocidade do vento e da elevação do nível do mar.

Tabela 5 - Escala de Saffir-Simpson para enquadramento das tempestades tropicais

Categorias	Danos	Ventos (km.h ⁻¹)	Pressão (hPa)	Elevação do nível mar (m)
1	mínimos	119-153	> 980	1,2-1,6
2	moderados	154-177	965-979	1,7-2,5
3	extensos	178-210	945-964	2,6-3,8
4	extremos	211-249	920-944	3,9-5,5
5	catastrófico	> 249	<920	>5,5

Fonte: [http://www.infopedia.pt/\\$escala-de-saffir-simpson](http://www.infopedia.pt/$escala-de-saffir-simpson).

A tempestade tropical de categoria 5, tal como a do furacão Katrina, por exemplo, é capaz de destruir quase tudo que encontrar a sua frente, devido a velocidade do vento ultrapassou 280 km/h.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Conceitue e dê o significado de massa de ar;
- 2) Descreva quais são as condições necessárias para formar uma massa de ar;
- 3) Cite quais são as características termodinâmicas existentes no interior de uma massa de ar;
- 4) Cite quais são os critérios para classificar, subclassificar e discriminar uma massa de ar;
- 5) Por que uma massa de ar não é caracterizada pela sua região de origem?;
- 6) Qual critério permite indicar quando uma massa de ar é fria ou quente?;
- 7) Cite quais são as principais massas de ar que atuam na América do Sul e qual delas atua no Sudeste e no Nordeste do Brasil, com maior frequência;
- 8) Cite quais são as principais diferenças existentes entre uma massa de ar e uma frente;
- 9) O que significa um sistema frontal?;
- 10) O que ocorre quando uma massa de ar fria se encontra com uma massa quente ou vice-versa?;
- 11) Qual o referencial usado para indicar se a frente é fria ou quente?;
- 12) Quando se diz que uma frente é fria ou quente?;
- 13) Sob o aspecto térmico, o que diferencia a pré-frontal de pós-frontal de uma frente fria?;
- 14) Explique por que uma massa de ar ao se deslocar modifica as características termodinâmicas da superfície;
- 15) Faça uma representação gráfica (croqui) de uma frente fria e de uma frente quente;

- 16) Qual a designação dada a uma frente fria ou quente quando ela deixa de se mover?;
- 17) Se uma frente fria deixar de se mover, por exemplo, ela continua sendo uma frente fria?;
- 18) Qual local é o mais propício à dissipação de uma frente estacionária?;
- 19) Explique quando ocorre o fenômeno de oclusão;
- 20) Com base no seu conhecimento, você diria que o fenômeno de oclusão é ou não uma frente?;
- 21) Descreva de forma sucinta uma oclusão do tipo quente;
- 22) Que tipo de oclusão ocorre quando o ar atrás da frente é mais frio do que o ar da pré-frontal?;
- 23) Faça uma representação gráfica (croqui), mono e policromática de uma oclusão do tipo fria e outra do tipo quente;
- 24) Descreva qual é a característica térmica (se é quente ou se é fria) da pré-frontal e da pós-frontal de uma oclusão do tipo fria e do tipo quente;
- 25) Cite o que diferencia uma frente estacionária de uma oclusão do tipo fria;
- 26) Qual a diferença básica existente entre um ciclone e um vórtice ciclônico de ar superior?;
- 27) O que diferencia um furacão de um ciclone?;
- 28) Cite quais os critérios que diferenciam um ciclone tropical de um furacão;
- 29) Cite quais são as características físicas que diferenciam um furacão de um tornado;
- 30) Qual a diferença entre furacão, tornado, tufão e ciclone?;
- 31) Qual a superfície que se forma um tornado?;
- 32) Comparar as intensidades, poder de destruição, tamanho e duração dos tornados com as dos furacões;

- 33) Em que região do globo terrestre e em que superfícies ocorrem os furacões e os tufões?;
- 34) O que difere um tornado de um funil?.

CAPÍTULO VII

IRRADIÂNCIA SOLAR E TERRESTRE

INTRODUÇÃO

O Sol é a estrela que fica mais próxima da Terra, cujo diâmetro é de 1,4 milhões de km (109 vezes maior que o da Terra) e a massa específica de $1,41 \text{ g.cm}^{-3}$. O Sol é uma das 200 bilhões de estrelas na galáxia da Via Láctea, tem uma massa muito grande (333 mil vezes maior que a da Terra) e um intenso campo gravitacional ao seu redor, razão pela qual é o astro central do sistema solar. Devido à força gravitacional, uma pessoa na superfície solar, por exemplo, pesaria 28 vezes mais do que na Terra.

Uma estrela gigante, denominada por R136a1, descoberta por cientistas britânicos, da Universidade de Sheffield, localizada na nebulosa da Tarântula, na Grande Nuvem de Magalhães, tem características surpreendentes até mesmo para os padrões das estrelas gigantes. A massa é de 265 vezes a do Sol, idade 1 milhão de anos, diâmetro de 21 milhões de quilômetros, temperatura sete vezes maior que a do Sol, brilha 10 milhões de

vezes mais que o Sol e dista a 165 mil anos luz da Terra (equivale a 10,5 bilhões de viagens entre a Terra e o Sol).

O Sol é composto por 92,1% de hidrogênio, 7,8% de Hélio e 0,1% de outros elementos. A idade estimada é da ordem de 4,6 bilhões de anos e deve brilhar por mais cinco bilhões de anos. No núcleo e na superfície, as temperaturas são, respectivamente, de 15 milhões de graus Kelvin (K) e de 5.770 K.

A energia emitida pelo Sol é de 68 milhões de watts por metro quadrado ($W \cdot m^{-2}$) e equivale a 12,4 milhões de vezes a potência da usina de Itaipu. O planeta Mercúrio, que se encontra três vezes mais próximo do Sol que a Terra tem temperatura média da ordem de 500 °C enquanto que a temperatura média do nosso planeta fica em torno de 15,0 °C.

Irradiância solar é a designação dada à energia radiante emitida pelo Sol, em particular, aquela que é transmitida sob a forma de radiação eletromagnética. Essa energia é distribuída de forma desigual pela superfície terrestre, conforme as latitudes e as épocas do ano. Em virtude dessa desigualdade, a intensidade de luz solar é a responsável direta ou indiretamente pelos diferentes tipos de clima, das diversas regiões do Globo Terrestre, por influenciar na pressão atmosférica, nos ventos, nas correntes oceânicas, dentre outras.

O ciclo de atividade solar, também conhecido como ciclo solar de Schwabe, mostra a atividade do Sol em intervalos de aproximadamente 11 anos. Durante as máximas atividades solares, observam-se grandes quantidades de manchas solares. As manchas solares são “regiões” onde ocorre redução de temperatura e pressão das massas gasosas no Sol, estando intimamente relacionadas ao seu campo magnético.

Neste século, a maior atividade ocorre em 2001 e a menor em 2006, com uma frequência, média, de duas a cinco

vezes por semana. Essas grandes explosões transformam o vento em furacões solares, onde são expelidas bilhões de toneladas de partículas que partem do Sol e param na Terra, com alta velocidade e numa única direção. A atmosfera e o campo magnético da Terra protegem o planeta dos furacões solares.

Como a composição do Sol é basicamente hidrogênio (na forma de plasma), a rotação é diferenciada, sendo de 30 dias nos Polos e de 26 no Equador. Durante a rotação, as linhas do campo magnético comprimem-se e, por consequência, carregam o plasma até a sua compressão máxima. Isso induz um aumento na pressão e na temperatura até a ruptura da massa e, portanto, libera energia comprimida em forma de explosões ocasionando uma queda de temperatura e pressão.

O Sol é a fonte de energia que controla a circulação da atmosfera, sendo emitida na forma de radiação eletromagnética. Uma fração deste é interceptada pelo sistema Terra-atmosfera e convertida em outras formas de energia como, por exemplo, calor e energia cinética na circulação atmosférica. Pela lei de conservação da energia, a energia pode ser convertida, mas não criada ou destruída.

A irradiância solar é a fonte primária de energia e a maior para a atmosfera. O sol é, também, a fonte primeira de energia para outros processos terrestres, desde a fotossíntese, responsável pela produção vegetal, até o desenvolvimento de furacões, circulações gerais da atmosfera e dos oceanos.

Por ordem de distância, a Terra é o terceiro planeta do sistema solar. Assumindo-se que, até atingir a superfície da Terra, a luz solar percorre essa distância a uma velocidade de $300.000 \text{ km.s}^{-1}$, o tempo médio gasto para atingir a superfície dura cerca de 500 s. Isso significa que todos os fenômenos sola-

res, observados na superfície terrestre, já aconteceram há 8,3 min, no mínimo.

Embora o Sol tenha um raio aproximado de 0,7 milhões de km para efeitos de estudo da radiação solar na superfície da Terra, admite-se como sendo uma fonte pontual de energia.

PROCESSOS DE TRANSFERÊNCIA DE ENERGIA

Para entender melhor como ocorrem os processos de transferência de energia, imagine uma escada, com vários degraus e pessoas conduzindo uma bola (representando a energia). A transferência de energia (da bola) do primeiro ao último degrau poderá ser feita de três maneiras distintas, as quais, por analogia, representarão a transferência de energia por condução, convecção e radiação.

A forma mais comum de transferir a bola degrau a degrau é entregá-la a pessoa mais próxima. Dessa forma, a bola vai sendo repassada, pessoa a pessoa, até chegar ao topo da escada. A esse processo de transferência de calor denomina-se de **condução**.

Neste caso, cada pessoa, configura-se como sendo uma molécula, e a bola (energia). Assim, o processo de condução é aquele que se efetua de molécula a molécula. Um exemplo mais comum ocorre, quando se aquece a extremidade de um metal, a propagação de calor por condução vai até a sua extremidade.

A outra maneira de fazer a bola chegar ao topo da escada é subir com ela. Neste caso, a pessoa leva consigo a bola aquecida. Essa forma de transferir energia representa a **convecção**. Nesse caso, a própria molécula aquecida (representada pela pessoa com a bola) se desloca. Assim, na convecção, há também **movimento**

(transporte) de material aquecido. Um exemplo típico desse processo ocorre numa vasilha com água em ebulição, onde o calor é conduzido até a superfície.

A **terceira maneira** de fazer a bola chegar ao topo da escada é simplesmente jogá-la. Esse processo de transferência não requer ajuda de pessoas intermediárias, ou seja, ocorre na ausência de um meio natural (vácuo). Esse processo é denominado de **radiação**. Assim, a designação **radiação solar** refere-se ao processo de transferência de energia do Sol para a Terra, mediante a transferência através de ondas eletromagnéticas.

RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA

A radiação eletromagnética é, na realidade, uma combinação do campo elétrico com o magnético, cuja propagação ocorre no espaço vazio e com altíssima velocidade (C). James C. Maxwell (1864) demonstrou que as forças elétricas e magnéticas são dois aspectos diferentes de um mesmo fenômeno; o eletromagnetismo.

Quase toda a transferência de energia entre a Terra e o restante do Universo ocorre por radiação, por ser esse o único processo capaz de atravessar o vazio. Esse processo é o responsável, também, por transferir calor entre a superfície da Terra e a atmosfera e entre as camadas atmosféricas.

O sistema Terra-atmosfera absorve e emite irradiância solar de forma contínua para o espaço. Numa média, a longo prazo, as taxas de absorção e de emissão são quase igualitárias, de modo que o sistema está muito próximo ao equilíbrio irradiativo.

ASPECTO ONDULATÓRIO

O aspecto ondulatório mostrado na Figura 37 é o que mais interessa a Meteorologia e sob esta ótica, a radiação solar se caracteriza pela velocidade de propagação da luz no vácuo (C), pelo comprimento de onda (λ) e pela frequência (f).



Figura 37 - Características da onda eletromagnética

Fonte: <http://passasara.blogspot.com.br/2012/11/1-assunto-ondas.html>/acesso 21/04/2014.

O comprimento de onda é a distância que separa duas cristas consecutivas. Já a frequência indica o número de repetição da onda, num determinado tempo, ou seja, quantas vezes a crista passa por um ponto de referência, na unidade de tempo. O produto λ pela f será sempre constante e igual à velocidade de propagação da luz no vácuo ($\lambda \times f = C$).

As principais unidades de medidas do comprimento de onda são: micrão (μ)= 10^{-4} cm; nanômetro (nm)= 10^{-9} m e o Ångstron (Å)= 10^{-1} nm e a unidade de medida da frequência é o hertz (Hz), que significa número de repetições por segundos.

ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO DA RADIAÇÃO SOLAR

O espectro eletromagnético é o conjunto de radiações eletromagnéticas ordenadas de acordo com as suas frequências e seus respectivos comprimentos de ondas. O espectro eletromagnético de todas as das radiações são mostrados na Figura 38 e o da radiação solar (visível) na Figura 39.

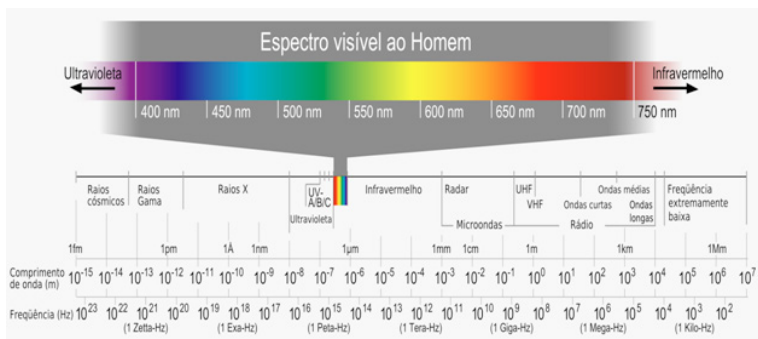


Figura 38 - Espectros eletromagnéticos da irradiância solar e outras formas

Fonte: <http://universoracionalista.org/redshift-e-efeito-doppler/> acesso 21/04/2014.

Violeta	Azul	Verde	Amarelo	Laranja	Vermelho
360-420 nm	420-490 nm	490-540 nm	540-590 nm	590-650 nm	650-760 nm

Figura 39 - Espectro eletromagnético da irradiância solar, na faixa espectral do visível

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

O espectro eletromagnético é subdividido em três faixas: ultravioleta, visível e infravermelho. Assim, os extremos dessas faixas espectrais (**ultravioleta e infravermelha**) equivalem aos comprimentos de onda menor que 360 nm ou maior que

760 nm, respectivamente. Já a faixa visível (intermediária), por ser detectada pelo olho humano, equivale ao comprimento de onda entre 360 e 760 nm. Em média, algo em torno de 4% da energia solar que chega à superfície é nas faixas espectrais do ultravioleta, 44% na faixa visível e 52% infravermelho.

A irradiância infravermelha é o raio solar mais presente, mas nem por isso inofensivo. No entanto, é a que provoca a sensação de calor, chega até a hipoderme, à fatia mais profunda da pele, e está associada, sobretudo, à degradação e à diminuição da produção de colágeno.

Na faixa espectral do visível, o olho humano consegue diferenciar as seguintes cores: **violeta** (360-420 nm); **azul** (420-490 nm); **verde** (490-540 nm); **amarelo** (540-590 nm); **laranja** (590-650 nm) e **vermelho** (650-760 nm). Estes intervalos não são exatos, porque não há limites nítidos entre as cores. A transição entre cores vizinhas se dá de maneira gradual, como pode ser vista num arco-íris.

O conceito de proteção solar começou a ser estabelecido, como uma forma de amenizar as queimaduras nos soldados americanos, durante a II Guerra Mundial, quando eles untavam o rosto com uma pasta viscosa e avermelhada, feita à base de petróleo. Somente a partir do final da década de 70, a área da medicina dedicada aos estudos em torno dos danos decorrentes da exposição ao Sol, houve a distinção dos malefícios provocados pelas radiações ultravioleta (UV) dos Tipos A, B e C. Os raios ultravioleta não são visíveis aos olhos humanos, mas estão associados ao que de pior o Sol sem proteção pode acarretar.

A radiação ultravioleta do tipo A (UVA), que corresponde ao comprimento de onda entre 320 e 360 nm, equivale a maior parte da radiação UV do Sol, além de não ser absorvida pela camada de ozônio. A UVA possui intensidade constante

durante todo o ano, atingindo a pele praticamente da mesma forma durante o inverno ou verão. A sua intensidade também não varia muito ao longo do dia, sendo um pouco maior entre 10 e 16 horas que nos outros horários. Ressalta-se, ainda, que a UVA penetra profundamente na pele, sendo a principal responsável pelo fator envelhecimento e erupções cutâneas.

A radiação ultravioleta B (UVB), comprimento de onda entre 290 e 320 nm, é parcialmente absorvida pela camada de ozônio. Ao nível do solo, é mais intensa entre 10 e 14h. Essa radiação penetra superficialmente e causa queimadura solar, além de ser a principal responsável pelas alterações celulares que predisõem ao câncer da pele.

A incidência do UVB está associada à imensa maioria dos cânceres cutâneos, além de atingir, sobretudo o DNA dos queratinócitos, que são células diferenciadas do tecido epitelial (pele) e invaginações da epiderme para a derme (cabelos e unhas) de animais terrestres responsáveis pela síntese da queratina.

A máxima concentração do ozônio ocorre a uma altitude entre 25 e 35 km. O ozônio nessa faixa de altitude absorve a radiação ultravioleta, do tipo B, que é prejudicial à vida humana, animal e vegetal. O ozônio é o único constituinte atmosférico que tem a função de absorver a radiação UVB. Os filtros contra os raios UVA e UVB conseguem bloquear até 95 % desses feixes.

Os raios ultravioletas do tipo C (UVC), comprimento de onda entre 100 e 290 nm, são os de maior energia e os mais perigosos para a saúde, embora sejam absorvidos pela camada de ozônio e praticamente não alcançam a superfície terrestre.

O fator que tem a maior importância na determinação da intensidade da radiação UV terrestre é a altura do Sol no céu, a qual depende da hora do dia, da estação e da latitude. A alti-

tude e a cobertura de nuvens são fatores modificadores de menor importância. A radiação UV é também emitida de forma artificial por alguns tipos de lâmpadas, inclusive, as fluorescentes, e/ou por equipamentos de solda.

O **Índice de Radiação Ultravioleta (IUV)** é uma medida da intensidade da radiação ultravioleta, incidente sobre a superfície da Terra, sendo variável em função da hora do dia, da estação, cobertura de nuvens e relevante aos efeitos sobre a pele humana. O IUV é agrupado em função da sua intensidade e o tempo de exposição ao Sol. Com relação aos fatores geográficos, podem ser citados os centros urbanos e turísticos localizados em regiões próximas à linha do Equador, onde a camada de ozônio já é mais delgada e a radiação solar é mais intensa, o que faz com que países como o Brasil detenham os maiores IUV do planeta.

Além da radiação solar nas faixas espectrais: ultravioleta, visível e infravermelha, há outras formas de radiação, tais como: cósmica, gama, raios X, radiofrequência, dentre outras.

O raio X, por exemplo, localiza-se na faixa do espectro eletromagnético da radiação entre o ultravioleta e os raios gama. Por isso, tem comprimento de onda menor que o ultravioleta e maior que os raios gama.

Os raios X têm comprimento de onda extremamente pequeno e, portanto, altas frequências. Os fótons de raios X são mais energéticos do que os do ultravioleta, embora sejam menos energéticos que os raios gama. Por isso, a radiação do raio X é muito penetrante, invisível ao olho humano e atravessa o tecido da pele até ser interceptada pelos ossos.

Os raios gama possuem os menores comprimentos de onda e, portanto, as maiores frequências do espectro eletromagnético da radiação. Por isso, eles são os mais energéticos entre todas as formas de radiação eletromagnética.

A onda de rádio, por exemplo, é uma forma de radiação eletromagnética com baixa frequência e, portanto, maior comprimento de onda. As partículas carregadas em movimentos oscilatórios se movem para frente e para trás. Por não ser bloqueada pelas nuvens, diz-se que a atmosfera terrestre é transparente para as ondas de rádio.

DEFINIÇÕES DE IRRADIÂNCIA E UNIDADES DE MEDIDAS

Radiação solar é a designação dada à energia radiante emitida pelo Sol, em particular, aquela que é transmitida sob a forma de radiação eletromagnética. Cerca de metade desta energia é emitida como luz visível na parte de frequência mais alta do espectro eletromagnético e o restante na banda do infravermelho próximo e como radiação ultravioleta.

A **densidade de fluxo de radiação ou irradiância** é a quantidade de energia que chega por unidades de tempo e área, perpendicular à direção considerada, integrada para todo o espectro. No Sistema Internacional de Unidade (SI), a unidade de medida utilizada é watt por m^2 ($W.m^{-2}$). Outras unidades são também utilizadas, tais como: calorias (cal) por cm^2 por minuto ($cal.cm^{-2}.min^{-1}$) e langley (ly) por minuto ($ly.min^{-1}$). Um ly equivale a 1cal por cm^2 , 1cal= 4,18 Joule e 1watt=1Joule/s. Fazendo-se essas transformações, temos que $1cal.cm^{-2}.min^{-1}=696,7 W.m^{-2}$.

IRRADIÂNCIA SOLAR NO TOPO DA ATMOSFERA

A irradiância solar que chega ao topo da atmosfera terrestre provém da fotosfera solar, que é uma camada tênue de plasma, com cerca de 300 km de espessura e com uma temperatura superficial da ordem de 5800 K.

Devido ao movimento de translação da Terra, a irradiância solar varia em função da latitude e da época do ano. Para se obter um padrão referencial dessa variação, foi estabelecida a constante solar (J_0), definindo-a como sendo a densidade de fluxo instantânea que incide numa superfície plana perpendicular aos raios solares no topo da atmosfera.

O valor de J_0 varia ligeiramente em função da emitância solar, adotando-se um valor médio de $1,98 \pm 0,02 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$, ou seja, o equivalente a $\approx 1379 \text{ W.m}^{-2}$.

A irradiância solar global extraterrestre diária (antes de penetrar na atmosfera) é o somatório dos valores instantâneos de J_0 , normalmente expressa por Q_0 e representa o potencial de energia solar incidente num determinado local em função da época do ano, cujos valores são mostrados na Tabela 6. Nela, constata-se, por exemplo, que quanto maior for a latitude, maior será a amplitude da Q_0 e a Figura 40 exemplifica a variação mensal em função das latitudes.

Tabela 6 - Irradiância solar extraterrestre ($\text{cal. cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$), correspondente ao 15º dia e para as latitudes de 0 a 40ºS. Dados interpolados de Smithsonian Meteorological Tables, 6.ed.

Latitudes	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0°	850	879	885	856	808	785	797	832	867	873	856	832
2°S	861	885	885	850	791	767	779	820	867	879	873	850
4°S	879	897	885	838	779	749	755	808	861	885	885	873
6°S	897	903	885	826	755	732	743	797	851	897	897	903
8°S	909	909	879	814	738	708	720	779	856	897	909	903
10°S	920	920	873	802	720	684	702	767	850	897	915	920
12°S	938	920	867	791	696	661	684	755	838	897	926	932
14°S	950	926	861	773	679	637	661	738	838	903	938	944
16°S	956	932	856	755	661	614	637	720	826	903	944	956
18°S	968	932	850	743	637	590	620	702	814	903	956	974
20°S	979	932	838	720	614	566	596	684	802	897	962	985
22°S	991	932	826	702	590	543	572	661	791	897	968	991
24°S	991	932	814	684	566	519	549	643	779	897	968	1003
26°S	997	926	802	661	543	496	519	625	761	891	974	1015
28°S	1003	920	791	643	519	460	496	602	743	885	979	1021
30°S	1003	920	779	620	496	437	472	578	732	873	979	1027
32°S	1009	909	767	596	472	407	448	555	714	867	979	1033
34°S	1009	903	743	578	448	378	313	531	696	861	979	1038
36°S	1009	897	732	555	419	354	389	507	673	850	979	1038
38°S	1009	885	714	531	389	330	366	484	649	838	974	1044
40°S	1003	879	690	507	360	295	336	460	631	826	968	1044

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

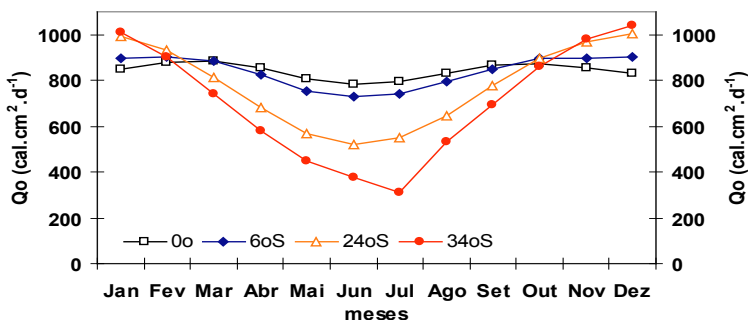


Figura 40 - Variação mensal da irradiância solar extraterrestre para valores distintos de latitude Sul (S)
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

IRRADIÂNCIA SOLAR GLOBAL (DIRETA MAIS DIFUSA)

A irradiância solar, ao atravessar a atmosfera, interage com a mesma, e parte dela é espalhada em várias direções. Por isso, na presença da atmosfera, o total diário de energia solar que chega à superfície é denominado de irradiância solar global (Q_g) e equivale a soma da irradiância solar direta (Q_{DI}) mais a difusa (Q_{DF}).

A irradiância solar global é uma medida normalmente feita nas estações meteorológicas e, somente em caso de pesquisa aplicada, medem-se, separadamente, a direta e a difusa.

A irradiância solar direta é a fração da Q_g que chega à superfície sem interagir com atmosfera, ou seja, não sofre desvio de trajetória. Por isso, é a responsável pela projeção da sombra dos objetos. Já a irradiância difusa varia com o ângulo zenital do Sol e sofre difusão na atmosfera (seletiva ou não) e, portanto, não projeta sombra.

Devido ao ângulo de incidência dos raios solares e da cobertura de nuvens, a proporção entre Q_{DI} e Q_{DF} é variável ao longo do dia. Quanto mais nublado for o dia, maior será a proporção de Q_{DF} e, conseqüentemente, menor Q_{DI} ; o que resultará num menor valor de Q_g . Em dias de céu com pouca cobertura de nuvens, a radiação difusa representa aproximadamente 15 % da Q_g .

INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO SOLAR COM A SUPERFÍCIE TERRESTRE

As frações da energia solar incidentes na atmosfera e a que chega à superfície terrestre são desviadas mediante os seguintes processos: reflexão, absorção e transmissão.

A energia refletida, comumente denominada de **albedo**, é uma medida da refletividade de um corpo ou de uma superfície. Representa uma razão entre a irradiância refletida e a incidente. Essa fração costuma ser apresentada em forma de percentagem.

O valor do albedo ou do poder refletor (τ) de uma superfície depende do comprimento de onda, do ângulo de incidência dos raios solares, da cor e natureza da superfície, podendo variar de 0 a 1, quando não expresso em percentual, e de 0 a 100%.

As nuvens, as massas de gelo, a neve e a própria superfície terrestre são razoáveis refletoras, reenviando para o espaço em torno de 30 a 40% da Q_g . O albedo médio planetário é da ordem de 35 a 39% , a neve de 90%, nuvens de 50 a 90%, o gramado de 20 a 30% e a água 5%.

Quando a luz passa através de uma amostra ou quando ela é refletida, a quantidade de luz **absorvida** é a diferença entre a irradiância incidente e a transmitida.

A energia **transmitida** é a razão entre a irradiância transmitida pela quantidade incidente. Normalmente expressa em percentagem.

Para cálculos relativos ao balanço de energia, costuma-se admitir um valor médio do albedo para o espectro inteiro da Qg. Já o complemento da reflexão é a absorção (a), ou seja, $a=(1-r)$.

De toda a irradiância solar que chega ou ultrapassa as camadas atmosféricas, apenas uma fração atinge a superfície do solo, devido aos processos de reflexão e absorção. Essa parte é constituída por uma componente direta (ou feixe) e outra difusa.

A elevada absorção do ozônio ocorre na faixa espectral do ultravioleta. No entanto, a absorção do vapor d'água e do dióxido de carbono ocorre nos comprimentos de onda maiores, ou seja, na faixa espectral do infravermelho. Essa absorção seletiva dá origem ao efeito estufa, porque a irradiância emitida pelos corpos terrestres em direção ao espaço no infravermelho é aprisionada por esses componentes atmosféricos.

LEIS DA RADIAÇÃO

A compreensão do regime radioativo de uma superfície requer o conhecimento das leis fundamentais da radiação que são Stefan-Boltzmann e Wien. No entanto, há, também, necessidade de se introduzir o conceito de um corpo negro.

Do ponto de vista físico, um corpo negro é aquele que absorve toda a irradiância incidente sobre ele, ou seja, é um corpo onde não há nem transmissão nem reflexão. Por isso, trata-se de um corpo hipotético que absorve integralmente toda energia radiante incidente sobre ele.

No estudo da radiação é conveniente considerar um corpo absorvente perfeito, ou seja, com absorvidade máxima

(a=1) para qualquer comprimento de onda. Esse modelo, apenas conceitual, denomina-se de corpo negro.

Lei de Stefan-Boltzmann ou de Stefan estabelece que todos os corpos com temperatura acima de zero grau Kelvin (0 K) emitem ou refletem energia radiante (E , em w.m^{-2}) proporcional à quarta potência da sua temperatura absoluta (em K), sendo expressa pela equação simplificada:

$$E = \epsilon \sigma T^4$$

Sendo: ϵ = poder emissivo do corpo (para maioria dos objetos naturais varia de 0,95 a 1,0);

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($= 5,67 \times 10^{-8} \text{ w.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$) e

T = temperatura do ar (K).

Se o planeta Terra fosse isolado do espaço, estaria emitindo irradiância, perdendo energia e resfriando-se. Como a Terra está relativamente próxima ao Sol, o que ela perde para o espaço é compensado pela irradiância solar absorvida.

A lei de Wien ou do deslocamento afirma que existe uma relação inversa entre o comprimento de onda máximo e a sua temperatura absoluta. Esta lei é necessária para se entender o balanço de energia solar e da Terra e, algebricamente, representa o produto do comprimento de máxima emissão energética (λ_{max} , em nm) pela temperatura absoluta (K), sendo expressa pela equação:

$$\lambda_{\text{max}} \times T = \text{constante} \rightarrow \therefore \lambda_{\text{max}} \times T = 2,898 \times 10^6 \text{ nm} \cdot \text{K}$$

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2,898 \times 10^6 \text{ nm} \cdot \text{K}}{T, \text{ em K}}$$

Para efeito de análise e admitindo-se a temperatura média dos corpos na superfície da Terra de $27,0^\circ\text{C}$ ($\approx 300 \text{ K}$) e do Sol de 6000 K e aplicando-se a expressão de Wien, tem-se:

a) a energia emitida pelos corpos terrestre ($T \cong 300 \text{ K}$)

$$\lambda_{\max} = \frac{2,898 \times 10^6 \text{ nm.K}}{300 \text{ K}} \cong 10000 \text{ nm } (10\mu);$$

b) a energia emitida pelo Sol ($T \cong 6000 \text{ K}$)

$$\lambda_{\max} = \frac{2,898 \times 10^6 \text{ nm.K}}{6000 \text{ K}} \cong 500 \text{ nm } (0,5\mu).$$

Esses comprimentos de ondas correspondem aos respectivos espectros de radiação nas faixas espectrais do infravermelho e do visível.

Em função do comprimento de onda da irradiância emitida, diz-se que a irradiância solar é de ondas curtas (OC), porque a máxima emissão energética é inferior a 500 nm. Já a irradiância emitida pelos corpos terrestres (10000 nm) é de ondas longas (OL). Se os comprimentos de ondas são diferentes, obviamente, as frequências são desiguais.

A ação conjunta do ozônio, do gás carbônico e do vapor d'água cobre praticamente toda a faixa espectral do infravermelho, exceto na porção compreendida entre 8 e 11,5 μ (8000 e 11500 nm), com média centrada em 10 μ (10000 nm). Essa estreita faixa denomina-se de “janela atmosférica”, porque deixa sair a irradiância livremente para o espaço, ou seja, não há absorção.

BALANÇO DE ENERGIA NO SISTEMA TERRA-ATMOSFERA

Nem toda a energia solar interceptada pelo Planeta é absorvida e, por isso, uma grande parte é refletida e volta para o espaço. A Figura 41 mostra, de forma resumida, a distribuição

percentual média da irradiância solar incidente, refletida e absorvida entre o topo da atmosfera e a superfície da Terra.

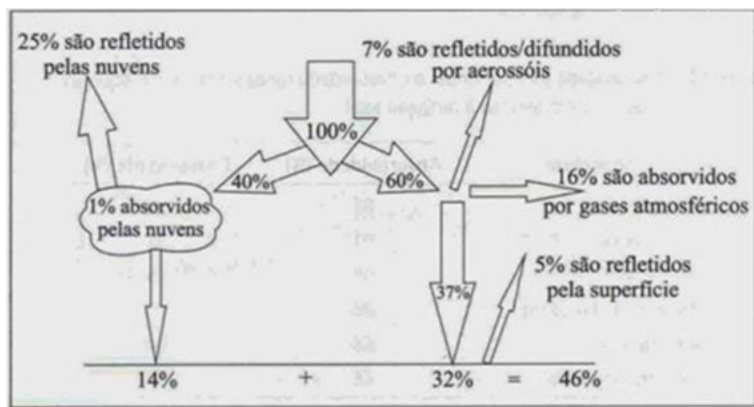


Figura 41 - Representação esquemática do balanço da irradiância solar médio

Fonte: Tubelis e Nascimento/1984.

O balanço médio de irradiância solar, contabilizado por Tubelis & Nascimento (1984), mostra que de 100 % da energia solar incidente no topo da atmosfera (Figura 41), em média, cerca de 40% incidem sobre as nuvens, desse total, 1% é absorvido e 25% são refletidos e se perdem no espaço, chegando apenas 14% à superfície. Dos demais 60% que incidem sobre áreas sem cobertura de nuvens, 7 % são refletidos/difundidos por aerossóis e 16% são absorvidos por gases atmosféricos, chegando 37% à superfície.

Dos 51% que chegam à superfície, 5% são refletidos pela própria superfície. Esse processo contábil mostra que aproximadamente 46% da energia incidente sobre a atmosfera são absorvidos pela superfície terrestre.

A irradiância de ondas curtas, ao interagir com a atmosfera e a superfície, sofre um processo de atenuação (absorção, difusão e reflexão). Destaca-se, entretanto, que as frações de energia absorvidas ou refletidas dependem da superfície sobre a qual incide a irradiância.

Quando a atmosfera absorve irradiância infravermelha, ela se aquece e, de acordo com a lei de Stefan-Boltzmann, irradia essa energia e uma fração dela é retornada à superfície da Terra(↓). Portanto, a superfície é continuamente suprida com energia oriunda do Sol e reemitida da atmosfera, ou seja, o balanço se realiza da seguinte forma: a energia que chega à superfície é emitida para a atmosfera (saída↑) e ela a devolve uma fração dessa, novamente (entrada↑).

As nuvens, assim como o vapor d'água e o CO₂, são constituintes atmosféricos, absorvedores eficientes de irradiância do espectro infravermelho e exercem uma importante função de manter a superfície da Terra aquecida, especialmente à noite. Camadas de nuvens podem absorver a maior parte da irradiância terrestre e irradia de volta. Isto explica por que noites com pouca cobertura de nuvens se resfriam bem mais que noites com nuvens.

O balanço de energia é variável com o tempo e depende da característica da superfície (solo nu ou coberto, por vegetação ou outro material, superfície líquida, dentre outras). Por isso, o balanço geral de energia à superfície ou o saldo de irradiância (Rn) tem duas componentes: o balanço de ondas curtas (BOC) e o balanço de ondas longas (BOL), expressos pela equação:

$$\mathbf{Rn = BOC + BOL}$$

A irradiância de ondas curtas ao interagir com a atmosfera sofre um processo de atenuação e, portanto, uma fração da irradiância que chega ao topo da atmosfera (Q_o) consegue chegar

direta ou indiretamente à superfície. Isso estabelece de fato um balanço, ou seja, uma fração da energia é recebida (=entrada↓) e a outra é perdida, devido o poder refletor da superfície (=saída↑). Assim, o balanço será sempre uma diferença entre a entrada e a saída (entrada-saída).

No BOC, a componente de entrada é a irradiância global (Q_g) e a de saída equivale à fração da Q_g que é refletida pela superfície ($r \times Q_g$). Adota-se como positivo o sentido do fluxo que entra no sistema e negativo o que sai. Assim, o BOC pode ser expresso mediante a equação:

$$\text{BOC} = Q_g \downarrow - (r \times Q_g) \uparrow \therefore \text{BOC} = Q_g \times (1-r).$$

No balanço de ondas longas (BOL), a entrada é a irradiância reemitida pela atmosfera em direção à superfície, ou seja, a contra irradiância (Q_a). Já a saída é a fração da Q_g que é emitida pela superfície da Terra em direção à atmosfera (Q_s).

A Q_a depende da temperatura do ar, da quantidade de vapor e da cobertura de nuvens. Já a irradiância emitida pela superfície depende da temperatura da superfície e do seu poder emissor (ϵ), sendo estimada pela equação de Stefan-Boltzmann. Usando-se o mesmo raciocínio anterior, o BOL será estimado pela expressão:

$$\text{BOL} = Q_a \downarrow - Q_s \uparrow$$

Substituindo-se as expressões do BOC e do BOL, na expressão do saldo de irradiância (R_n), temos:

$$R_n = Q_g (1-r) + (Q_a - Q_s)$$

Em função dos valores de cada um desses fluxos, R_n poderá ser positivo ou negativo. O BOC é positivo durante o dia e nulo à noite. O BOL em uma superfície natural, normalmente, é negativo, porque Q_a é sempre menor que Q_s .

Os valores diurnos do BOC, sendo sempre maiores que os do BOL, resultam num **R_n positivo**, o que representa um

ganho de energia pela superfície. À **noite**, o BOC é nulo e o BOL é negativo. Por isso, o **Rn é negativo** e, conseqüentemente, há uma perda de energia pela superfície.

INSTRUMENTOS PARA MEDIR A IRRADIÂNCIA SOLAR

A medição da irradiância solar, tanto a componente direta quanto a difusa à superfície, é de extrema importância para a pesquisa climatológica. Há inúmeros instrumentos de medidas da irradiância solar. No entanto, citaremos aqui apenas os de uso mais comum.

Os instrumentos que medem a irradiância solar global têm várias denominações: solarímetro, piranômetro, actinógrafo (Figura 42-A), Eppley (Figura 42-B) e saldo radiômetro (Figura 43).



Figura 42 - Radiômetros para medidas de irradiância global, actinógrafo bimetálico de Robitzsch (A) e Eppley (B)
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

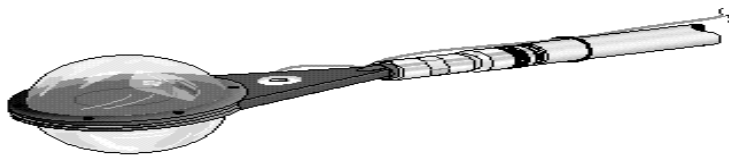


Figura 43 - Saldo radiômetro com cúpula de plástico
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

As medidas de Q_g são efetuadas por instrumentos que utilizam diversos princípios físicos, desde geração de uma corrente elétrica até dilatação de metais, como por exemplo, o actinógrafo.

Os instrumentos de medidas da irradiância solar direta são denominados de pyreliómetro, cujo princípio de funcionamento é feito mediante a leitura de um feixe radiante que é colimado ao longo do tubo onde se faz a extinção da irradiância difusa. Medindo-se a irradiância global (Q_g) e direta (Q_{DI}) por diferença, determina-se a irradiância difusa (Q_{DF}).

Apesar de não ser uma medida de irradiância solar, a insolação é o número de horas e/ou décimos de brilho solar, registrada por um instrumento denominado de heliógrafo (Figura 44). O heliógrafo é constituído por uma esfera de cristal, ajustada sobre um suporte no qual uma tira de papelão, denominada de heliograma (Figura 45), é fixada em uma das suas ranhuras.



Figura 44 - Vista do heliógrafo Campbell-Stokes sem e com a fita helio-gráfica

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

O heliógrafo deve ser instalado em uma posição isenta de projeção de qualquer tipo de sombra ou obstrução dos raios solares. Para a sua instalação e operação há necessidade de dois ajustes: o meridiano, para que o eixo da esfera se alinhe no sentido N-S; e de latitude local, para que o eixo fique paralelo ao eixo da Terra.

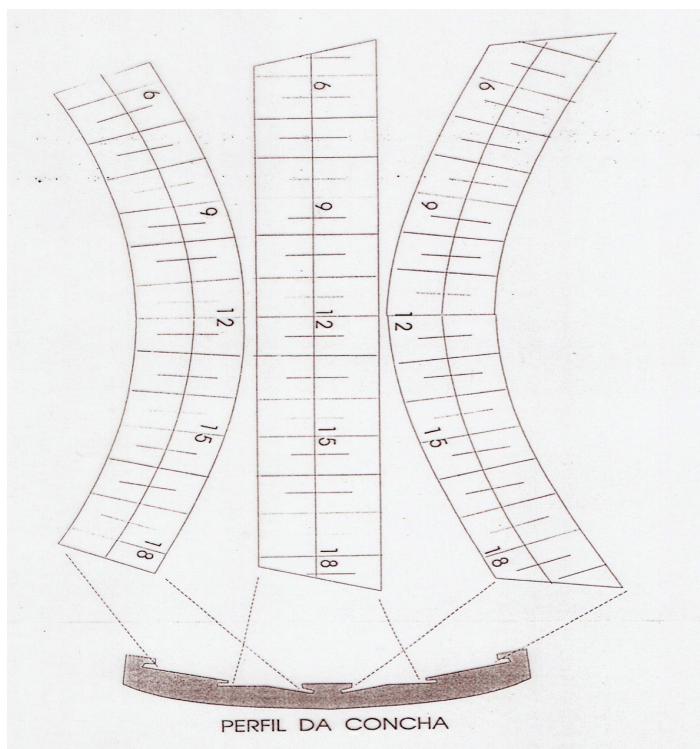


Figura 45 - Diferentes tipos de heliogramas
Fonte: M. A. Varejão-Silva/2001.

As tiras registradoras variam de acordo com a época do ano. Por isso, há três tipos de heliogramas: curva longa, curva curta e reta. Durante os solstícios, utilizam-se as curvas longas, no verão, as curvas curtas, no inverno, e as retas nos equinócios (outono e primavera).

A convergência dos raios solares sobre a tira de papel, quando há irradiância direta, provoca a queima (Figura 44), permitindo o registro do período de insolação. A insolação diária é contada em horas e décimos a partir dos pontos queimados no heliograma.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Citar quais são os processos de transferência de energia;
- 2) O que caracterizam o aspecto e o espectro eletromagnético ondulatório da irradiância solar?;
- 3) Cite as faixas do espectro eletromagnético da irradiância solar e os seus respectivos intervalos de comprimento de onda (λ), em nanômetro (nm);
- 4) O que diferencia o aspecto ondulatório do espectro eletromagnético?;
- 5) Cite cronologicamente as cores do espectro visível da irradiância solar;
- 6) Escolha uma das cores da faixa visível e calcule: a maior e a menor frequência, em Hz;
- 7) Com base nos resultados do item anterior, qual a relação existente entre λ e f ?;
- 8) Explique se é igual, maior ou menor a velocidade de propagação da onda eletromagnética do azul, quando comparado com a vermelha, e a do espectro ultravioleta com o infravermelho;
- 9) Cite três unidades de medidas de irradiância solar e encontre o equivalente em $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ e em $\text{ly} \cdot \text{min}^{-1}$, um valor de irradiância de $300 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$;
- 10) Qual é a diferença entre constante solar e irradiância extraterrestre? E cite em que altitude elas ocorrem;
- 11) Cite qual é a principal diferença entre: a irradiância solar extraterrestre e a global;
- 12) Dois locais (X e Y) situados nas latitudes de 8° e 30°S , respectivamente. Qual local receberá mais e menos irradiância solar extraterrestre nos solstícios, equinócios e anualmente?;

- 13) Com relação à irradiância solar global (Q_g), qual local C ($07^{\circ}22'S$; $35^{\circ}54'W$) ou D ($36^{\circ}10'S$; $54^{\circ}12'W$) receberá mais ou menos (Q_g) nos dias típicos de verão e inverno?;
- 14) Descreva qual é a relação existente entre a irradiância solar extraterrestre e as latitudes nos meses de inverno e nos de verão;
- 15) Quanto tempo, em minutos, demora, em média, a irradiância solar ultravioleta entre a emissão pelo Sol e a chegada à superfície terrestre?;
- 16) Com relação ao balanço de energia, cite quais são as leis fundamentais da irradiância solar e o que elas estabelecem;
- 17) Quais as energias térmicas emitidas, em $w \cdot m^{-2}$, das superfícies do Sol ($T=5770 K$) e da Terra ($t=15,0^{\circ}C$)?;
- 18) Com base na questão anterior, qual é o comprimento de onda de máxima emitância espectral do Sol e da Terra?;
- 19) Por que a emissão de energia emitida pela superfície terrestre é dita de ondas longas?;
- 20) Cite quais são os fluxos de entrada e de saída de irradiância de ondas curtas e longas;
- 21) Explique como se determina o balanço geral de irradiância à superfície;
- 22) Cite quais os valores diários (se é +, - ou nulo) do BOC e do BOL, quando a atmosfera está recebendo ou perdendo energia para o espaço;
- 23) Explique por que o balanço de ondas longas de uma superfície natural é sempre negativo?;
- 24) Descreva como seria o modelo do balanço de ondas longas no topo da atmosfera;
- 25) Cite qual é a principal diferença entre o BOL à superfície e no topo da atmosfera;
- 26) É certo ou errado recomendar o uso da cor branca, em vez de uma mais escura, no verão?;

- 27) Com relação aos desertos, explique por que as temperaturas são elevadas durante o dia e tão baixas durante as noites;
- 28) Uma superfície vegetal (albedo) de 35% foi substituída por asfalto, cuja reflexão é de 5%. Com base no BOC, por que a nova superfície tem maior disponibilidade de energia?;
- 29) Se a ação antrópica da questão anterior resultar num aumento de temperatura (de 22,0 °C para 30,0 °C), qual o percentual de aumento de energia emitida por essa ação?;
- 30) Calcule o balanço de irradiância terrestre (em $w. m^{-2}$) entre a superfície do solo (20,0 °C) e a 5000 m de altitude, admitindo-se uma taxa de decréscimo de 0,65 °C/100;
- 31) Numa superfície gramada, foram registrados albedo de 25%, temperatura de 80,2 °F e irradiância solar global de 590 $cal.cm^{-2}. dia^{-1}$. Se a 3 km de altitude a temperatura for de 8,2 °F, qual o saldo de radiação em $w. m^{-2}$?
- 32) Numa área com vegetação nativa, a média da irradiância global era de 600 $cal.cm^{-2}.d^{-1}$, albedo de 30% e temperatura do ar de 26,5 °C. Com a implantação de um conjunto residencial, o albedo passou a ser de 5% e a energia emitida de 474,8 $w.m^{-2}$. Quais foram os aumentos da energia absorvida e refletiva ($w.m^{-2}$) e da temperatura (°C e %)?;
- 33) Com relação à questão anterior, explique a que se deve o aumento da temperatura do ar;
- 34) De acordo com o perfil da concha do heliográfico, qual a analogia que você faz em relação à declinação solar e aos tipos de heliogramas?;
- 35) Se um heliógrafo não for ajustado à latitude local, como será a queima do heliograma?.

CAPÍTULO VIII

TEMPERATURA DO AR

INTRODUÇÃO

A temperatura do ar indica o quanto o ar está sendo aquecido ou resfriado pela energia solar e pela superfície. As expressões temperatura do ar à superfície ou temperatura do ar à sombra são usadas em Meteorologia, de modo equivalente, para expressar a temperatura reinante em um determinado ponto da atmosfera próximo à superfície do solo.

Para fins de análise da descrição do estado da atmosfera, as observações da temperatura do ar à superfície devem ser efetuadas a uma altura de 1,25 a 2,00 m acima do terreno.

A temperatura do ar é um dos efeitos mais importantes da irradiância solar. O aquecimento da atmosfera próxima à superfície terrestre ocorre, principalmente, pelo transporte de calor sensível a partir da superfície e ocorre mediante dois processos:

a) Condução molecular que é um processo lento de troca de calor sensível, pois se dá por contato direto entre "moléculas";

b) Difusão turbulenta que é um processo mais rápido de troca de energia, uma vez que as parcelas de ar aquecidas na superfície se movimentam de forma convectiva transportando calor, vapor d'água, partículas de poeira e outras propriedades para as camadas superiores.

TERMOMETRIA

A termometria é um conjunto de regras e de processos usados para medir a temperatura, usando-se para essa medição, o termômetro. Na Meteorologia, o mais usado é o do tipo líquido em vidro (Figura 46), cujo princípio de funcionamento se baseia na variação do volume de um líquido apropriado (elemento sensível), em resposta a uma variação da temperatura. O elemento sensível tem a propriedade de se expandir ou de contrair com o aumento ou diminuição da temperatura.

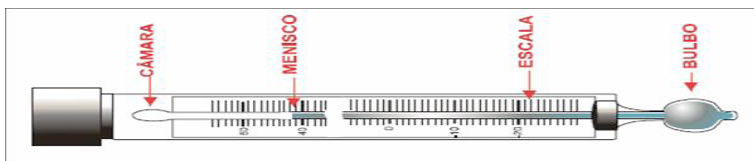


Figura 46 - Esquema de um termômetro convencional de mercúrio em vidro

Fonte: M. A. Varejão-Silva/2001.

O mercúrio (Hg) é o elemento sensível mais utilizado nos termômetros convencionais, por ser o único metal líquido que apresenta uma série de vantagens, tais como: coeficiente de dilatação linear, baixa temperatura de congelamento ($\approx -38,0^{\circ}\text{C}$) e alta temperatura de ebulição ($\approx 360,0^{\circ}\text{C}$), tendo, ainda, a linearidade na expansão e na contração, o que permite a calibração com precisão.

Os termômetros convencionais são constituídos por um tubo capilar de vidro (Figura 46), hermeticamente fechado, tendo uma das extremidades muito dilatada, formando um depósito, denominado de **Bulbo**. A extremidade oposta dispõe apenas de uma pequena dilatação denominada de câmara de expansão. A parte do tubo capilar, ocupado pelo líquido, recebe o nome de coluna termométrica e seu comprimento varia em função da temperatura ambiente. A expansão ou a contração do elemento sensível no tubo capilar ocorre em função do aumento ou diminuição da temperatura.

A expressão “leitura de um termômetro” refere-se à avaliação da temperatura por ele indicado. Nos termômetros de líquido em vidro, equivale a estabelecer, analogicamente, o valor da escala que corresponde à extremidade da coluna (menisco). Ao ler, deve-se ter o cuidado para não cometer o erro de paralaxe, ocasionado por um desvio óptico no ângulo de visão do observado, ou seja, quando a escala e a coluna termométrica não estão, exatamente, na altura dos seus olhos.

A leitura de um termômetro requer o equilíbrio térmico com o ambiente. O intervalo de tempo necessário para adaptar-se às novas condições é denominado tempo de resposta.

De acordo com o princípio físico utilizado pelo elemento sensível, os termômetros podem ser agrupados em cinco categorias:

a) Dilatação de líquidos. Os termômetros baseados neste princípio são os mais comuns; consistindo de um tubo capilar de vidro e uma coluna de líquido (mercúrio ou álcool etílico) que se dilata ou se contrai com o aquecimento ou esfriamento. Nesse grupo, enquadram-se os termômetros de máxima e mínima e os comuns que são instalados no abrigo conforme esquema (Figura 47).

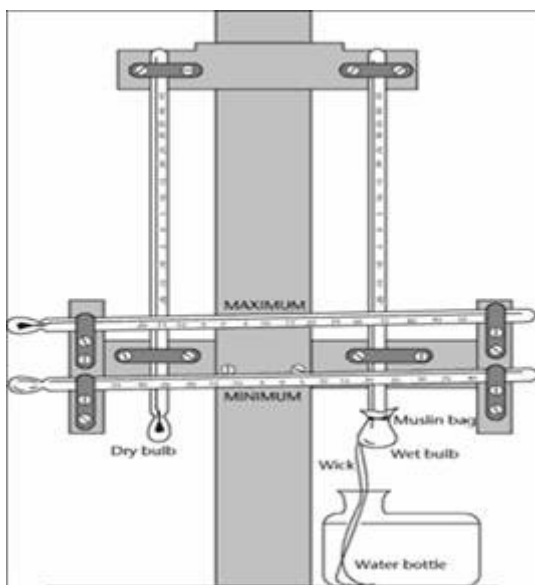


Figura 47 - Disposição horizontal dos termômetros de máxima e mínima, de bulbo seco e úmido no abrigo meteorológico
Fonte: Fundamentos de meteorologia e climatologia, Áureo S. de Oliveira (NEAS/UFRB)/acesso 21.04.2014.

Os termômetros de máxima têm uma constrição ou um estrangulamento no tubo capilar (Figura 48a), nas proximidades do bulbo, que impede o retorno do mercúrio, quando a temperatura diminui. Por isso, registra a expansão, ou seja, a temperatura máxima.

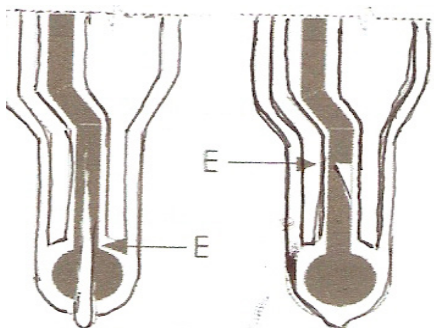


Figura 48a - Esquema de diferentes tipos de estrangulamento (E) do tubo capilar do termômetro de máxima
Fonte: M. A. Varejão-Silva/2001.

O termômetro de mínima (Figura 48b) é o único que tem como elemento sensível o álcool etílico, que é uma mistura de mercúrio e tálho. No tubo capilar, existe um pequeno haltere de vidro recortado (índice), que permanece imóvel, quando o álcool se expande. Ao se contrair, com a diminuição da temperatura, o menisco da coluna capilar arrasta consigo o haltere.

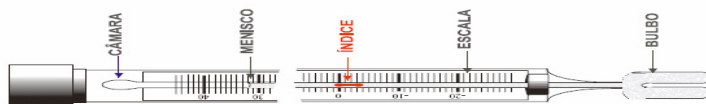


Figura 48b - Termômetro de mínima
Fonte: M. A. Varejão-Silva /2001.

O termômetro comum (Figura 49- esquerda) mede a temperatura do ar de forma instantânea. Um par de termômetros comum, sendo um de bulbo descoberto e o outro com bulbo envolvido por um tecido especial, sempre umedecido, formará o psicrômetro do tipo comum (Figura 49).



Figura 49 - Psicrômetros do tipo comum (direita) e aspirado do tipo Ashmann (esquerda)
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

b) Dilatação de sólido. Baseia-se no princípio de que um sólido ao se aquecer sofre dilatação proporcional ao aquecimento. O mais comum é o termógrafo ou um registrador duplo de temperatura e umidade, denominado de Termohigrógrafo (Figura 50).

Os sensores do termohigrógrafo são constituídos por uma placa metálica e uma harpa de cabelo humano, que se dilata ou se contrai, em função do aumento ou diminuição da temperatura e/ou da umidade do ar.

O sistema aciona um sistema de alavancas, onde a pena desliza sobre um papel (diagrama), denominado de termohigrógrafo (Figura 51), onde registra os valores de umidade relativa e temperatura do ar.



Figura 50 - Detalhes dos sensores de umidade (cabelos) e de temperatura (bimetalico) do Termohigrógrafo
Fonte: M. A. Varejão-Silva/2001.

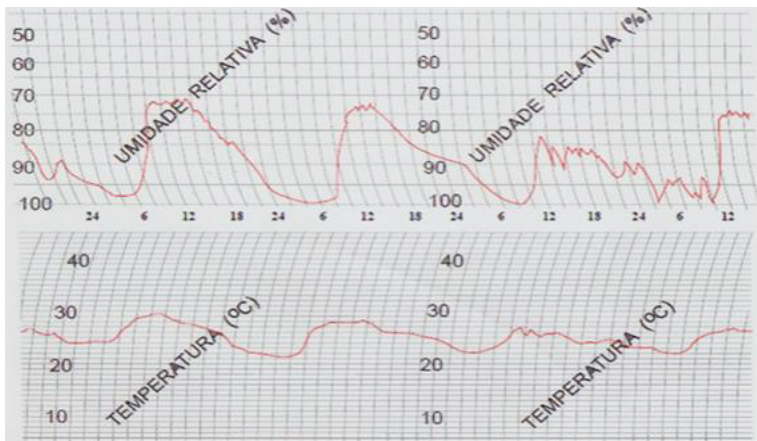


Figura 51 - Termohigrógrama - registros simultâneos da umidade relativa e temperatura - do termohigrógrafo
Fonte: M. A. Varejão-Silva/2001.

O digrama é acoplado a um sistema mecânico de relojoaria e o movimento da haste da pena se efetua num plano vertical, fazendo com que a pena se desloque ao longo do segmento de arco, registrando, de formas contínuas, diária ou semanal, os valores instantâneos de temperatura do ar (acima) e de umidade relativa (abaixo).

c) Pares termoelétricos. O princípio físico de um termopar é o mesmo utilizado nos sensores de irradiância solar. Neste caso, uma das junções (união de dois metais diferentes) é colocada no abrigo meteorológico, enquanto a outra junção (referência) é colocada em um sistema à temperatura medida em gelo fundente a zero °C;

d) Resistência elétrica. Os termômetros desse tipo baseiam-se no princípio de que a resistência elétrica de materiais varia com a temperatura;

e) Radiação infravermelha. O termômetro infravermelho detecta a radiação eletromagnética emitida pelo corpo e, portanto, baseia-se na lei de Stefan-Boltzmann.

UNIDADES DE MEDIDAS

No Brasil, a unidade de medida da temperatura é o Celsius. Há outras escalas bastante utilizadas que são a escala Fahrenheit nos Estados Unidos e em alguns países da Europa e a Kelvin.

A escala Celsius, ou centígrado (°C) é internacionalmente aceita e recomendada para o intercâmbio de dados. A escala absoluta (Kelvin; K) é usada para fins científicos e em alguns países utilizam a escala Fahrenheit (°F).

Os pontos de fusão e ebulição da água na escala Celsius ocorrem a 0 °C e 100 °C. Esses pontos correspondem, respectivamente, nas escalas absoluta e Fahrenheit a 273,16 e 373,16 K e 32 e 212 °F.

As conversões de escalas termométricas, de graus para Celsius (°C) para Kelvin (K), de Celsius para Fahrenheit (°F) e Fahrenheit para Celsius (°C), são feitas através das expressões:

$$T(K) = t\text{ }^{\circ}\text{C} + 273,16$$

$$t(^{\circ}\text{F}) = 1,8 \times t\text{ }^{\circ}\text{C} + 32$$

$$t(^{\circ}\text{C}) = \frac{5}{9} \times (t^{\circ}\text{F} - 32)$$

VARIAÇÃO TEMPORAL E ESPACIAL

As variações temporal e espacial da temperatura do ar estão diretamente relacionadas ao balanço de energia na superfície e, por conseguinte, do aquecimento no solo. Como a temperatura do ar é medida a uma altura padronizada entre 1,5 e 2,0 m acima do solo, há uma defasagem de tempo, de cerca de duas horas, entre a temperatura que ocorre ao nível do solo e a essa altura.

Todos os fatores que afetam o balanço de energia influenciam, também, a temperatura do ar. Dentre esses, destacam-se aqueles que ocorrem:

a) na escala macroclimática, com predominância dos efeitos da irradiância solar, ventos, nebulosidade, transporte convectivo de calor e concentração de vapor;

b) na escala topoclimática, em que a exposição e a configuração do terreno são moduladores da temperatura do ar e do solo;

c) na escala microclimática, em que o fator condicionante é a cobertura do terreno.

Para fins meteorológico e climatológico, a temperatura do ar é medida sob uma condição padronizada, para que se permita a comparação entre locais diferentes.

A condição padrão onde deverá ser feita a medição de temperatura do ar exige uma área plana (topoclima) e gramada (microclima) para que o valor da temperatura de um determinado local tenha como consequência apenas o macroclima. Por isso, a altura da medição é padronizada (entre 1,5 e 2,0 m acima da superfície do solo) e os termômetros têm que ser instalados dentro de um abrigo meteorológico, por permitir a livre passagem do ar e impedir a incidência direta da irradiância solar.

Sob essa condição de referência, a variação típica diária da temperatura do ar é semelhante à apresentada na Figura 52, ou seja, um valor mínimo (T_{\min}) ocorrendo um pouco antes do nascer do Sol, em função do resfriamento noturno, e um máximo (T_{\max}) registrado com defasagem de 2 horas em relação ao horário de maior incidência solar (geralmente por volta do meio dia).

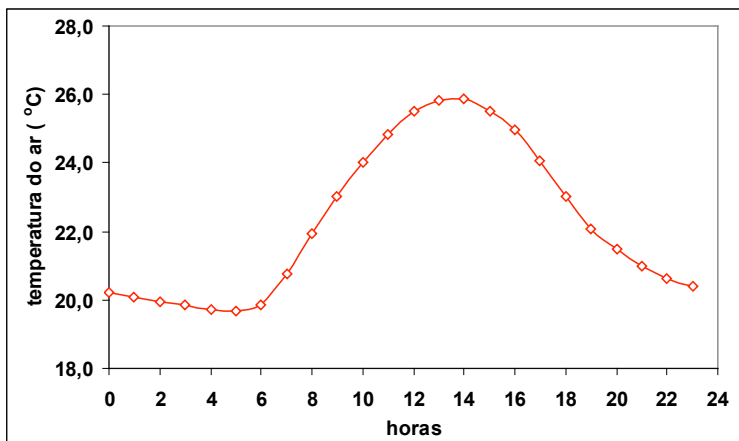


Figura 52 - Variação horária da temperatura do ar, em Itabuna, Bahia
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Esse padrão pode ser alterado em função das condições microclimáticas vigentes, tais como a entrada de uma massa de ar, a ocorrência de chuvas, nebulosidade intensa, ventos fortes e contínuos dentre outros.

DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA MÉDIA DO AR

A temperatura média do ar (t_{med}) não é medida ou registrada e sim calculada. Por isso, o cálculo da t_{med} é tanto mais preciso quanto maior for o número de observações no período considerado. Há muitas fórmulas para o cálculo da t_{med} diária, embora as expressões a seguir sejam as mais utilizadas.

a) Para as estações meteorológicas convencionais. A fórmula mais usada é a recomendada pela OMM e adotada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), mediante a expressão:

$$tmed = \frac{tar_{12} + t_{max} + t_{min} + 2 \times tar_{24h}}{5}$$

sendo: tmed= temperatura média diária, em °C

tar_{12h} = temperatura do ar lida às 12:00h UTC, em °C;

tar_{24h} = temperatura do ar lida às 24:00h UTC, em °C;

t_{max} = temperatura máxima do dia, em °C;

t_{min} = temperatura mínima do dia, em °C

b) Para as estações meteorológicas automáticas e/ou para sensores automáticos, a tmed é determinada pela média aritmética:

$$tmed = \frac{\sum tar}{N}$$

sendo: tar= temperatura do ar registrada nos intervalos de tempo escolhidos, em °C;

N= número de observações.

c) Método dos extremos. Nesse método, a tmed é determinada utilizando-se apenas a temperatura máxima (tmax) e mínima (tmin). É uma fórmula simples, embora possa ser a que se comete o maior erro. Por isso, o uso deve ser recomendado com precaução, apenas para o local que só dispuser apenas de dados de temperaturas máxima e mínima.

$$tmed = \frac{t_{max} + t_{min}}{2}$$

OSCILAÇÃO ANUAL DA TEMPERATURA DO AR

Para se analisar a oscilação anual da temperatura do ar, torna-se necessário dispor das médias mensais das temperaturas máxima, mínima e médias. Em geral, as maiores médias de temperatura do ar acontecem no verão e as menores no inverno (Figura 53).

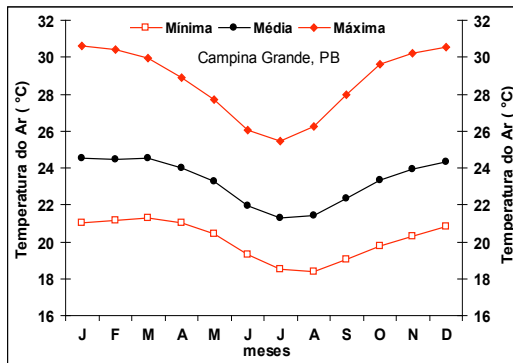


Figura 53 - Médias mensais das temperaturas mínima
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Outro aspecto importante a considerar é a influência que os fatores geográficos, tais como: latitude, altitude e a continentalidade, exercem sobre a amplitude mensal e anual da temperatura média. Comparando-se a curva de temperatura (Figura 54), verifica-se que o mar atua como efeito regulador da temperatura, suavizando-se as flutuações e, portanto, reduzindo a amplitude anual.

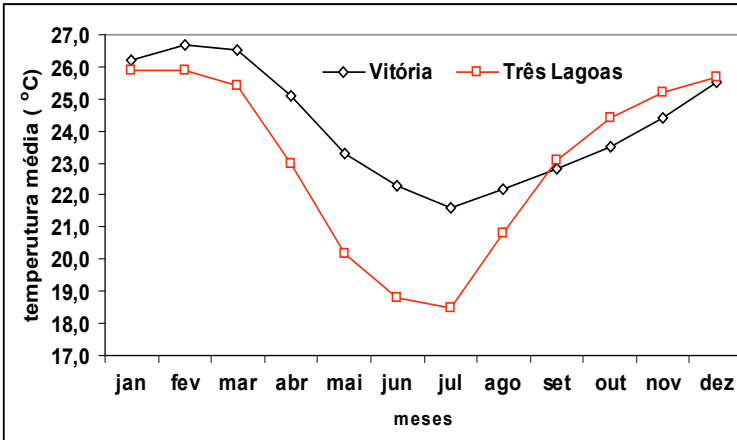
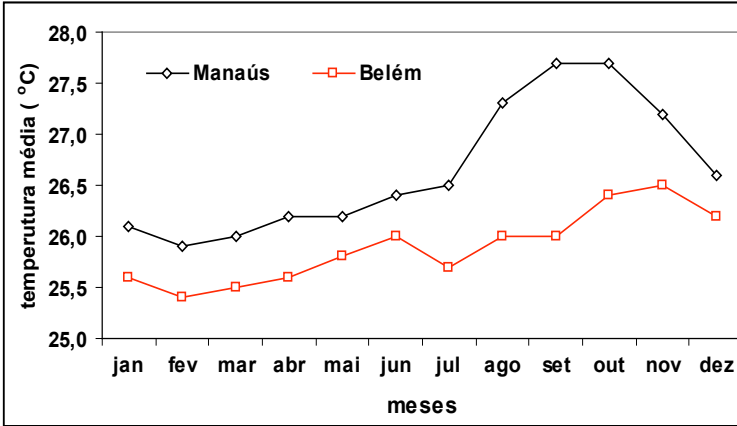


Figura 54 - Influência do fator longitude na amplitude da temperatura média

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

O efeito regulador do oceano pode ser percebido comparando-se a distribuição mensal de temperatura do ar nas cidades de Manaus (AM, 03°08'S, 50°01' W, 48m) com Belém (PA, 01°27'S, 48°28' W, 24m) ou de Vitória (ES, 20°19'S, 40°20' W, 31m), com Três Lagoas (MS, 20°45'S, 51°40' W, 320m). As localidades mais afastadas da costa, embora situadas praticamente à mesma latitude (Vitória e Três Lagoas), ostentam curvas com amplitudes muito maiores que as litorâneas. Essa influência acredita-se ao efeito da continentalidade.

A continentalidade pode ser expressa pela distância em relação ao mar, tomada na direção do vento dominante. Em certas circunstâncias, pode ser substituída pela longitude, dependendo da posição relativa do mar e da direção predominante do vento.

Quanto à altitude, o efeito sobre a temperatura média do ar é evidente. Duas localidades próximas (com latitude e longitude semelhantes), mas situadas a altitudes bem diferentes, apresentam curvas mensais de temperatura praticamente isomorfas, ou seja, mudam apenas as ordenadas dos pontos correspondentes (Figura 55).

As curvas mensais de temperatura média do ar das cidades paraibanas Areia e Guarabira (Figura 55), por exemplo, mostram diferenças entre si de cerca de 4,0 °C, praticamente constante em todos os meses.

O efeito da altitude é responsável pelas menores médias mensais de temperatura em Areia (06°58'S, 34°51' W, 642 m; maior altitude) do que em Guarabira (06°51'S, 35°29' W, 110 m; menor altitude). O mesmo ocorre com as cidades de Muriaé e Barbacena, ambas no Estado de Minas Gerais, cuja diferença térmica fica em torno de 5,0 °C.

As curvas mensais de temperatura média do ar das cidades paraibanas Areia e Guarabira (Figura 55), por exemplo, mostram diferenças entre si de cerca de 4,0 °C, praticamente constante em todos os meses.

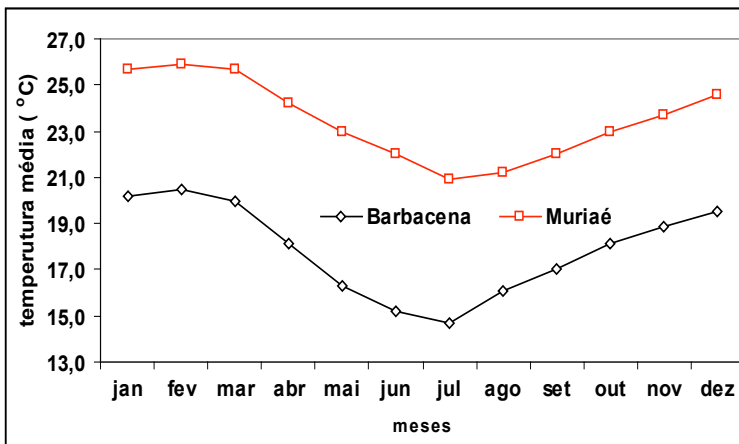
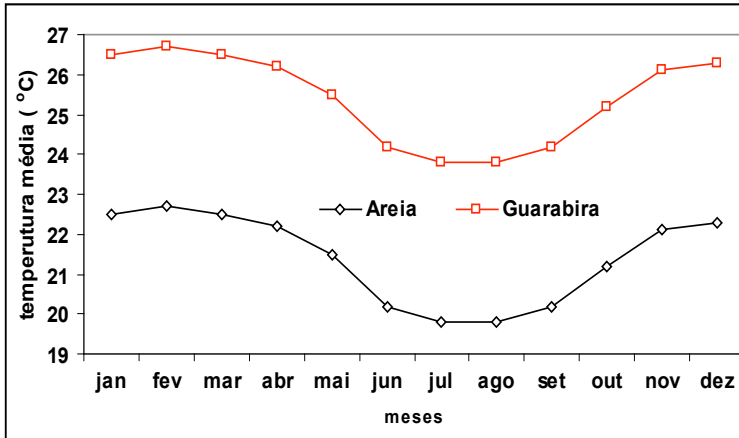


Figura 55 - Influência do fator altitude (curvas isomorfas) na amplitude da temperatura média
 Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

O efeito da altitude é responsável pelas menores médias mensais de temperatura em Areia (06°58'S, 34°51' W, 642 m; maior altitude) do que em Guarabira (06°51'S, 35°29' W, 110 m; menor altitude). O mesmo ocorre com as cidades de Muriaé (MG; 21° 08'S, 42°22'W e 220 m) e Barbacena (MG; 21° 15'S, 43°46'W e 1216 m), cuja diferença térmica fica em torno de 5,0 °C.

Na Região Tropical, o efeito altitude contribui de forma significativa para a melhoria no conforto ambiental. Por isso, costuma-se dizer que “nos trópicos, a altitude compensa a latitude”.

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO REGIME TÉRMICO NA PARAÍBA

Nos últimos anos, há uma grande preocupação relacionada ao efeito estufa e ao aquecimento global e quais são as consequências para o meio ambiente e a vida dos seres humanos no planeta Terra? Diante disso, inúmeras são as manifestações científicas e de âmbito popular tratando desta problemática.

O efeito estufa ocorre quando gases da atmosfera, especialmente, o dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), absorvem parte da irradiância terrestre (ondas longas) “aprisionando” parte do calor enviado da superfície e dos corpos terrestres. Por isso, o aquecimento da Terra pode ser intensificado com o contínuo aumento desses gases lançados artificialmente.

A mudança de sensores convencionais por eletrônicos, do local de observação (estação meteorológica) ou do uso de um método para determinar a temperatura média do ar (tmed) pode resultar num aumento ou, até mesmo, numa diminuição da

temperatura. Em casos como esses, as oscilações na temperatura devem ser analisadas como advindas da troca do sensor e/ou ao procedimento metodológico para o cálculo da média.

Para averiguar se há ou não indicativo de aquecimento na Paraíba ou se o aquecimento é mito, fato ou uma realidade cada vez mais próxima, fez-se um estudo comparativo da temperatura do ar, nos últimos trinta anos.

As Figuras 56 e 57 mostram as médias mensais das três temperaturas (máxima, média e mínima) em duas localidades da Paraíba, no período de 01.01.1979 a 31.12.2010. O critério utilizado foi o comparativo, ou seja, comparar os valores observados (nos meses, anos ou décadas) com os da média da série \pm o desvio padrão.

As médias mensais da média, mediana e desvio padrão da temperatura média do ar, calculadas usando-se a fórmula recomendada pela OMM (método padrão), de Campina Grande e Areia, ambas do Estado da Paraíba, são mostradas nas Figuras 56 e 57.

Observa-se que há variação tanto espacial, quando se compara Campina Grande (microrregião do Agreste) com Areia (microrregião do Brejo), quanto temporal (mês a mês) no mesmo local. A variabilidade média mensal é de $\pm 0,5$ °C para ambas as localidades, enquanto que a dispersão média anual foi de $\pm 0,4$ e de $\pm 0,3$ °C, respectivamente. Embora a maior dispersão média da tmed ocorra em fevereiro.

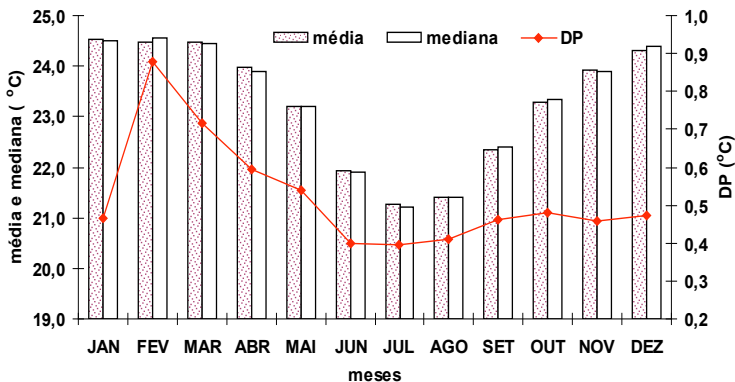


Figura 56 - Médias mensais da média, mediana e desvio padrão da temperatura média. Campina Grande, PB, no período: 1979-2010
 Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

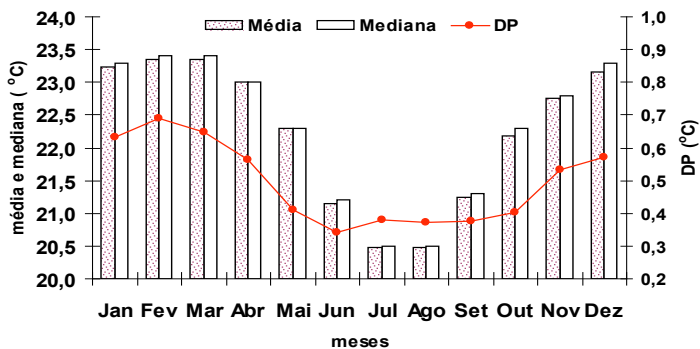


Figura 57 - Médias mensais da média, mediana e desvio padrão da temperatura média. Areia, PB, no período: 1979 a 2010
 Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Outra característica importante no regime térmico das citadas localidades é a distribuição mensal da temperatura média, com relação às médias e às medianas. Observam-se Figuras (56) e (57), que as médias aritméticas são iguais às medianas

em seis meses, ou seja, a distribuição é simétrica nesse intervalo de tempo. Há quatro meses, em Campina Grande, e seis em Areia, nos quais a média da tmed é menor que a mediana. Neste caso, a distribuição é assimétrica e o coeficiente de assimétrica é negativo. Já, nos meses de abril e julho, em Campina Grande, a média é maior que a mediana.

As Figuras 58 e 59 mostram, respectivamente, as médias da temperatura média das últimas três décadas, comparadas com a média aritmética da série e com a média mais o desvio padrão. Como pode ser observado há variações na tmed quando se compara uma década com outra.

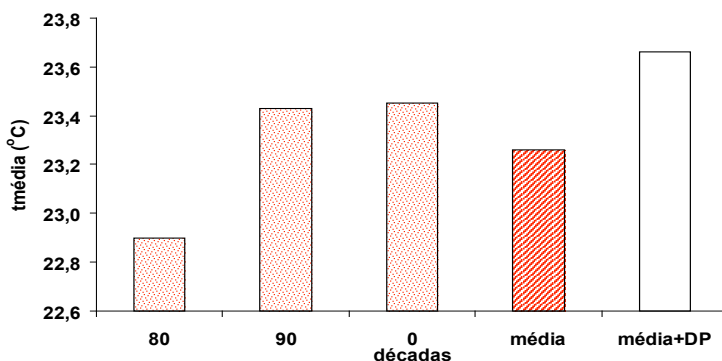


Figura 58 - Médias da temperatura média, por décadas, em Campina Grande, PB

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

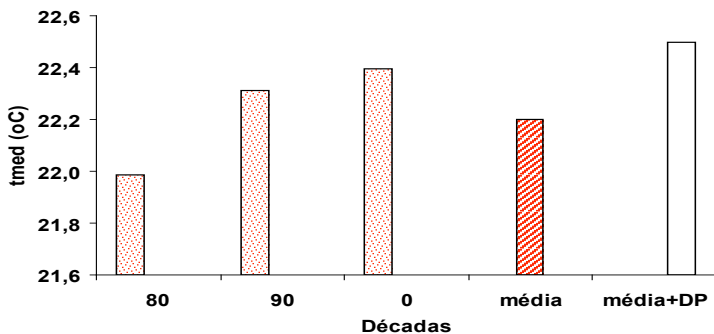


Figura 59 - Médias da temperatura média (tmed), por décadas, em Areia, PB

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Das três décadas analisadas, a 80 foi a mais fria e a 2000 a mais quente. Ao comparar décadas, em ambos os locais, observa-se uma tendência crescente da tmed. No entanto, quando essa análise comparativa é feita comparando-se com a média da série e/ou a média mais o desvio padrão (média + DP), a interpretação passa a ser outra. Como as variações da tmed, em cada decênio, são inferiores a média+DP, isso indica que as oscilações (+ ou -) resultam de variações naturais, ou seja, do próprio universo dos dados. Constata-se, também, que há um maior número de anos com tmed abaixo da média do que acima.

As médias das temperaturas extremas, por décadas, são apresentadas nas Figuras 60 e 61, para Campina Grande e 62 e 63 para Areia. Observa-se que o perfil de aquecimento da temperatura mínima é muito semelhante ao da máxima, coincidindo a década de 80 como sendo a mais fria e a de 00 a mais quente. Nota-se, entretanto, que o aumento na temperatura mínima

entre décadas foi menor que o da máxima, embora exista uma tendência de diminuição, nesta última década.

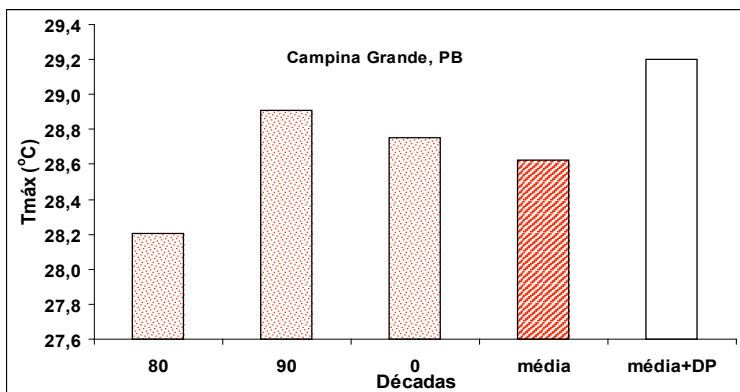


Figura 60 - Médias da temperatura máxima ($T_{máx}$), por décadas, em Campina Grande, PB
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

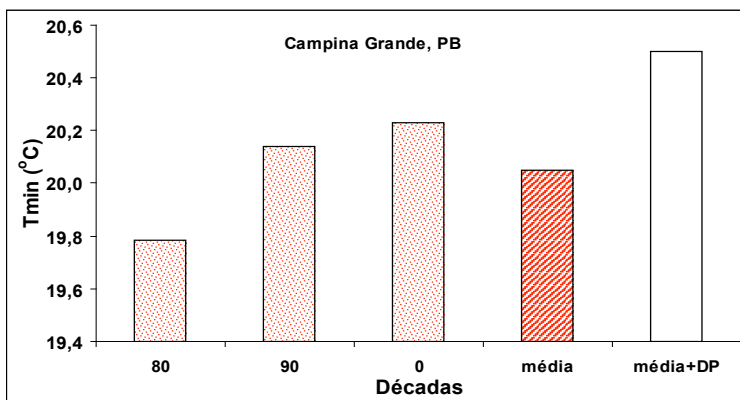


Figura 61 - Médias da temperatura mínima ($T_{mín}$), por décadas, em Campina Grande, PB
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

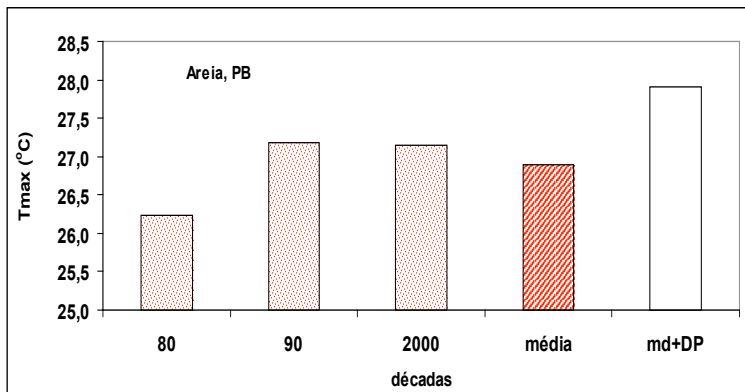


Figura 62 - Médias da temperatura máxima (T_{máx}), por décadas, em Areia, PB

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

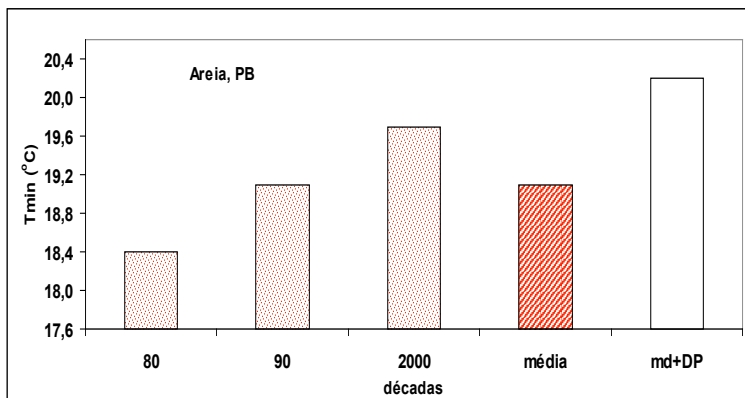


Figura 63 - Médias da temperatura mínima (T_{mín}), por décadas, em Areia, PB

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA TEMPERATURA

Os valores de temperatura, obtidos em diferentes locais, podem ser plotados sobre um mapa geográfico. O traçado é feito mediante isolinhas, ou seja, linhas de iguais valores de temperatura, que são denominadas de isotermas. No entanto, há três tipos de isotermas: a máxima, a média e a mínima, correspondentes às temperaturas máxima, média, e mínima.

A caracterização térmica de um local ou de uma região é feita mediante cada uma dessas isotermas, plotadas e traçadas num mapa geográfico mês a mês e anualmente. A elaboração do mapa térmico possibilitará o estudo da sua distribuição espacial e temporal. Caso exista um número suficiente de locais com dados (distribuição espacial e temporal), é possível interpolar as isotermas.

Em ambos os hemisférios, a amplitude da temperatura média do ar à superfície (mensais ou anuais), aumenta do Equador em direção aos polos. O gradiente horizontal é tanto maior quanto mais próximo dos polos for o local considerado. Destaca-se, entretanto, que a temperatura do ar revela uma forte influência do movimento aparente do sol.

OSCILAÇÕES SECULARES

Há indícios de que em determinados locais e/ou regiões, a temperatura média do ar possa ter aumentado ou até diminuído, muito lentamente. Tal comportamento sugere a existência de oscilações com periodicidade muito ampla, geralmente refe-

rida como seculares. Para detectá-las, porém, é necessário dispor de longas séries homogêneas de registros de dados, o que é difícil.

A questão é complexa por que efeitos semelhantes podem advir de mudanças do local da estação meteorológica, do tipo de sensor, do seu entorno (urbanização, por exemplo), do método para o cálculo da média, dentre outros. Nessas circunstâncias, são falsas as tendências.

Tendências seculares podem ser causadas, também, por influência antrópicas, advindas do aumento na concentração de dióxido de carbono e/ou na quantidade de partículas em suspensão (poluição industrial).

As previsões sobre o aquecimento gradual do planeta são realizadas com modelos numéricos, que incorporam diferentes hipóteses e aproximações, estando longe de fornecer resultados precisos. Os resultados das simulações, apresentados em alguns trabalhos científicos, variam muito, dependendo das hipóteses (aproximações) usadas, cujos resultados apontam apenas para tendências.

EQUADOR TÉRMICO

A linha que une os pontos correspondentes às temperaturas médias mais elevadas é denominada Equador térmico (neste caso não se trata de uma isoterma). Fisicamente essa linha representa o meio da faixa mais aquecida e sua posição oscila em torno do **Equador geográfico** ao longo do ano (Figura 64).

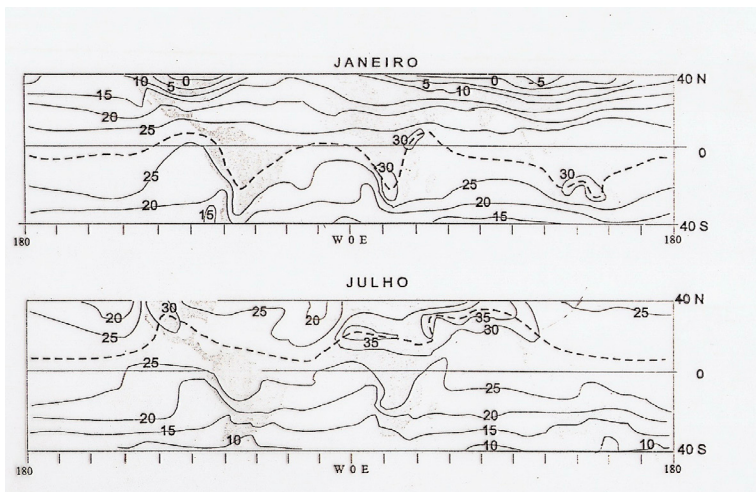


Figura 64 - Distribuição da temperatura média do ar e da posição do equador térmico (linha interrompida)
 Fonte: Nieuwolt/1977, apud M. A. Varejão-Silva /2001.

A distância entre o equador térmico e o geográfico é normalmente maior sobre os continentes que sobre os oceanos. Sobre os continentes, a oscilação do equador térmico, comparado com o geográfico, amplia-se consideravelmente e, em certas áreas e épocas do ano, chega a ultrapassar os trópicos de Câncer e Capricórnio.

Sobre os oceanos, há áreas em que o equador térmico permanece, durante todo o ano, ao norte do equador geográfico, por influência de correntes marítimas, cuja posição média é observada, por exemplo, no Atlântico Tropical.

A temperatura do ar desempenha um papel muito importante dentre os fatores que condicionam o ambiente propício aos animais, às plantas e ao próprio homem. De uma maneira geral, cada raça ao cultivar tem exigências próprias quanto às

variações de temperatura, requerendo uma faixa ótima, dentro da qual o crescimento e o desenvolvimento ocorrem normalmente.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Explique por que a noção quente ou fria é absoluta ou relativa;
- 2) Cite qual é o princípio básico de funcionamento de um termômetro;
- 3) Descreva de forma sucinta: bulbo termométrico, coluna termométrica e tempo de resposta;
- 4) Por que o elemento sensível do termômetro de mínima é o álcool e não o mercúrio?;
- 5) Qual é a posição dos termômetros de máxima e mínima no abrigo meteorológico?;
- 6) Explique por que há defasagem de tempo no valor da temperatura do ar;
- 7) Para fins científicos, cite quais os critérios exigidos para se medir a temperatura do ar;
- 8) Cite quais fatores estão relacionados às variações temporal e espacial e as unidades de medidas;
- 9) Um termômetro comum foi substituído por um sensor eletrônico. Por isso, os valores das temperaturas do ar passaram a ser maiores ou menores que antes, a que se deve isso?;
- 10) Os termistores (sensores automáticos) irão substituir gradativamente os termômetros convencionais. O que se espera nos valores da temperatura do ar e nas médias diárias?;
- 11) Se a substituição coincidir com aumento da temperatura, isso é mudança climática?;
- 12) Quais os valores equivalentes da temperatura nos pontos de fusão e ebulição da água em graus centígrados, Kelvin e Fahrenheit?;

- 13) Se num determinado dia foram registrados às 12:00 e 24:00 UTC as temperaturas do ar de $23,8^{\circ}\text{C}$ e $21,2^{\circ}\text{C}$, sendo a máxima de $36,5^{\circ}\text{C}$ e a mínima de $16,4^{\circ}\text{C}$. Calcular a temperatura média (t_{med}) do dia, utilizando-se a fórmula padrão e a dos extremos;
- 14) Converter para graus Kelvin e Fahrenheit os dados de temperaturas do item anterior;
- 15) Considerando-se a fórmula padrão como referência, calcule qual o erro obtido na questão anterior, em %, quando se utiliza a fórmula simplificada dos extremos;
- 16) Se a temperatura média dos locais A ($03^{\circ}10''$ S) e B ($32^{\circ}32''$ S) for calculada pelo método dos extremos, em vez do padrão, em qual local (A ou B) o erro será maior e por quê?
- 17) Quais temperaturas são necessárias para se analisar as oscilações térmicas anual de um determinado local ou região?;
- 18) Cite qual a relação entre as oscilações da temperatura e as estações do ano;
- 19) Cite quais os fatores geográficos influenciam na oscilação da temperatura média do ar;
- 20) Com base na questão anterior, descreva como e por que ocorre essa oscilação;
- 21) Comparando-se dois locais com latitudes próximas, embora um fique a 5 km da costa e o outro a 150 km do oceano, qual local terá maior amplitude térmica e por quê?
- 22) Explique qual a diferença principal existente entre equador geográfico e térmico. Por que a distância entre si tende a ser maior sobre as áreas continentais?

CAPÍTULO IX

UMIDADE ATMOSFÉRICA

INTRODUÇÃO

A transferência da d'água para a atmosfera é feita pela evaporação de superfícies líquidas (oceanos, lagos, cursos d'água, rios e reservatórios), pelo solo, bem como a sublimação da água no estado sólido (gelo), existente nos campos de neve e nas geleiras, que é a mudança de fase diretamente do estado sólido para o gasoso.

As atividades biológicas dos seres vivos, principalmente, a transpiração vegetal, também contribuem, em muito, para o enriquecimento do ar em vapor d'água. No entanto, a atmosfera está constantemente fornecendo água para superfície terrestre.

O conhecimento da quantidade de vapor d'água existente no ar é essencial em vários aspectos da atividade humana. Sabe-se, por exemplo, que a quantidade de umidade ambiental é

um dos fatores que condicionam o desenvolvimento de muitos microorganismos patogênicos que atacam as plantas cultivadas e a própria transpiração vegetal. Também é conhecida a influência da umidade atmosférica na longevidade, fecundação e taxa de desenvolvimento de muitas espécies de insetos, além de ser um dos elementos do clima usado para definir o grau de conforto ambiental para as pessoas e animais.

O ar atmosférico é composto por uma mistura de gases e de acordo com a Lei de Dalton das pressões parciais, cada constituinte atmosférico exerce uma pressão sobre a superfície independente da presença dos outros gases, de tal modo que a pressão total (atmosférica) é igual à soma das pressões de cada gás.

Como neste caso o objetivo é estudar a pressão exercida pelo vapor d'água, pode-se considerar a pressão atmosférica (P_{atm}) como sendo a soma das pressões parciais dos elementos constituintes da atmosfera mediante a expressão:

$$P_{atm} = P_{N_2} + P_{O_2} + P_{Argônio} + \dots\dots\dots P_{\text{vapor d'água}}$$

PRESSÃO PARCIAL DE VAPOR E DE SATURAÇÃO

Dada a importância do vapor d'água na atmosfera, a pressão atmosférica pode ser reescrita como sendo a pressão exercida por todos os constituintes atmosféricos ($P_{ar\ seco}$) mais a pressão exercida pelo vapor d'água (e_a) mediante a seguinte expressão:

$$P_{atm} = P_{ar\ seco} + e_a$$

Pela Lei de Dalton, o símbolo e_a foi convenicionado para representar a pressão exercida pela massa atual de vapor d'água existente na atmosfera, ou seja, a pressão parcial de vapor. Neste caso, o (e_a) varia desde zero, para o ar totalmente seco, até um valor máximo (saturação), sendo denominado de pressão de saturação de vapor d'água (e_s).

Os físicos franceses Jacques Alexandre César Charles (1746-1823) e Joseph Louis Gay-Lussac (1778-1850), trabalhando independentemente, desenvolveram estudos sobre os gases ideais chegando a relações entre as três principais variáveis de estado dos gases: temperatura, pressão e volume. Através de suas leis, verifica-se então que, mantendo-se uma das variáveis constante, as duas outras variam proporcionalmente. A partir destas relações, obtêm-se, portanto, a equação de estado para um gás ideal, definida como:

$$PV=nRT$$

Sendo P a pressão atmosférica, V o volume, n o número de moles, R a constante universal dos gases ideais e T a temperatura absoluta (K).

A partir desta equação e aplicando-se para o caso do vapor d'água, ou seja, substituindo-se P por e_a , temos:

$$e_a V=nRT.$$

Analisando-se esta expressão, percebe-se, facilmente, que a atmosfera representada pelo seu volume de controle (V) funciona, então, como um reservatório que se expande ou se contrai com o aumento ou diminuição da temperatura.

A variação de volume impõe um limite à quantidade de vapor d'água que pode ser retido por um determinado volume de ar. Por isso, quanto maior for a temperatura, maior será esse

volume e, por isso, a quantidade máxima (saturante) de vapor d'água é uma função da temperatura ambiente, sendo denominada de pressão máxima de saturação de vapor.

DETERMINAÇÃO DA PRESSÃO DE SATURAÇÃO DE VAPOR

Como a pressão máxima de saturação de vapor d'água é uma consequência da temperatura, para cada valor de temperatura existirá um valor diferente de e_s . A determinação da **pressão máxima de saturação** é feita mediante três métodos distintos: analítico, tabular e gráfico.

O método analítico é o mais simples e resulta da integral da equação de Clausius-Clapeyron, de mudança de fase, sendo expressa pelas fórmulas empíricas descritas por Tetens, em unidades específicas de pressão. Se a unidade medida de pressão for o mm de mercúrio, o coeficiente será 4,58 como expressos nas equações:

$$e_s(\text{mmHg}) = 4,58 \times 10^{\left(\frac{7,5 \times t}{237,3 + t}\right)} \quad \text{para } t \geq 0 \text{ } ^\circ\text{C e}$$

$$e_s(\text{mmHg}) = 4,58 \times 10^{\left(\frac{7,5 \times t}{265,5 + t}\right)} \quad \text{para } t < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Sendo t a temperatura do ar (bulbo seco, úmido, máxima ou mínima), em $^\circ\text{C}$.

O método tabular resulta do analítico e, por isso, a **pressão máxima de saturação** é obtida diretamente da Tabela 7, em mm de Hg, e para diferentes valores de temperaturas.

Tabela 7 - Pressão máxima de saturação de vapor d'água, em mm Hg (continua)

$t (^{\circ}\text{C})/$ e_s	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	4,58	4,61	4,65	4,68	4,72	4,75	4,78	4,82	4,85	4,89
1	4,92	4,96	5,00	5,03	5,07	5,10	5,14	5,18	5,22	5,25
2	5,29	5,33	5,37	5,41	5,44	5,48	5,52	5,56	5,60	5,64
3	5,68	5,72	5,76	5,80	5,85	5,89	5,93	5,97	6,01	6,06
4	6,10	6,14	6,18	6,23	6,27	6,32	6,36	6,41	6,45	6,50
5	6,54	6,59	6,63	6,68	6,73	6,77	6,82	6,87	6,92	6,96
6	7,01	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,46
7	7,51	7,56	7,62	7,67	7,72	7,77	7,83	7,88	7,93	7,99
8	8,04	8,10	8,15	8,21	8,27	8,32	8,38	8,44	8,49	8,55
9	8,61	8,67	8,73	8,78	8,84	8,90	8,96	9,02	9,08	9,15
10	9,21	9,27	9,33	9,39	9,46	9,52	9,58	9,65	9,71	9,78
11	9,84	9,91	9,97	10,04	10,11	10,17	10,24	10,31	10,38	10,45
12	10,52	10,59	10,66	10,73	10,80	10,87	10,94	11,01	11,08	11,16
13	11,23	11,30	11,38	11,45	11,53	11,60	11,68	11,76	11,83	11,91
14	11,99	12,06	12,14	12,22	12,30	12,38	12,46	12,54	12,62	12,70
15	12,79	12,87	12,95	13,04	13,12	13,20	13,29	13,37	13,46	13,55
16	13,63	13,72	13,81	13,90	13,99	14,08	14,16	14,26	14,35	14,44
17	14,53	14,62	14,71	14,81	14,90	15,00	15,09	15,19	15,28	15,38
18	15,48	15,57	15,67	15,77	15,87	15,97	16,07	16,17	16,27	16,37
19	16,48	16,58	16,68	16,79	16,89	17,00	17,10	17,21	17,32	17,42
20	17,53	17,64	17,75	17,86	17,97	18,08	18,19	18,31	18,42	18,53
21	18,65	18,76	18,88	18,99	19,11	19,23	19,35	19,46	19,58	19,70
22	19,82	19,95	20,07	20,19	20,31	20,44	20,56	20,69	20,81	20,94
23	21,07	21,19	21,32	21,45	21,58	21,71	21,84	21,97	22,11	22,24
24	22,37	22,51	22,64	22,78	22,92	23,05	23,19	23,33	23,47	23,61
25	23,75	23,89	24,04	24,18	24,32	24,47	24,61	24,76	24,91	25,06

$t (^{\circ}\text{C})/$ e_s	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
26	25,20	25,35	25,50	25,65	25,81	25,96	26,11	26,27	26,42	26,58
27	26,73	26,89	27,05	27,21	27,37	27,53	27,69	27,85	28,01	28,18
28	28,34	28,51	28,67	28,84	29,01	29,18	29,35	29,52	29,69	29,86
29	30,03	30,21	30,38	30,56	30,74	30,91	31,09	31,27	31,45	31,63
30	31,81	32,00	32,18	32,37	32,55	32,74	32,93	33,11	33,30	33,49
31	33,68	33,88	34,07	34,26	34,46	34,66	34,85	35,05	35,25	35,45
32	35,65	35,85	36,06	36,26	36,46	36,67	36,88	37,09	37,29	37,50
33	37,72	37,93	38,14	38,35	38,57	38,79	39,00	39,22	39,44	39,66
34	39,88	40,11	40,33	40,55	40,78	41,01	41,23	41,46	41,69	41,93
35	42,16	42,39	42,63	42,86	43,10	43,34	43,58	43,82	44,06	44,30
36	44,54	44,79	45,04	45,28	45,53	45,78	46,03	46,28	46,54	46,79
37	47,05	47,30	47,56	47,82	48,08	48,34	48,61	48,87	49,14	49,40
38	49,67	49,94	50,21	50,48	50,76	51,03	51,30	51,58	51,86	52,14
39	52,42	52,70	52,99	53,27	53,56	53,84	54,13	54,42	54,71	55,01
40	55,30	55,60	55,89	56,19	56,49	56,79	57,09	57,40	57,70	58,01

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

O método gráfico é obtido plotando-se num sistema de eixo cartesiano, sendo na abscissa; os valores de temperatura e na ordenada; os de pressão de saturação de vapor. A curva resultante denomina-se de curva de saturação (Figura 65). Analisando-se a referida Figura, verifica-se que e_s aumenta de forma exponencial com o aumento da temperatura. Portanto, a capacidade de retenção de vapor d'água na atmosfera aumenta exponencialmente com o aumento da temperatura.

Como pode ser observada na Figura 65, a pressão máxima de saturação de vapor d'água é uma função exclusiva da

temperatura. Como já mencionado anteriormente, a quantidade de vapor presente na atmosfera é variável, podendo o ar estar ou não sob condição de saturação.

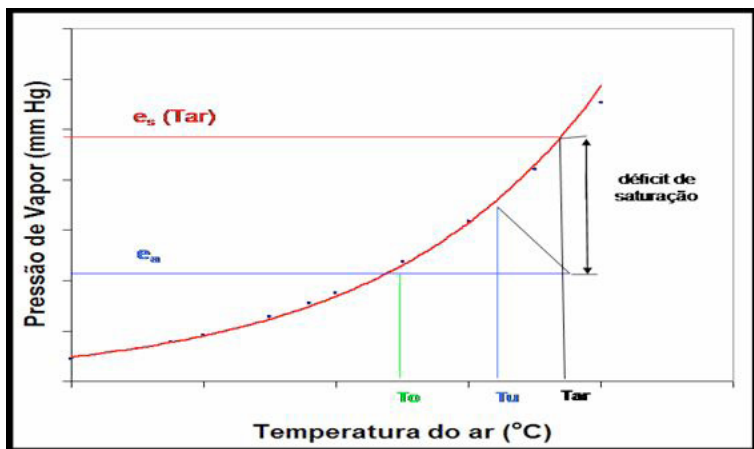


Figura 65 - Relação entre a pressão de saturação de vapor d'água e a temperatura do ar

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Caso o ar esteja saturado, a pressão real de vapor corresponderá à pressão de saturação, ou seja, $e_a = e_s$ e em caso contrário (não saturado), a pressão real de vapor será menor que aquela que prevaleceria em condições saturadas, à mesma temperatura.

DETERMINAÇÃO DA PRESSÃO PARCIAL DE VAPOR

Os psicômetros são instrumentos constituídos por dois termômetros: um com o bulbo descoberto e o outro, com o

bulbo revestido por um tecido fino (musselina, gaze, etc) e umedecido. A temperatura lida no termômetro de bulbo descoberto (seco) é denominada de temperatura do bulbo seco ou do ar (t_{ar}) e no de bulbo úmido, de temperatura do bulbo úmido (t_u).

O tecido umedecido proporcionará uma menor temperatura, devido ao resfriamento provocado apenas pela evaporação da água até atingir o equilíbrio e, portanto, registrará sempre uma temperatura menor ou no máximo igual à temperatura do ar. Por isso, quanto mais seco estiver o ar, maior é a diferença entre t_{ar} e t_u .

Para psicrômetro comum (sem ventilação artificial), a pressão parcial de vapor que corresponde à temperatura do bulbo úmido, poderá ser obtida mediante a expressão:

$$e_a = e'_s(t_u) - 0,50x(t_{ar} - t_u)$$

Sendo: $e'_s(t_u)$ a pressão parcial de vapor, obtido mediante a Tabela 7, em mm Hg; 0,50 é a constante psicrométrica para psicrômetro comum e $(t_{ar} - t_u)$ é a depressão psicrométrica.

DEFINIÇÃO DE UMIDADE RELATIVA

O termo umidade relativa se refere à presença de vapor d'água na atmosfera e não à presença da água nas formas líquidas ou sólidas. A quantificação do vapor d'água existente na atmosfera não pode ser feita mediante a extração e pesagem, como no caso da água nos estados líquido e sólido. Por isso, há necessidade de se dispor de métodos rápidos e eficientes, que possibilitem a quantificação do vapor d'água no ar. Para tanto, há vários métodos que expressam, de forma quantitativa, o teor de vapor

d'água na atmosfera, dentre eles, citam-se: a umidade absoluta, a umidade específica, a razão de mistura e a umidade relativa.

A umidade relativa (UR) é o método mais simples para quantificar o conteúdo de vapor na atmosfera. É definida pela relação entre o teor parcial de vapor d'água (e_a), contido no ar num dado momento, e o teor máximo de saturação (e_s) que o ar poderia conter, à temperatura ambiente, sendo determinada pela expressão:

$$UR(\%) = \frac{e_a}{e_s} \times 100$$

Uma análise simples na expressão de UR (acima) constatou-se que o valor da umidade relativa pode ser maior ou menor, não necessariamente pela adição ou remoção de vapor, mas por uma diminuição ou um aumento na temperatura do ar. Como na natureza, o ar não se encontra contido num recipiente, o enorme volume de ar que envolve uma massa de água se satura apenas em algumas situações e/ou condições especiais.

Outra característica importante do teor de vapor d'água na atmosfera está relacionada com a saúde humana. O corpo humano é muito sensível ao teor de umidade do ar; quando o ar está saturado, não há perda de líquido pela pele (suor). Essa condição faz com que a temperatura corporal se eleve mais facilmente. Se a umidade for muito baixa, o corpo perde muito líquido e fica com as mucosas ressecadas.

Os sinais mais comuns, quando a umidade relativa do ar estiver em níveis baixos, são: sangramentos no nariz, alergias (devido o ressecamento das mucosas), dor de cabeça, cálculos renais. A Organização Mundial de Saúde (OMS) estabelece os

seguintes índices de UR: ideal entre 50 e 80%, de atenção (20 a 30%), alerta (12 a 20%) e de alerta máxima menor que 12%.

DETERMINAÇÃO DA UMIDADE RELATIVA

Os psicrômetros são os instrumentos mais precisos para determinação da umidade relativa do ar que os higrógrafos (registradores de UR), por exemplo. Além disso, com os dados de temperaturas de bulbo seco e úmido, podem-se obter outras características psicrométricas do ar atmosférico.

A umidade relativa do ar é facilmente obtida mediante as leituras dos termômetros de bulbo seco e úmido. Com os valores de t_{ar} e t_u , obtêm-se, respectivamente, os valores correspondentes à pressão máxima de saturação de vapor, correspondente à temperatura do ar, $e_s(t_{ar})$, e do bulbo úmido, $e'_s(t_u)$, por um dos três métodos citados. A pressão parcial de vapor é calculada fazendo a substituição devida na expressão usada para a sua determinação.

A determinação da umidade relativa é feita pela relação entre e_a e e_s e/ou diretamente pela equação, normalmente expressa em %, multiplicando-se a referida razão por 100.

$$UR(\%) = \frac{e'_s(t_u) - 0,50 \times (t_{ar} - t_u)}{e_s(t_{ar})} \times 100$$

DÉFICIT DE PRESSÃO DE SATURAÇÃO DE VAPOR

Num dado instante, a pressão parcial de vapor é menor que a pressão máxima de saturação ($e_a < e_s$). Nessas condições,

diz-se que existe um déficit de pressão de saturação de vapor, sendo representado pela diferença $(e_s - e_a) = \Delta e$.

Como a pressão parcial de vapor, para um determinado local e tempo, é praticamente constante, o aumento na temperatura do ar resulta num aumento de e_s e, conseqüentemente, num maior déficit de pressão de saturação.

A própria definição de UR constitui por si só uma outra maneira para expressar se há um maior ou um menor déficit de pressão de saturação, usando apenas valores de umidade relativa.

DETERMINAÇÃO DA UMIDADE RELATIVA MÉDIA DIÁRIA

O cálculo da umidade relativa média (URmed, em %) é tanto mais exato quanto maior for o número de observações no período considerado. As fórmulas mais utilizadas para o cálculo diário são:

a) Umidade relativa do ar em condições padronizadas. A fórmula mais usada no território brasileiro é aquela adotada pelo Instituto Nacional de Meteorologia, mediante a expressão:

$$UR_{med} = \frac{UR_{12} + UR_{18} + 2 \times UR_{24}}{4}$$

Sendo: UR_{12} = umidade relativa às 12:00h UTC, em %;

UR_{18} = umidade relativa às 18:00h UTC, em %;

UR_{24} = umidade relativa às 00:00h UTC, em %.

b) Umidade relativa obtida a partir de sensores automatizados e/ou de estações meteorológicas automáticas.

$$UR_{med} = \frac{\sum UR}{N}$$

Sendo: UR= umidade relativa registrada em intervalos de tempo escolhidos, em %;

N= número de observações.

INSTRUMENTOS PARA MEDIR UMIDADE RELATIVA

Os principais instrumentos usados para medir a umidade relativa são: higrógrafo, higrômetro e termohigrógrafo (ver Figura 50).

O princípio de funcionamento dos instrumentos que medem a UR, baseia-se na variação do comprimento de um feixe de cabelos humanos (harpa). O feixe se distende com o aumento da umidade e contrai-se em caso contrário.

Nos higrógrafos, uma das extremidades da harpa é fixa e a outra está acoplada a um sistema de alavancas. A variação na dilatação do feixe de cabelos faz movimentar uma “alavanca”, contendo uma pena que se desloca sobre um diagrama com uma escala graduada, em %.

O sistema é constituído por um tambor rotativo, uma pena registradora que se move sobre o tambor impulsionado por mecanismo de relojoaria. Ao tambor, prende-se um diagrama de papel especial e graduado, denominado de higrograma, cuja

escala horizontal registra o tempo (horas do dia) e a vertical, o teor de umidade do ar, em %.

Os termohigrógrafos são instrumentos mecânicos duplos, ou seja, registram, simultaneamente, a umidade relativa e a temperatura. O diagrama usado chama-se de termohigrogramas e tem duas faixas distintas: uma correspondente à escala de umidade e outra, de temperatura do ar (ver Figura 50).

VARIAÇÃO ESPÁCIO-TEMPORAL DA UMIDADE DO AR

O teor de umidade do ar pode variar de modo acentuado, tanto no espaço quanto no tempo. Em determinado local, a variação temporal depende da circulação da atmosfera, da localização relativa das fontes e sumidouros de vapor de água, do suprimento de energia solar, dentre outros.

Não se deve esquecer, também, da dependência da umidade relativa do ar em relação à temperatura. Por isso, um aumento ou diminuição na umidade relativa não significa necessariamente acréscimo ou redução na concentração de vapor d'água no ar, mas uma diminuição ou um aumento na temperatura.

Outra característica importante da relação entre a umidade relativa do ar e a saúde humana é o seu teor. Os índices de umidade relativa do ar recomendados pela Organização Mundial de Saúde (OMS) são: ideal entre 50 e 80%, de atenção (20 a 30%), alerta (12 a 20%) e de alerta máximo (abaixo de 12%).

A Figura 66 exemplifica a variação média horária da umidade relativa versus temperatura. As curvas indicam uma relação inversa entre UR e a temperatura do ar.

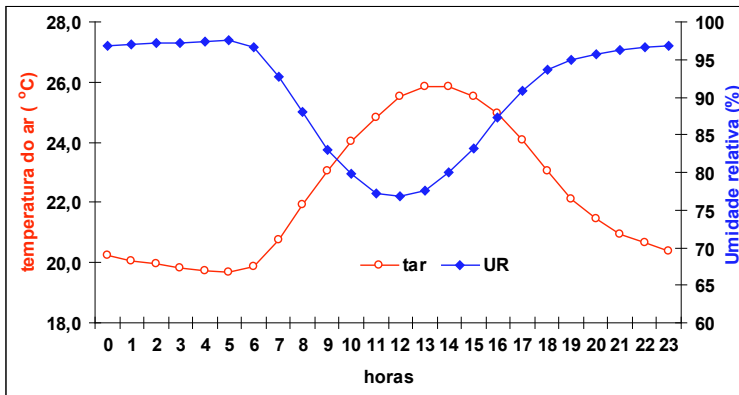


Figura 66 - Variação horária da temperatura do ar e da umidade relativa em Itabuna, Bahia
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO

O termo ponto de orvalho se refere à temperatura a partir da qual o vapor d'água contido na porção de ar de um determinado local se condensa. Quando a temperatura está abaixo do ponto de orvalho, normalmente temos a formação de névoa seca ou neblina.

Há duas maneiras de produzir a saturação do ar ambiente: a) reduzindo a temperatura e b) aumentando a quantidade de vapor d'água presente no ar.

A temperatura do ponto de orvalho (t_o) é definida como “a temperatura na qual a saturação ocorre se o ar fosse resfriado a pressão constante, sem a adição ou remoção de vapor”, ou seja, é a temperatura na qual a quantidade de vapor presente na atmosfera estaria em sua máxima concentração. Assim, a t_o é

aquela em que a pressão parcial de vapor (e_a) se torna saturante pela redução de temperatura, sem adição ou remoção de vapor.

A t_o pode ser determinada pelo método gráfico (Figura 67) ou analiticamente, manipulando-se a equação de Tetens, ou ainda, estimando-se, a partir da Tabela 7, para o valor igual ou o mais próximo de e_a .

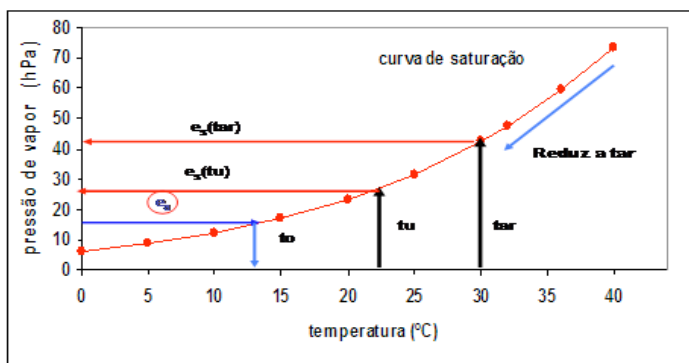


Figura 67 - Método gráfico para determinação da temperatura do ponto de orvalho

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Caso o valor exato de e_a não conste na tabela, pode-se adotar o valor mais próximo, ou ainda efetuar uma interpolação entre aquele imediatamente superior e inferior ao valor de e_a . A temperatura correspondente ao valor do e_a é a de temperatura do ponto de orvalho.

As Figuras 68 e 69 mostram as relações existentes entre as temperaturas do ar e do ponto de orvalho e a umidade relativa do ar e entre o déficit de pressão de vapor e a umidade relativa do ar.

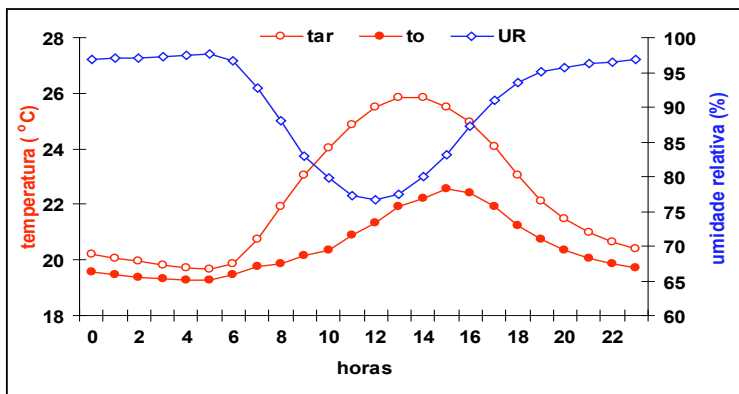


Figura 68 - Curvas horárias das temperaturas do ar e do ponto orvalho e umidade relativa do ar. Itabuna, Bahia
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

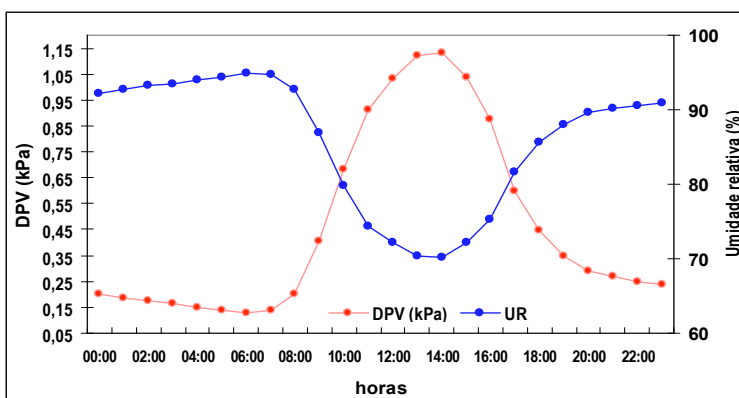


Figura 69 - Relação horária entre o déficit de pressão de vapor e a umidade relativa do ar. Itabuna, Bahia
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Num determinado horário do dia, as leituras nos termômetros de bulbo seco e úmido (psicrômetro comum) foram, respectivamente, de 20,2 e 18,9 °C. De posse desses dados, calcule:
 a) a umidade relativa do ar, em %; b) a pressão parcial de vapor

d'água (e_a , em mm Hg), c) a temperatura do ponto de orvalho (t_o , em °C) e d) o déficit de pressão de saturação de vapor.

RESOLUÇÃO

1º) Determina-se a pressão máxima de saturação de vapor d'água (e_s) correspondentes às temperaturas do bulbo seco $e_s(t_a)$ e úmido $e_s(t_u)$, ou seja:

$e_s(t_a) \Rightarrow$ com o valor da temperatura do ar de 20,2 °C
 \Rightarrow Tabela 7 $\Rightarrow e'_s(t) = 17,75$ mm Hg;

$e'_s(t_u) \Rightarrow$ com o valor da temperatura do bulbo úmido 18,9°C \Rightarrow Tabela 7 $\Rightarrow e'_s = 16,37$ mmHg.

2º) Calcular a umidade relativa do ar, substituindo-se os valores correspondentes aos $e_s(t_a)$, $e'_s(t_u)$ e da depressão psicrométrica ($t_{ar} - t_u$) na equação:

$$UR(\%) = \frac{e'_s(t_u) - 0,50 \times (t_{ar} - t_u)}{e_s(t_{ar})} \times 100 \Rightarrow$$
 substituindo-se os valores encontrados temos:

$$UR\% = \frac{16,37 - 0,50 \times (20,2 - 18,9)}{17,75} \times 100 \Rightarrow UR = 88,56\% \therefore$$

UR \cong 88,6%

3º) Determinar a pressão parcial de vapor d'água (e_a)
 $UR\% = \frac{e_a}{e_s} \times 100 \therefore e_a = \frac{UR\% \times e_s}{100} \Rightarrow$ Substituindo-se os valores de UR e de e_s ; temos:

$$e_a = \frac{88,6 \times 17,75}{100} \therefore e_a = 15,726 \therefore e_a \cong 15,73 \text{ mm Hg}$$

4º) Determinar da temperatura do ponto de orvalho (t_o , em °C).

Mediante o valor determinado de e_a , vai-se à Tabela 7 e de forma inversa, encontra-se o valor correspondente à t_o . Caso não exista o valor exato de e_a (na Tabela), adotar o valor mais

próximo, ou efetuar uma interpolação entre aquele imediatamente superior e inferior ao valor de e_a .

$e_a \cong 15,73$ mmHg \Rightarrow pela Tabela 7 \Rightarrow o valor mais próximo será $\Rightarrow 15,77$ mmHg. Este valor corresponde, na referida Tabela, a um valor de temperatura de $18,3$ °C \Rightarrow que é a temperatura do ponto de orvalho (t_o).

5º) Determinar déficit de pressão de saturação de vapor (DPV).

$$\text{DPV} = e_s - e_a \therefore \text{DPV} = 17,75 \text{ mmHg} - 15,73 \text{ mmHg} \therefore$$

DPV=2,02 mmHg

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Definir: pressão atual de vapor (e_a), pressão de saturação (e_s) e umidade relativa (UR);
- 2) Explique como se determinam a pressão de saturação de vapor e a pressão parcial;
- 3) Por que os métodos de determinação da pressão parcial e de saturação diferem entre si?;
- 4) Se as temperaturas do ar e do bulbo úmido de um psicrômetro comum foram de 23,8 °C e 21,2 °C, calcule a umidade relativa do ar;
- 5) Qual a relação existente entre pressão máxima de saturação e temperatura do ar?;
- 6) Qual a relação existente entre a pressão parcial de vapor e a umidade relativa e entre o déficit de pressão de saturação e as condições de ar úmido e saturado?;
- 7) Explique por que um aumento ou uma diminuição na umidade relativa do ar não se deve, exclusivamente, à adição ou à remoção de vapor;
- 8) Num determinado local os valores de temperaturas do ar (t_{ar}), do bulbo úmido (t_u), máxima ($t_{máx}$) e mínima ($t_{mín}$) constam no Quadro abaixo. De posse desses valores calcule:

Dias	12:00 UTC		18:00 UTC		24:00 UTC		$t_{máx}$	$t_{mín}$
	t_{ar}	t_u	t_{ar}	t_u	t_{ar}	t_u		
01	23,2	21,8	27,8	26,2	22,1	20,9	32,5	17,0
02	24,0	23,0	26,5	25,9	21,8	20,6	29,4	19,0
03	25,0	24,0	24,0	23,0	20,6	19,0	27,9	18,8
04	22,1	21,8	23,9	23,9	21,0	21,0	27,0	19,0
05	26,0	23,1	28,5	27,9	25,0	25,0	30,2	20,0

t_{ar} e t_u =temperaturas do bulbo seco e úmido, respectivamente, em °C

- a) a temperatura média diária (t_{med}), utilizando-se os métodos padrão e dos extremos;
- b) qual o erro, em $^{\circ}C$ e em %, na determinação da t_{med} pelo método dos extremos?;
- c) as diferenças existentes entre as t_{med} podem ser atribuídas à mudança climática?;
- d) a umidade relativa média diária, para um psicrômetro comum;
- e) o déficit de pressão de saturação de vapor e a temperatura do ponto de orvalho;
- f) cite em qual dos horários o ar está saturado;
- g) descreva qual a característica do ar, para cada dia;
- h) há deposição de orvalho? Em caso positivo, qual o dia e horário ocorreu e por quê?
- 9) Como se determina a temperatura do ponto de orvalho, utilizando-se o método analítico?;
- 10) Se as temperaturas do ar e do bulbo úmido de um psicrômetro comum forem, respectivamente, de 28,6 e 23,2 $^{\circ}C$, calcule: a umidade relativa do ar, o déficit de pressão de saturação (em mmHg e em hPa) e a temperatura do ponto de orvalho;
- 11) Com relação à questão 10, quais os valores das temperaturas do ar e do bulbo úmido no momento da saturação do ar?;
- 12) Se a temperatura do ponto de orvalho da questão 10 perdurar por 2 horas, com valores abaixo do calculado, o que isso ocasionará ao espaço geográfico no nível do solo?;
- 13) Por que a umidade relativa do ar é um índice e a temperatura ou a chuva não o é?
- 14) Se as temperaturas do ar e do bulbo úmido (psicrômetro comum), às 00 horas local, eram, respectivamente, de 22,0 e 21,0

°C, qual a característica do ar? Se a t_{ar} for 19,0 °C, entre 01 e 06 h da manhã, qual a característica do ar?;

15) Se a temperatura do ar num ambiente saturado foi de 23,6 °C, quais os valores da temperatura do ponto de orvalho (°F), da umidade relativa (%) e do déficit de pressão de saturação (hPa)?;

16) Encontre as relações existentes e simultâneas entre e_a , e_s e **UR** e entre t_{ar} , t_u e **UR** para as seguintes condições: a) ar totalmente seco; b) ar úmido e c) ar saturado;

17) Se a temperatura do bulbo úmido de um psicrômetro comum for de 18,8 °C e o déficit de pressão de saturação de vapor for nulo, quais são os valores da umidade relativa e da temperatura do ar?;

18) Explique o que ocorrerá num determinado ambiente, a partir do instante em que a temperatura do ar for menor que a temperatura do ponto de orvalho;

19) Se num psicrômetro comum, as temperaturas do ar e do bulbo úmido forem, respectivamente, de 74,84 °F e 23,8 °C, calcule: a) a umidade relativa, o déficit de pressão de saturação e a temperatura do ponto de orvalho; b) Com base nos valores encontrados no item a, qual é a característica termodinâmica do ar?

CAPÍTULO X

NUVENS E METEOROS

INTRODUÇÃO

Nuvens é um conjunto visível de minúsculas gotículas de água na forma líquida ou sólida, ou de ambas, ao mesmo tempo, em suspensão na atmosfera. Esse conjunto eventualmente inclui elementos de natureza hídrica de maiores dimensões, além de partículas de poeira, fumaça e resíduos industriais, cuja concentração de gotículas varia de 100 a 1000 por m³.

CONSTITUIÇÃO E FORMAÇÃO DAS NUVENS

As nuvens são compostas por gotículas de água, oriundas da evaporação da água ou de cristais de gelo, que se agregam aos núcleos microscópicos, em geral, de poeira suspensa na atmosfera.

A constituição da nuvem depende da temperatura e da altitude, podendo conter gotículas de água e cristais de gelo ou,

exclusivamente, por cristais de gelo. Elas agem como pequenos prismas e, por isso, decompõem a luz solar nas cores do arco-íris.

As nuvens se formam a partir da condensação do vapor de água. O processo de condensação se inicia quando moléculas de vapor são adicionadas ao ar já saturado ou quando a temperatura diminui.

O arrefecimento de ar úmido na atmosfera é o que dá origem à formação das nuvens. Por isso, a ascensão do ar é o processo “chave” para a formação das nuvens e ocorre mediante: a convecção, a convergência de ar, a elevação topográfica ou por levantamento frontal (Figura 70).

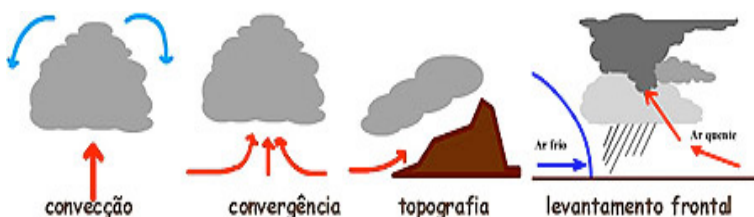


Figura 70 - Processos de formação das nuvens

Fonte: http://www.fotosefotos.com/page_img/24726/nuvem/acesso21/04/2014.

A descrição preliminar de nuvens, contidas neste texto, pressupõe-se que a atmosfera não esteja turva pela poeira, fumaça, cerração, etc, o que alteraria o aspecto normal, e que há iluminação adequada do Sol. Por outro lado, a espessura de uma nuvem é muito variável e, portanto, costuma-se designar o limite inferior como base e o superior como topo.

CLASSIFICAÇÃO DAS NUVENS

Diante da infinidade de parâmetros usados para classificar as nuvens, por levar em conta uma infinidade de formatos que elas assumem, o critério adotado é o observado com maior frequência. Esse procedimento evita que fossem levadas em conta todas as possíveis formas intermediárias que uma nuvem pode assumir no decurso de sua evolução.

Na classificação, consideram-se, em especial, os aspectos, a constituição e a altura (estágio). Quanto ao aspecto, podem ser: *Estratiformes e Cumuliformes*. O aspecto estratiforme tem grande extensão horizontal, pequena espessura e a precipitação é leve e contínua. O cumuliforme é espesso; surge de forma isolada, a precipitação é forte e ocorre em forma de pancada localizada. Quanto à constituição da nuvem, ela pode ser líquida, sólida ou mista e ao estágio alta, média e baixa.

Os estágios ou grupos baseiam-se na altura da base das de nuvens, sendo agrupadas mediante as características principais, denominadas de **gêneros, espécies e variedades**, conforme etimologia usada na classificação de nuvens pela Organização Mundial de Meteorologia (Tabela 8) exemplificada na Figura 71.

Tabela 8 - Classificação das nuvens de acordo com o gênero, espécie e variedade. (continua)

Gêneros	Espécies	Variedades	Gêneros		Espécies	Variedades
			Nimbostratus (Ns)			
Cirrus (Ci)	Fibratus	Intortus	Stratus (St)	-	-	
	Uncinus	Radiatus		Nebulosus	Undulatus	
	Spissatus	Vertebratus		Fractus	Translucidus	
	Castellanus	Duplicatus			Opacus	
	Floccus					
Cirrocumulus (Cc)	Stratiformis	Undulatus	Stratocumulus (Sc)	Stratiformis	Translucidus	
	Lenticularis	Lacunosus				Lenticularis
	Castellanus			Castellanus	Opacus	
	Floccus				Duplicatus	
Cirrostratus (Cs)	Fibratus	Duplicatus			Undulatus	
	nebulosus	undulatus			Radiatus	
					Lacunosus	
Altoaccumulus (Ac)	Stratiformis Lenticularis Castellanus Floccus	Perlucidus Opacus Duplicatus Undulatus Radiatus Lacunosus	Cumulus (Cu)	humilis Mediocris Congestus Fractus	radatus	
Altostratus (As)	-	Translucidus Opacus Duplicatus Undulatus radiatus	Cumulonimbus (Cb)	Calvus Capillatus	-	

Fonte: Atlas Internacional de Nuvens (OMM, 1972).

A Figura 71 exemplifica com algumas fotos dos dez (10) gêneros descritos na Tabela 8.



Ci



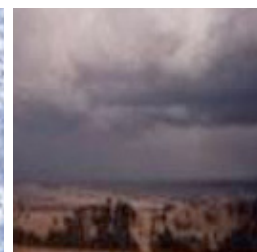
Cc



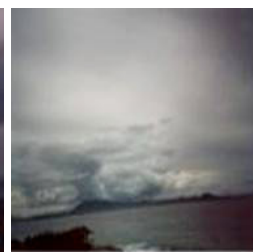
Cs



Ac



As



Ns



St



Sc



Cu



Cb

Figura 71 - Imagens de gêneros de nuvens com as espécies que ocorrem mais frequente
Fonte: Atlas Internacional de Nuvens (OMM, 1972).

As descrições dos gêneros não se estendem aos aspectos possíveis das nuvens, limitando-se a uma descrição geral dos caracteres essenciais. Cada gênero pode ter diferentes **espécies ou não**, levando em conta aspectos particulares de forma e de estrutura da nuvem e, quando possível, dos processos físicos conhecidos ou pressupostos pertinentes à formação. Para os dez gêneros de nuvens, há vinte e seis (26) espécies.

A descrição das espécies é utilizada para discernir as diferentes formas, o que leva em conta, também, o aspecto. O fato de um gênero possuir espécies não significa que seja necessário enquadrá-lo. Neste caso, simplesmente não será feita referência alguma à espécie.

Um gênero pode possuir variedades sem ter nenhuma espécie, ou uma espécie pode comportar **variedades**, estabelecidas em função da transparência, ou do arranjo dos elementos microscópicos da nuvem. Os dez gêneros possuem **trinta e uma** variedades. No entanto, um gênero pode ter mais de uma variedade como pode não ter, também, nem espécie e nem variedades.

A Tabela 9 descreve os dez gêneros de nuvens, enquadrando-os em três estágios com “altura” variável em função da região geográfica.

Tabela 9 - Distribuição vertical da atmosfera com a ocorrência mais frequente de nuvens

Estágios	Regiões Geográficas			Nuvens mais frequentes
	Polares	Temperadas	Tropical	
Alta	3 a 8 km	5 a 13 km	6 a 18 km	Ci, Cc, Cs
Média	2 a 4 km	2 a 7 km	2 a 8 km	Ac, As, Ns
Baixa	até 2 km	até 2 km	até 2 km	St, Sc, Cu e Cb

Fonte: Atlas Internacional de Nuvens (OMM, 1972).

NUVENS OROGRÁFICAS E ESPECIAIS

As nuvens orográficas são aquelas que se formam numa corrente de ar que transpõe uma colina, uma montanha isolada ou mesmo uma cordilheira; podendo localizar-se embaixo ou acima do obstáculo (Figura 72a). O aspecto dessas nuvens pode afastar-se bastante do habitual das nuvens de cada um dos dez gêneros, embora haja semelhança com as nuvens dos gêneros *Altostratus*, *Stratocumulus* e *Cumulus*.

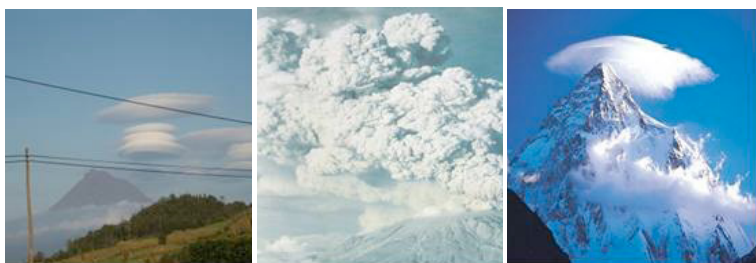


Figura 72a - Imagens de algumas formas possíveis de nuvens orográficas
Fonte: Atlas Internacional de Nuvens (OMM, 1972).

No caso de uma montanha isolada, as nuvens orográficas podem tomar, muitas vezes, a forma de um colar em volta da montanha, ou de um capuz cobrindo seu cume, ambas as formas dispostas de modo quase simétrico. Em geral, essas nuvens quase não produzem chuvas e, quando produzem, tendem a ser de baixa intensidade (fraca).

As colinas ou montanhas altas podem formar, na vertente “exposta ao vento” (a barlavento, com relação ao sentido do vento), nuvens de moderada extensão horizontal e, portanto, ocorrerem chuvas. Quando as nuvens são observadas no lado

contrário “sob o vento” (a sotavento, com relação ao sentido do vento), elas apresentam aspectos de uma ampla muralha.

No momento de vento forte, podem se formar nuvens orográficas, nas proximidades das cristas ou dos cumes, que têm, a sotavento do relevo, o aspecto de uma bandeira flutuando ao vento (neste caso a montanha parece então “fumar”).

Algumas cadeias de montanha ou mesmo alguns cumes relativamente pouco elevados sobre regiões de pequeno relevo podem provocar a formação de ondas estacionárias na corrente de ar que os atravessa. Quando o ar é suficientemente úmido, as nuvens orográficas são chamadas “nuvens de ondas”, podendo surgir por cima do cume da montanha ou um pouco adiante e, ao mesmo tempo, aparece de forma isolada uma ou várias, um pouco atrás.

Existem ainda as nuvens consideradas como especiais, tais como: nacaradas, noturnas luminosas, rastro de condensação, de incêndios, de erupções vulcânicas (Figura 72b). As constituições físicas das nuvens nacaradas e noturnas luminosas, por exemplo, são ainda desconhecidas, embora haja hipóteses que elas sejam constituídas por minúsculas gotículas de água ou partículas esférica de gelo e por poeiras cósmicas muito finas.



Nacaradas



Rastros de condensação



Incêndio



Erupção vulcânica

Figura 72b - Imagens de algumas formas possíveis de nuvens especiais
Fonte: Atlas Internacional de Nuvens (OMM, 1972).

Os rastros de condensação são nuvens que se formam no trajeto de uma aeronave em voo, haja vista que ao nível de voo a atmosfera está suficientemente fria. Inicialmente, eles têm o aspecto de riscos brancos brilhantes, mas, em pouco tempo, apresentam intumescências pendentes, com a forma de cogumelos invertidos. A maioria das vezes, a duração desses vestígios é curta, mas quando coincidem com nuvens do gênero *Cirrus* ou de *Cirrostratus*, eles persistem na escala de horas.

O fator principal para a formação dos rastros de condensação é a emissão de gases na alta atmosfera e a combustão, haja vista o elevado teor de água envolvido no processo.

As nuvens de incêndios florestais resultam de produtos oriundos da combustão de grandes queimadas. A combustão pode ser arrastada pelo vento à longa distância do lugar de origem.

As nuvens de erupções vulcânicas têm semelhanças com as do gênero *cumuliformes*, são bem desenvolvidas, apresentam protuberâncias e crescem rapidamente. Essas nuvens são formadas, em sua maioria, por partículas de poeira ou por outras partículas sólidas de dimensões diversas ou pode conter gotículas de água.

NEBULOSIDADE

A nebulosidade é uma fração da abóbada celeste que, em um dado momento, encontra-se encoberta por nuvens. Essa fração é estimada de forma visual, imaginando-se que a abóbada celeste, quando coberta totalmente por nuvens, equivale a 100%. A fração é contabilizada em décimos de céu encoberto. O valor zero indica que não há nenhuma nuvem no momento da observação e 10 que o céu está totalmente encoberto.

METEOROS

O termo meteoro vem do grego meteoron, que significa fenômeno no céu. De acordo com o Atlas Internacional de Nuvens, o termo meteoro é aplicado a qualquer fenômeno natural diferente de uma nuvem, observado na atmosfera ou na superfície terrestre. Este fenômeno pode resultar no depósito ou na queda de partículas líquidas ou sólidas, aquosas ou não, bem como manifestações óticas, elétricas ou sonoras. Os meteoros são classificados em **quatro grupos**: hidrometeoro, litometeoro, fotometeoro e eletrometeoro.

Hidrometeoro é um fenômeno meteorológico que ocorre na troposfera associado à precipitação. Por isso, a sua constituição é líquida ou sólida, podendo ser encontrado em suspensão ou em queda livre (precipitação). Os mais comuns são: chuva, chuveiro ou garoa, geada, granizo, neve, orvalho, dentre outros.

O litometeoro é um conjunto visível de partículas sólidas e não aquosas, em suspensão na atmosfera. Essas partículas estão, mais ou menos, em suspensão na atmosfera, ou são elevadas do solo pelo vento. Os tipos mais comuns são: fumaça, tempestade de poeira e turbilhão de areia.

Os fotometeoros são fenômenos luminosos, cuja gênese se baseia na reflexão, refração, ou difração da luz solar ou lunar, causada pela presença de gotículas de água ou de gelo, em suspensão ou em queda livre na atmosfera. Os fotometeoros mais comuns são: halo, arco-íris, glória e irisação, cujas representações fotográficas são mostradas na Figura 73.

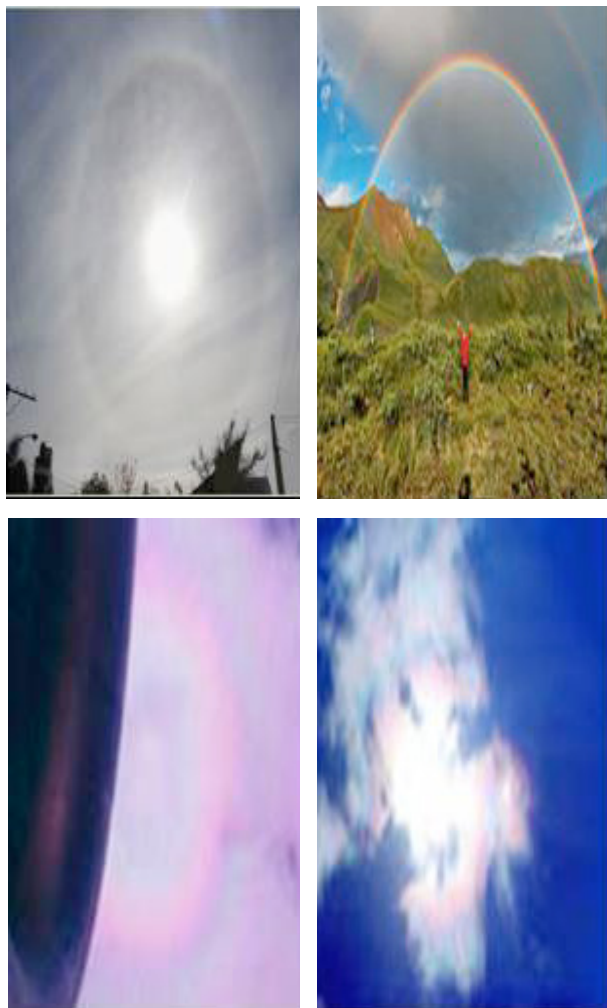


Figura 73 - Fotometeoros, da esquerda para a direita: halo, arco-íris, glória e irisação
Fonte: Atlas Internacional de Nuvens (OMM, 1972).

O arco-íris é um fenômeno natural que aparece devido à dispersão da luz solar nas gotículas de água presentes na atmosfera. A dispersão aparece sempre na direção oposta ao Sol.

O eletrometeoro é uma manifestação visível ou audível, causada pela eletricidade atmosférica, tais como: trovões, relâmpagos, fogo de Santelmo e aurora polar.

O fogo de Santelmo consiste de uma descarga eletroluminescente provocada pela ionização do ar num forte campo elétrico provocado pelas descargas elétricas. Tem uma luminosidade fraca, mais ou menos contínua, de coloração azulada, que flui da extremidade de um objeto (para-raios, mastro de navio, ponta das asas de aeronaves) para a atmosfera.

A aurora é um fenômeno de grande escala, cercando todas as regiões polares. A aurora polar é um fenômeno luminoso, frequentemente colorido, em forma de cortina, mancha, faixa ou arco, que aparece na alta atmosfera das regiões polares e adjacências, provocada pela ionização de gases submetidos ao bombardeio de partículas subatômicas provenientes do Sol.

A maioria das auroras tem formas de tiras e cortinas. As Auroras Boreais (luzes do norte) e as Auroras Austrais (luzes do sul) são lindas e dinâmicas exibições vistas no céu noturno nas latitudes norte e sul, próximo aos Polos.

METEORITOS

Um meteorito ao penetrar na atmosfera terrestre produz uma incandescência temporária que resulta da fricção com a atmosfera. O monitoramento é feito na altitude correspondente à mesosfera, entre 80 e 110 quilômetros acima da superfície.

cie da Terra. É também designado de estrela cadente, pode apresentar várias cores, que dependem da velocidade e composição do meteoróide. O traço ionizado pode ser persistente, se tiver duração apreciável, e pode apresentar também registro de sons.

Os **meteoritos** são restos da formação do sistema solar e, portanto, fragmentos de corpos interplanetários que estão a bilhões de anos no espaço interplanetário, podendo nos dar informações desde a formação e evolução do sistema solar. Quando não são desintegrados pela atmosfera, esses corpos celestes conseguem chegar à superfície terrestre.

A composição dos meteoritos é basicamente de rochas, ferro e níquel. Acredita-se que esses materiais sejam remanescentes de corpos maiores originados durante o período de formação do sistema solar e posteriormente fragmentados, assemelhando-se em origem e composição aos asteroides.

O Brasil tem 55 meteoritos reconhecidos pela ciência, apesar das estatísticas apontarem pela existência de milhares de exemplares espalhados por seu território, além de uma centena preservada por particulares.

O meteorito Bendegó (Figura 74) é o maior do Brasil e o 15º do mundo. Pesa 5360 Kg, mede 2,20m x 1,45m x 58 cm, e tem um formato achatado. Foi encontrado no solo brasileiro, próximo à cidade de Monte Santo, no sertão da Bahia, em 1784, sendo composto basicamente por ferro e níquel e encontra-se exposto no Museu Nacional do Rio de Janeiro.



Figura 74 - Meteorito Bendegó

Fonte: <http://www.umbuzada.com/bendego.php>/acesso 21/04/2014.

ASTEROIDES

A parte dos resíduos rochosos de menores dimensões do Sistema Solar deu origem a um cinturão, denominado de cinturão de asteroides, localizado entre as órbitas de Marte e Júpiter. Os asteroides de maiores proporções podem ser considerados como pequenos planetas; já os restantes são apenas grandes pedras de forma irregular. Calcula-se que a massa total dos asteroides do cinturão é equivalente à milésima parte da massa da Terra.

Ceres é um planeta anão que se encontra no cinturão de asteroides, entre Marte e Júpiter, com diâmetro de cerca de 950 km e um terço do total da massa do cinturão.

Em 1801, o astrônomo italiano Piazzi descobriu o primeiro asteroides, denominado Ceres, o maior em tamanho, cujo diâmetro é cerca de 1.000 km (Figura 75).



Figura 75 - Vista de um Asteroide (direita) e do asteroide Ceres (esquerda)

Fonte: Asteroides/observatório Nacional, 2ª edição/2011/acesso 21.04.2014.

Apesar de ser um corpo celeste relativamente próximo da Terra, pouco se sabe sobre o Ceres. Em imagens de 1995, pareceu-se ver um grande ponto negro que seria uma enorme cratera; em 2003, novas imagens apontaram para a existência de um ponto branco com origem desconhecida, não se conseguindo assinalar a cratera inicial.

No início do século XXI, novas observações mostraram que Ceres é um planeta embrionário com estrutura e composição muito diferentes das dos asteroides comuns e que permaneceu intacto provavelmente desde a sua formação, há mais de 4,6 bilhões de anos. Pouco tempo depois, foi reclassificado como planeta anão.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Definir nuvens e explique porque elas são geralmente brancas;
- 2) Cite quais são os fatores que se levam em consideração na classificação de nuvens;
- 3) Qual a característica principal do aspecto e da constituição de uma nuvem;
- 4) Qual o critério utilizado pelo Atlas Internacional para classificar as nuvens?;
- 5) Em qual dos aspectos das nuvens há maior potencial de água?;
- 6) Por que as “alturas” dos gêneros das nuvens diferem em função das regiões geográficas?;
- 7) A partir da equação de estado de um gás ideal ($PV=nRT$), explique por que o topo de uma nuvem alta na região polar é menor do que o de uma nuvem média na região tropical;
- 8) O que significa nuvem mãe?
- 9) Qual a característica principal de uma nuvem orográfica?
- 10) Por que ao observamos uma nuvem Cirrus temos a impressão de que ela esteja “dilacerada”?;
- 11) Por que as nuvens de erupções vulcânicas e/ou as nacaradas são consideradas especiais?;
- 12) O que significam as expressões: a barlavento e a sotavento?;
- 13) Definir: meteoros e cite quais os principais tipos;
- 14) Qual a diferença básica entre um hidro e um litometeoro?;
- 15) Quais as manifestações mais comuns existente numa nuvem cumulonimbus?;
- 16) Cite quais são as principais diferenças entre o fotometeoro halo e glória;

17) Cite quais as diferenças existentes entre meteoro e meteorito e entre meteorito e asteroide

CAPÍTULO XI

PRECIPITAÇÃO PLUVIAL

INTRODUÇÃO

Em meteorologia, precipitação é o fenômeno relacionado à queda livre de água do céu na forma líquida ou sólida (neve e granizo). A precipitação é um dos principais componentes do ciclo hidrológico, sendo responsável por retornar a maior parte da água que recicla no planeta. Anualmente, chovem no planeta Terra cerca 423 mil km³ de água, sendo 324 mil nos oceanos e 99 mil nos continentes.

A formação de gotas de água na atmosfera não é tão simples como possa parecer, porque a probabilidade de que várias gotículas de água colidam e se mantenham aglutinadas é mínima. Na atmosfera, há uma grande quantidade de partículas, constituídas de impurezas naturais ou artificiais, e algumas delas são essenciais à formação de gotas e cristais de gelo. Muitas das partículas sólidas são fragmentos de sal comum (cloreto de

sódio), resultante das gotinhas d'água que evaporam dos oceanos e são transportadas pelo vento.

NÚCLEOS DE CONDENSAÇÃO

Núcleos de condensação são partículas higroscópicas em torno das quais o vapor d'água se condensa. Na formação das nuvens, a condensação do vapor d'água em gotículas exige a presença da atmosfera, não somente de vapor d'água em quantidade suficiente, mas também de núcleos de condensação. É sobre a superfície dessas pequenas partículas que se inicia o processo de condensação do vapor em torno da gotícula inicial.

Os núcleos de condensação são constituídos por substâncias higroscópicas, como por exemplo, o cloreto de sódio (NaCl), o sal de cozinha, proveniente dos oceanos, que tem uma grande afinidade com a água. Além do NaCl, os produtos de combustão, que contêm ácido nítrico ou ácido sulfúrico, são também núcleos ativos.

Na ausência de núcleos de condensação, não há a formação de gotículas, a não ser que existisse uma supersaturação da atmosfera superior a 5%, ou seja, se a umidade relativa fosse maior que 105%. Na realidade, a atmosfera não está isenta de "impurezas", havendo sempre núcleos de condensação que facilitam a formação inicial da gotícula; por isso, a umidade relativa raramente ultrapassa 100%.

TEORIA PARA O DESENVOLVIMENTO DE GOTAS

Há basicamente duas teorias que procuram explicar o desenvolvimento de gotas ou cristais de gelo até alcançar o tamanho e, conseqüentemente, precipitar. A primeira diz respeito às nuvens frias, isto é, àquelas nas quais a temperatura seja inferior a 0 °C. A outra se aplica às nuvens quentes, ou seja, quando a temperatura for superior a 0 °C, comuns nos Trópicos.

Além da presença de núcleos de condensação, o vapor d'água na atmosfera se condensa quando as condições tendem à saturação, podendo ocorrer de duas maneiras: por um aumento na pressão parcial de vapor d'água, devido à evaporação e à transpiração, e/ou pelo resfriamento do ar. Esses dois processos podem ocorrer simultaneamente, embora na natureza o segundo seja mais efetivo em promover a formação de orvalho e de nuvens.

PROCESSO DE CONDENSAÇÃO

O processo de condensação é fenômeno no qual a água passa do estado de vapor para o líquido, podendo ser resumido da seguinte maneira: quando o ar se esfria (subida adiabática), a umidade relativa aumenta. Mesmo antes de atingir os 100%, inicia-se o processo de condensação em torno dos núcleos maiores (mais ativos) e as gotículas crescem até atingir valores máximos que ocorrem na saturação (UR=100%).

Como há núcleos de diferentes tamanhos, os menores não são praticamente aproveitados, uma vez que o vapor disponível irá se condensar em torno dos núcleos maiores.

Estima-se que no processo de condensação, a gotícula resultante demore cerca de um segundo para alcançar 10 μ m (0,01mm); alguns minutos para chegar a 100 μ m (0,1mm); três horas para atingir o diâmetro de 1000 μ m (1mm) e quase um dia para chegar 3000 μ m (3mm).

Como as fortes chuvas são frequentemente observadas entre uma e duas horas, após a formação das nuvens, é evidente que o processo de condensação, por ser um processo lento, não explica esta ocorrência, a não ser a de produzir fracas neblinas.

No caso das gotinhas crescerem apenas por condensação, demorariam mais de 24 h para atingir o tamanho de uma gota de chuva (cerca de 5 mm de diâmetro). Assim, trata-se de um processo que por si só não é capaz de promover chuva, porque as gotículas são muito pequenas e formariam apenas nuvens de pequenas espessuras, que permaneciam suspensas.

As microgotículas de água surgem com a condensação do vapor da atmosfera (passagem do estado gasoso para o líquido) e têm diâmetros da ordem de milésimos de centímetros, são muito leves e ficam a flutuar. Para terem uma massa maior, o suficiente para precipitarem, é necessário que a junção seja feita mediante o choque entre si.

Para que ocorra a chuva, propriamente dita, há necessidade de gotas maiores. Isso somente ocorre mediante o processo de **coalescência**, que é o crescimento de uma gotícula pela incorporação de outras com as quais entra em contato, para a formação das gotas maiores.

O procedimento consiste na **colisão** e **coalescência** das gotículas, podendo ou não envolver cristais de gelo e é também denominado de processo de “ruptura”. Neste processo, as gotículas se movem no interior da nuvem com diferentes velocidades, o que possibilita a colisão entre si e, conseqüentemente, a formação de gotículas cada vez maior.

TIPOS DE PRECIPITAÇÃO

A precipitação ocorre quando massas de ar úmido atingem elevadas altitudes, devido à convecção, pela invasão de massas de ar quentes e frias (uma sobre as outras) ou devido ao efeito orográfico. O resfriamento noturno que ocorre devido à emissão de irradiância terrestre, pode proporcionar a formação de orvalho ou de geada (se a temperatura da superfície for abaixo de 0 °C). No entanto, não esfria a massa o suficiente para provocar chuva ou neve. Assim, a chuva (diâmetro da gota ≥ 5 mm) é caracterizada basicamente pela sua origem, sendo enquadrada em três tipos: frontal ou ciclônica, convectiva e orográfica.

FRONTAL OU CICLÔNICA

A precipitação frontal ou ciclônica se origina de nuvens que se formam a partir do encontro de massas de ar frio e quente. A massa quente e úmida tende a se elevar, resfriando-se adiabaticamente. Nesse processo forçado de subida, ocorre a condensação.

A precipitação frontal pode ocorrer de diversas formas a depender do tipo de frente. Se for de uma frente fria, cujo aspecto predominante é o de nuvens do tipo *cumuliforme*, a

chuva é de intensidade moderada, ou até mesmo, forte e sob a forma de aguaceiros. Se for de uma frente quente, cuja nebulosidade predominante é a do tipo *estratiforme*, a precipitação é a do tipo chuvisco. Em síntese, as características principais desse tipo de precipitação são: intensidade moderada a fraca, duração prolongada (dias) e ocorrência de chuvas em extensas áreas.

CONVECTIVA

A precipitação ou chuva convectiva, também chamada de chuva de verão, resulta de um aquecimento diferencial da superfície terrestre, originando a ascensão do ar. Tem como origem nuvens de grande desenvolvimento vertical que se formam a partir de correntes convectivas térmicas, tais como nas nuvens do gênero cumulonimbus.

A chuva se manifesta de forma intensa e de curta duração, cujas características principais são: elevada intensidade, curta duração, ocorrência de relâmpagos e trovões, ventos fortes e até granizo. A ocorrência desse tipo de chuvas predomina mais durante o período da tarde e à noite, quando a força gravitacional supera a força de sustentação térmica.

Em síntese, uma nuvem de tempestade (convectiva) possui três estágios de desenvolvimento: inicial, maturidade e dissipação. No estágio inicial, a nuvem é um cumulus em crescimento, com acentuadas correntes convectivas ascendentes. No estágio de maturidade, há correntes verticais ascendentes (de baixo para cima) e subsidente (de cima para baixo) muito fortes e ocorrências de chuvas do tipo aguaceiro. O aumento da frequ-

ência das manifestações elétricas (relâmpagos) e sonoras (trovões) denuncia o clímax da célula convectiva.

Durante o estágio de dissipação, há uma diminuição na quantidade de chuva e, conseqüentemente, nas descargas elétricas, ficando, assim, mais raras. Nessa fase, o topo do cumulonimbus apresenta aspecto nitidamente cirroso e no interior existem apenas correntes subsidentes. A chuva passa de moderada a fraca e toda a nuvem tende a desaparecer.

Os experimentos pioneiros do cientista americano Benjamin Franklin (1706-1790) mostraram que na parte inferior da nuvem tem cargas negativas e os relâmpagos resultam de descargas elétricas na atmosfera, sendo na sua maioria oriundas do interior da célula de tempestade.

As gotículas menores tendem a adquirir cargas positivas enquanto as maiores negativas. A separação ocorre pela influência de ventos verticais e da gravidade. Esse movimento faz com que a parte superior da nuvem adquira carga positiva e a inferior, negativa. A separação das cargas produz milhões de volts dentro da nuvem e entre a nuvem e a Terra. Quando a resistência elétrica do ar é quebrada, tem início o relâmpago.

A descarga inicia quando o campo elétrico produzido por estas cargas excede a rigidez dielétrica ou capacidade isolante do ar. Franklin demonstrou a natureza elétrica do relâmpago através de seu famoso experimento com uma pipa, realizado em 1752.

A quebra de rigidez dielétrica ou da capacidade isolante do ar origina os relâmpagos. Medidas em laboratório estimam que para que a quebra de rigidez do ar ocorra dentro da nuvem, campos elétricos devem ser da ordem de 1 milhão de

V/m e atingem valores máximos entre 100 e 400 kV/m. Estes valores são inferiores àquele para a quebra de rigidez do ar na altura da nuvem, e em princípio, não seriam suficientes para que ocorra a quebra de rigidez dielétrica do ar, a não ser que outros processos estejam atuando.

Antes de uma descarga elétrica (relâmpago) o gradiente de potencial elétrico é da ordem de 3000 volts por centímetros e uma única descarga envolve **milhões** de volts. Estima-se que uma célula de trovoadas (convectiva) possa dissipar, em média, um **milhão** de quilovolts. Ao longo do percurso da descarga, o AR é subitamente aquecido à cerca de 15000 °C o que provoca uma violenta **expansão**, desencadeando, em seguida, a onda sonora, que é o trovão.

O relâmpago é uma corrente elétrica muito intensa que ocorre na atmosfera com duração de cerca de meio segundo e de comprimento de 5-10 quilômetros. O relâmpago resulta de um rápido movimento de elétrons de um lugar para outro, que resulta num clarão. Apesar de estar normalmente associado à tempestade, ocorre também em tempestades de neve e de areia, ou durante erupções vulcânicas, ou mesmo em outros tipos de nuvens, embora nesses casos haja sempre extensões e intensidade bem menores.

O processo de descarga pode se dar dentro da própria nuvem (descarga intranuvem), de uma nuvem para uma outra (descarga entre nuvens), da nuvem para o ar (descargas no ar) ou para a terra (descarga nuvem → solo ou solo → nuvem). Após atingir o estágio “maduro”, uma nuvem isolada de tempestade se mantém ativa por, em média, 20 a 40 minutos. Esse é o tempo médio de duração de uma tempestade localizada.

Na realidade, há três tipos principais de relâmpagos: a) as “descargas ao solo”, b) as “descargas internas” e c) as “descargas atmosféricas”.

a) Os relâmpagos que ocorrem entre nuvem e o solo (Figura 76), a maioria é originada no centro de cargas negativas, descarregando-as na terra. Os relâmpagos que descarregam cargas positivas ocorrem com maior frequência no estágio dissipativo da nuvem, sendo mais comuns durante o verão;



Figura 76 - Relâmpagos nos sentidos nuvem solo.

Fonte: <https://www.google.com.br/search?q=relampagos+nos+senti-dos+nuvem/aceso+21/04/2014>.

b) Os relâmpagos intranuvem são os tipos mais comuns de descarga que ocorrem no interior de nuvens com grande desenvolvimento vertical;

c) As “descargas atmosféricas” são aquelas que emanam de uma tempestade, mas não atingem o solo. Quando a descarga elétrica atinge o solo, pode causar a fusão do material que, depois

de resfriado, constitui um aglomerado sólido denominado de corisco.

Durante o processo de descarga, o ar aquecido se expande e gera duas ondas: a primeira é a mais violenta, ou seja, é uma onda de choque supersônica cuja velocidade ultrapassa, várias vezes, a velocidade do som no ar. Embora esse som seja inaudível ao ouvido humano. A segunda é uma onda sonora de grande intensidade e que se dissipa a longa distância, constituindo-se, assim, o trovão audível.

Os raios são descargas elétricas produzidas dentro das nuvens durante as tempestades. Quando as cargas elétricas da nuvem e do solo se atraem, o raio se forma. O processo se inicia quando ar quente úmido próximo ao solo sobe em direção à nuvem. Quando faltam cerca de 50 m para a descarga elétrica da nuvem alcançar o solo, outra descarga, desta vez do solo, sobe em direção à nuvem. A maioria das descargas nuvem → solo é negativa e são as que realmente provocam vítimas.

Os relâmpagos ocorrem predominantemente no verão, devido ao maior aquecimento solar, embora possam ocorrer em qualquer período do ano. Em médias latitudes, relâmpagos já foram registrados em dias com temperaturas tão baixas quanto -10°C .

Cerca de 100 relâmpagos ocorrem no mundo por segundo, o que equivale a cerca de 5 a 10 milhões por dia. Menos de 10% desse total ocorrem nos oceanos, devido à dificuldade destes responderem às variações de temperatura ao longo do dia, o relevo menos acidentado e a menor concentração de aerossóis comparada à superfície dos continentes.

As observações de satélite confirmam que a maioria dos relâmpagos ocorre sobre os continentes e em regiões tropicais. De um modo geral, as principais regiões de ocorrência de relâmpagos são as regiões centrais da África, sul da Ásia, dos Estados Unidos e do Brasil, norte da Argentina e da Austrália, dentre outras.

O Brasil é o país com maior incidência de raios do planeta. Estima-se que desabam sobre o nosso território cerca de 70 milhões de raios por ano, isso equivale a quase 8 mil raios por hora e 70% deles são registrados na primavera e no verão (de outubro a março).

O número de vítimas por raio entre 2000 e 2010 no Brasil alcançou cerca de 1400 pessoas, sendo São Paulo o estado com o maior número de vítima (1º lugar). Desse total, constatou-se que mais com 19% das mortes são na zona rural, 14% próximo de meios de transporte, 12% em baixo de árvores e 12% em casa.

A maior concentração das descargas elétricas ocorre na região amazônica e causa um prejuízo da ordem de R\$ 500 milhões por ano. Há indícios de que a poluição nas cidades aumenta a quantidade de descargas elétricas na atmosfera.

As descargas das nuvens para o solo correspondem a quase 99%, enquanto que as do solo para as nuvens são mais raras, ocorrendo geralmente no topo de montanhas ou em estruturas altas (como torres e edifícios).

O relâmpago que ocorre do “solo” para a nuvem (Figura 77) pode até ser reproduzido utilizando-se pequenos foguetes conectados a fios de cobre lançados na direção da tempestade.



Figura 77 - Relâmpagos nos sentidos solonuvem

Fonte:<https://www.google.com.br/search?q=relampagos+nos+sentidos+nuvem/aceso+21/04/2014>.

Essa técnica vem permitindo estudos dos relâmpagos e, conseqüentemente, melhorando o sistema de prevenção e/ou proteção das descargas elétricas.

O raio descarrega quase sempre sobre um ponto elevado do terreno; uma árvore, uma casa, ou simplesmente, um homem de pé. A corrente flui através do melhor leito condutor oferecido pelo objeto. Se o objeto é uma pessoa com roupa molhada, o raio passará pela roupa.

Se o raio cai sobre uma árvore (Figura 78) de casca seca, a corrente passará pelos vasos condutores da sua seiva; o aquecimento instantâneo evapora toda água ali existente, com tanta rapidez que a árvore acabará por estalar. Os para-raios

são muito úteis dadas à tendência que o raio tende a procurar o melhor caminho que se lhe apresenta.



Figura 78- Descarga elétrica sobre uma árvore

Fonte: Estadaomt.com.br/postado em 07 de dezembro de 2011 às 13h:45min.

Existe ainda outra forma de relâmpagos que não está incluída na classificação tradicional. São os **relâmpagos de bola**, também conhecidos como relâmpagos globulares, bolas de fogo ou relâmpagos raros. No interior do Brasil, eles são chamados de mãe do ouro e segundo a lenda, seu aparecimento indicaria a existência desse metal no subsolo daquela região.

Sabe-se muito pouco sobre os relâmpagos de bola. No entanto, há indícios de que eles duram, em média, algo em torno de quatro segundos, que a forma é quase sempre esférica (diâmetro entre 10 e 40 cm) e que as cores variam entre branco, amarelo e azul. O brilho assemelha-se ao de uma lâmpada flu-

orescente, emitem um som sibilante (som muito agudo, como um forte assobio), desprendem um odor forte (geralmente de enxofre) e terminam numa explosão ou desaparecem de forma repentina.

Esses relâmpagos podem ser confundidos com um Óvnis e até meados do século passado, considerava-se como uma ilusão de óptica ou interpretação errada de outros fenômenos naturais.

OROGRÁFICA

Chuvas orográficas são também chamadas de chuvas de serra e ocorrem quando os ventos úmidos se elevam e se resfriam encontram as vertentes das cadeias de montanhas e/ou de inselberg isoladas ou voltadas para o mar (barlavento). Do outro lado da montanha e/ou do inselberg (sotavento), ocorre o efeito denominado de Föhn, que condiciona a existência de áreas mais secas.

O termo inselberg, do alemão, "monte ilha", foi introduzido pelo geólogo alemão Friedrich Wilhelm Conrad, para caracterizar montanhas pré-cambrianas, geralmente monolíticas, de gnaiss e granito que emergem abruptamente do plano que as cerca.

O relevo pode condicionar variações nos regimes de chuvas e de ventos locais, fazendo com que o ar se eleve pela encosta, resfriando-se adiabaticamente e formando nuvens. Nos casos em que encostas e montanhas sejam “batidas” por ventos carregados de umidade, ocorre aumento da chuva a **barlavento**

(na direção do vento) e diminuição no lado contrário (**sotavento**), devido à formação de correntes descendentes e secas.

As características principais desse tipo de precipitação estão sempre associadas: a baixa intensidade, curta duração e ocorrência de precipitação do lado do sentido do vento.

FORMAS DA PRECIPITAÇÃO

A precipitação pode ser na forma líquida (chuva, chuveiro ou garoa) ou sólida (neve ou granizo). A chuva é a precipitação de gotas de água com diâmetro superior a 5 ou 6 mm e posteriormente são divididas em gotas menores pela ação da própria aceleração gravitacional.

A neve se forma quando o vapor d'água se resfria ligeiramente abaixo do ponto de congelamento, que ocorre a uma temperatura em torno de 0 °C. A condição para a ocorrência de neve exige, além dessa, o efeito conjunto de altas latitudes e de relevo (montanhas).

O chuveiro ou garoa é uma forma de precipitação bastante uniforme de gotículas de água com diâmetros inferiores a 0,5 mm e muito unidas entre si.

O granizo ocorre em forma de grãos de gelo de diâmetro superior a cinco mm e de formato esférico, cônico ou irregular. A formação do granizo está geralmente associada a nuvens do tipo cumulonimbus.

O orvalho, orvalho branco ou congelado, forma-se quando as superfícies são resfriadas, por irradiação terrestre, cujas temperaturas ficam abaixo da do ponto de orvalho.

PRINCIPAIS MECANISMOS INDUTORES DA CHUVA NO SEMIÁRIDO NORDESTINO

O Nordeste do Brasil (NEB) localiza-se inteiramente na faixa tropical do Hemisfério Sul, entre as latitudes de 1°S e 18°S e longitudes de 35°W a 47°W, possuindo uma área de cerca de 1.561.177 Km². Engloba nove estados da Federação e 86,48 % das suas áreas são semiáridas.

A precipitação pluvial no NEB é distribuída de forma irregular no espaço e no tempo e se restringe a um período menor do que quatro meses. A Zona de Convergência Intertropical (ITCZ ou ZCIT) e os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS) são considerados os dois principais mecanismos responsáveis pela ocorrência de chuvas nesta região.

As condições atmosféricas recorrentes a ITCZ não se mantêm estáticas durante o ano, uma vez que há um deslocamento no sentido norte/sul devido ao aquecimento diferencial dos hemisférios. Assim, nos meses de verão no Hemisfério Norte (jun-set), ela se desloca mais ao norte, enquanto que, nos de verão no Hemisfério Sul (dez-mar), é mais para o sul. Como o deslocamento não é muito acentuado, a ITCZ age com maior intensidade no setor norte setentrional do Brasil.

Os anos mais secos no norte do Nordeste brasileiro coincidem com o retorno da ITCZ para sua posição mais ao norte. Já, nos anos mais chuvosos, a permanência dela é mais ao sul.

Os Vórtices Ciclones de Alta Troposfera são centros de baixa pressão que se formam na troposfera sobre o Oceano Atlântico mais precisamente “entre a faixa de 20°W–45°W e 0°-28°S”. Ao se formarem se deslocam para o continente condu-

zindo grande quantidade de umidade que ao se chocar com o ar quente continental, proporciona a formação de nuvens convectivas e, conseqüentemente, chuvas no semiárido nordestino.

Os VCAS apresentam “um núcleo relativamente frio em relação a sua periferia, cuja subsidência inibe a nebulosidade no seu centro”. Por isso, chove nas áreas mais periféricas e não há chuva sob o “olho” do ciclone. A maior ocorrência desses sistemas meteorológicos no NEB é observada na primavera, verão e outono, com máxima frequência em janeiro, por ser a época do ano em que o continente está mais aquecido (no Hemisfério Sul). Há obviamente outros sistemas meteorológicos de escalas distintas, no tempo e no espaço, que influenciam o regime pluvial – mensal e anual – e, conseqüentemente, a duração da estação chuvosa nesta região.

O modelo mensal e intra-anual de distribuição de chuvas no semiárido nordestino além de ser extremamente irregular, há anos em que a precipitação se concentra em um a dois meses e em outros chove torrencialmente, embora de forma irregular tanto no tempo quanto no espaço.

PLUVIOMETRIA

A denominação pluviometria vem do latim (pluvia, que significa chuva), definindo-a como sendo a quantidade de chuvas. Se a precipitação for sólida (neve, por exemplo), a quantificação será feita provocando-se antes a fusão do gelo.

A quantidade de chuva é normalmente expressa em termos da espessura da camada d'água que se forma sobre uma superfície horizontal, plana e impermeável, de 1 m² de área. A

unidade de medida adotada é, na maioria dos países, o milímetro (mm), que corresponde ao volume de um litro de água por metro quadrado. Assim, a altura de chuva (h) ou lâmina é calculada pela expressão:

$$h = \frac{\text{volumedeágua}}{\text{áreadoterreno}} = \frac{1\text{litroágua}}{1\text{m}^2\text{terreno}} = \frac{1000\text{cm}^3}{10000\text{cm}^2} = 0,1\text{cm} = 1\text{mm}$$

A chuva, ainda, pode ser caracterizada pela duração (diferença de tempo entre o início e término) e pela intensidade (i), definida como sendo a quantidade de água caída por unidade de tempo ($i = \frac{\text{mm}}{\text{tempo}}$) e usualmente expressa em mm por hora, mm/min, etc.

Os instrumentos de medida da precipitação são denominados de pluviômetros (ou udômetros) e os registradores de pluviógrafos (ou udógrafos).

O pluviômetro é constituído por um cilindro com fundo afunilado, denominado de coletor que faz escoar a água até um reservatório. A superfície delimitada pela borda do coletor define a área de captação do pluviômetro que, dependendo do modelo, situa-se entre 200 e 500 cm². A forma cilíndrica do coletor é a mais recomendável por oferecer idênticas condições de exposição ao vento, qualquer que seja a direção deste nas vizinhanças imediatas do instrumento.

Os modelos de pluviômetros mais comuns são Helmann e Ville de Paris (Figura 79) e possuem reservatórios capazes de acumular a precipitação ocorrida em 24 horas, exceto sob situações de extrema abundância de chuvas. É conveniente, portanto, que os pluviômetros sejam confeccionados em aço inoxidável, por ser menos corrosivo e refletir mais a irradiância solar,

cuja absorção aumenta as perdas por evaporação no intervalo de tempo entre as leituras.



Figura 79 - Pluviômetro modelo Ville de Paris e proveta graduada em milímetro

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

As medições de altura da chuva nos pluviômetros são feitas em intervalos regulares mediante uma proveta graduada em mm (Figura 79). A proveta é graduada em função da área de captação do pluviômetro e, portanto, específica para aquela área de captação.

Os registradores de precipitação são denominados de pluviógrafos (Figura 80) e dotados de um coletor que acolhe a água da chuva, transfere e registra mediante a unidade sensível.



Figura 80 - Pluviôgrafo e detalhe da cisterna e do registrador

Fonte: <http://crismoschen.blogspot.com.br/2011/07/visita-tecnica.html>/aceso 21.04.2014.

O registro é feito no papel especial, denominado de pluviograma, cuja escala horizontal corresponde ao tempo, e a vertical, a quantidade de chuva, em mm.

No pluviôgrafo, há um reservatório (cisterna) com boia para coletar a água da chuva interceptada. Uma haste com uma pena registradora é fixada ao papel, que ao se elevar, com a entrada de água no reservatório, faz o respectivo registro.

A cada 10 mm de chuva, há um esvaziamento da água, de forma automática por um sifão, da cisterna para um depósito localizado abaixo do pluviôgrafo (Figura 80). Neste instante, a pena registradora retorna ao início (0,0 mm) e o instrumento continua a registrar. O total de diário da chuva é o somatório dos

valores registrados em mm, a cada hora e/ou em intervalos interpolados de 30 em 30 minutos.

O pluviômetro e o pluviógrafo são coletores fixos com área de captação conhecida, que medem e registram a quantidade total de chuva num dado período de tempo. Nos postos meteorológicos ambos são instalados a 1,5 m de altura do solo, devendo sua área de captação estar bem nivelada e livre de obstáculos. Os horários de leituras e a troca do diagrama obedecem aos horários de observações.

A chuva do dia, contabilizada nas estações meteorológicas convencionais é obtida somando-se os totais de chuvas contabilizados nas observações feitas nos horários sinóticos das 18:00 e 00:00 horas UTC do dia anterior mais o valor lido às 12:00 h UTC do dia da determinação, ou seja, equivale ao somatório da chuva ocorrida após às 12:00 h UTC do dia anterior até às 12:00 h UTC do dia em questão.

É importante destacar que igual procedimento, para o cálculo da chuva diária, deve ser aplicado quando a coleta de dados for através de um sistema automatizado (estação meteorológica automática, PCD ou apenas um pluviógrafo). O total mensal é soma dos valores diários e o total anual, o somatório dos valores mensais. Portanto, é um equívoco calcular a média ou outra medida de tendência central, para um determinado mês ou ano qualquer.

Uma comissão da Organização Meteorológica Mundial (OMM) concluiu que Cherrapunjee, na Índia, tem o recorde mundial de chuva (2.493 mm), em dois dias (48 h), registrada nos dias 15 e 16.06.1995.

DISTRIBUIÇÃO DA CHUVA EM ALGUMAS LOCALIDADES DA PARAÍBA

As principais características do regime pluvial – médias mensais das médias, medianas e desvios padrão (Figuras 81, 82 e 83)- das três localidades das microrregiões do Agreste, Brejo e Curimataú da Paraíba, representadas aqui pelas localidades de Campina Grande, Areia e Pocinhos, e/ou a comparação entre as duas normais climatológicas, cujos resultados são apresentados nas Figuras de 84, 85 e 86.

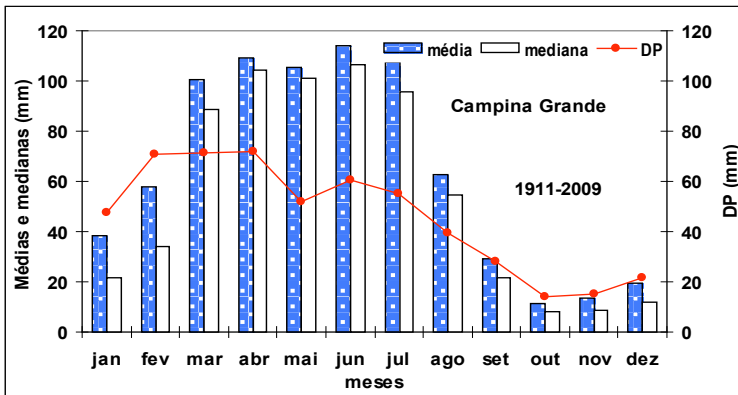


Figura 81 - Médias mensais das médias, mediana e desvio padrão da precipitação pluvial. Campina Grande, microrregião do Agreste da Paraíba
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Nota-se, entretanto, que em ambas as microrregiões a precipitação pluvial mensal é irregularmente distribuída, ou seja, de setembro a fevereiro, os desvios padrão são superiores às próprias médias aritméticas. Constatase, também, que as médias aritméticas mensais das séries são diferentes e maiores que as respectivas medianas. Isso mostra, entretanto, que o “perfil” de

distribuição da chuva, em qualquer uma das três microrregiões, é assimétrico. Diante disto, a média aritmética, mesmo sendo a medida de tendência central mais usada, ela não é o valor mais provável de ocorrer. Isso indica que o uso da mediana deve ser usado, em vez da média, o que concorda com as indicações feitas por Almeida (2012).

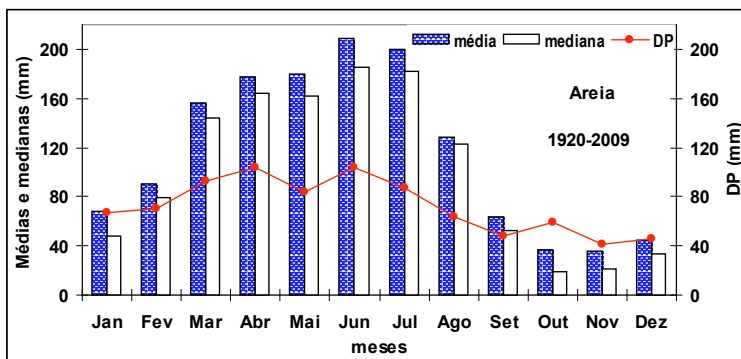


Figura 82 - Médias mensais das médias, mediana e desvio padrão da precipitação pluvial, na microrregião do Brejo da Paraíba
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

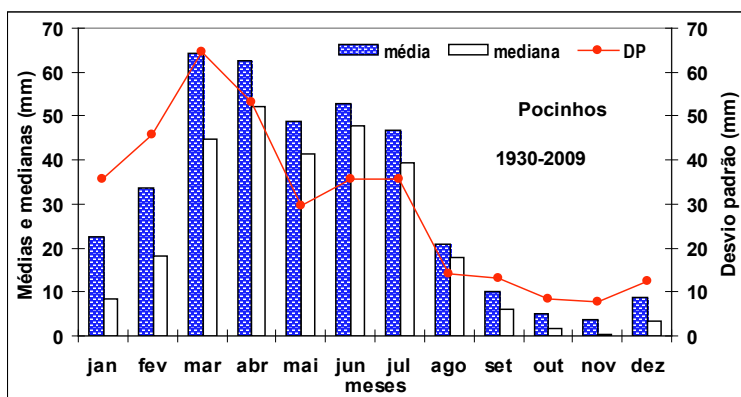


Figura 83 - Médias mensais das médias, mediana e desvio padrão da precipitação pluvial. Pocinhos, microrregião do Curimataú da Paraíba
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Com relação à estação chuvosa, observa-se que se inicia em fevereiro-março e dura até junho e julho, embora seja variável em quantidade e em distribuição, quando se compara um local com outro. Apenas para exemplificar, comparando-se os totais médios anuais de chuvas de Campina Grande com Areia e de Campina Grande com Pocinhos, encontra-se que em Campina Grande chove um pouco mais da metade (55,0 %) que em Areia, mas chove duas vezes mais que Pocinhos. Isso demonstra, portanto, a elevada variabilidade espacial e temporal na quantidade de chuva e/ou na distribuição, quando se compara localidades tão próxima uma da outra.

Numa simples análise comparativa entre a precipitação pluvial referente à 1ª normal (1931-1960) e à 2ª normal climatológica (1961-1990), constata-se que, na maioria dos meses, as médias pluviais da 2ª normal foram sempre maiores que as da primeira. Essa tendência de crescente na precipitação, a priori, não deve ser interpretada como aumento na chuva, propriamente dito, mas a uma dispersão (elevado desvio padrão) em relação à média da série pluvial.

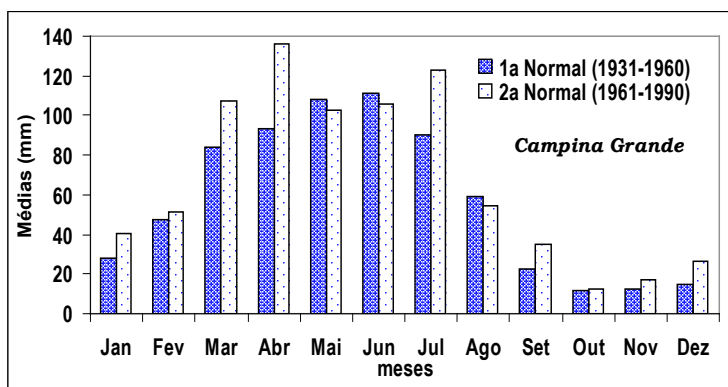


Figura 84 - Médias mensais das normais climatológicas da precipitação pluvial. Campina Grande, microrregião do Agreste da Paraíba
Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

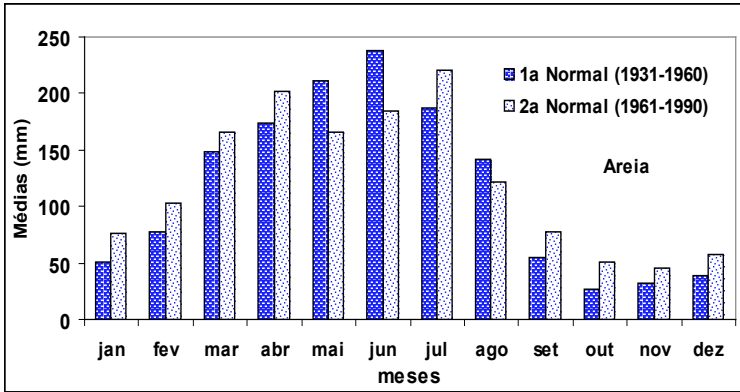


Figura 85 - Médias mensais das normais climatológicas da precipitação pluvial. Areia, microrregião do Brejo da Paraíba
 Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

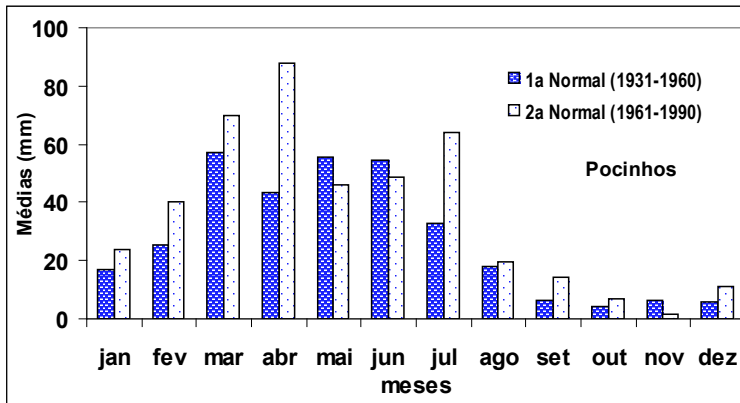


Figura 86 - Médias mensais das normais climatológicas da precipitação pluvial. Pocinhos, microrregião do Curimataú da Paraíba
 Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) Explique o que significa núcleos de condensação;
- 2) As fortes chuvas estão associadas, unicamente, ao processo de condensação?;
- 3) Quais as teorias que explicam o desenvolvimento de gotas?;
- 4) Além da presença de núcleos de condensação, como o vapor d'água se condensa na atmosfera?;
- 5) Cite quais os mecanismos principais pela ocorrência de chuva no semiárido nordestino;
- 6) Explique como ocorre a colisão e a coalescência das gotículas para a formação da chuva;
- 7) Cite quais são os tipos de chuvas e suas características principais;
- 8) Cite quais os estágios de desenvolvimento de uma nuvem de tempestade;
- 9) Cite quais as características que diferenciam uma chuva de verão de uma frontal;
- 10) Explique por que ocorre o trovão e por que ele é um fotometeoro;
- 11) Qual o tipo de chuva que é acompanhado de trovões e relâmpagos?;
- 12) Explique quem ocorre primeiro, o trovão e o relâmpago e por quê?
- 13) Cite quais são os tipos de relâmpagos;
- 14) Por que as chuvas orográficas ocorrem a barlavento?;
- 15) Cite quais são as formas da chuva e da água;
- 16) O que diferencia a neve da geada e orvalho de geada?;
- 17) Explique se há ou não diferença entre precipitação e chuva;

- 18) Cite qual a diferença entre o pluviômetro e o pluviógrafo;
- 19) Cite quais são as unidades de medidas da chuva e descreva qual a relação existente entre altura de chuva e volume por unidade de área;
- 20) Num determinado dia e local choveu 120,0 mm. Este valor acumulado causaria necessariamente uma inundação?;
- 21) Se num pluviômetro de 400 cm² de área de captação for medido um volume de 2.200 ml, qual o equivalente em mm?;
- 22) Se a duração da chuva do item anterior for de 30 min, qual a intensidade em mm/h?;
- 23) Explique se ou não correto a citação “precipitação pluviométrica”;
- 24) Explique se é ou não correto citar “índice” de chuva ao se referir a um valor ocorrido num determinado dia, mês ou ano;
- 25) Admitindo-se que uma chuva de 25 mm tenha sido interceptada no telhado de uma casa com 60 m². Se as perdas forem de 25%, qual o volume, em litros, captado pelo telhado?;
- 26) Suponha que os totais de chuvas registrados nos horários (das 00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 h) do dia 20.03.16 e das (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 h) do dia 24.03.16, sejam, respectivamente, 0,0; 8,7; 12,8; 9,4; 0,0; 3,4, 12,0 e 28,6 mm). Quanto choveu no dia 23?

27) Os dados de chuvas (abaixo) mostram a climatologia pluvial de um determinado local. Elabore um gráfico com esses elementos e explique que tipo de distribuição é essa e qual a média de tendência central deve ser a recomendada.

(mm)	jan	fev	mar	abr	mai	jun
média	40,2	53,8	108,9	120,2	99,9	111,1
d. padrão	56,4	58,0	67,9	66,4	42,0	46,9
mediana	20,9	36,0	101,1	105,7	99,5	112,3
(mm)	jul	ago	set	out	nov	dez
média	118,9	61,2	34,0	12,1	15,7	22,1
d. padrão	57,7	38,9	31,7	13,6	17,5	24,3
mediana	108,8	51,8	23,8	7,5	9,4	11,0

CAPÍTULO XII

VENTOS

INTRODUÇÃO

Os ventos são causados pelas diferenças existentes no aquecimento da atmosfera, sendo considerados como o ar em movimento. Os ventos resultam do deslocamento de massas de ar, devido à diferença de pressão atmosférica entre dois locais ou entre duas áreas distintas (Figura 87), sendo influenciado, também, por efeitos da rugosidade da superfície.

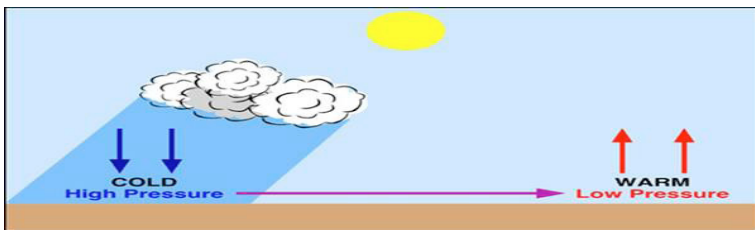


Figura 87 - Formação do vento como resultado da diferença de pressão entre dois pontos

Fonte: <http://meteorotica.blogspot.com.br/2012/01/sistemas-de-pres-sao-altas-e-baixas.html>/acesso 24.04.2014.

Nos estudos dos movimentos atmosféricos, devem ser consideradas duas camadas distintas, nas quais, o escoamento possui característica própria: a primeira é denominada de camada limite planetária, que se estende da superfície do solo até cerca de 2-3 km de altitude e possui cerca de 10% da massa da atmosfera, e a outra acima de 3 km que é considerada como atmosfera livre.

O vento é, na realidade, a componente horizontal do vetor velocidade. A sua caracterização, em qualquer ponto, requer dois parâmetros importantes: a direção e a velocidade (módulo). Ambas são grandezas instantâneas e pontuais, pois o escoamento do ar depende das condições atmosféricas (que variam no tempo e no espaço). Nas proximidades da interface superfície-atmosfera, o vento é influenciado pelas características da superfície e pelo aquecimento adjacente.

A intensidade e a direção dos ventos resultam da variação espacial e temporal do balanço (saldo) de energia à superfície. O saldo de energia disponível induz variações no campo de pressão atmosférica e, conseqüentemente, nos ventos. Por isso, o ar em movimento se desloca de áreas de maior pressão (mais frias) para as de menor pressão (mais aquecidas). Quanto maior for a diferença de pressão entre dois pontos, maior será a velocidade.

A velocidade do vento é afetada, também, pela rugosidade da superfície oriunda dos obstáculos naturais (vegetação e montanhas) ou artificiais (construções e/ou empecilhos) e pela distância vertical acima da superfície em que ela for medida. Quanto mais próximo da superfície, maior o efeito do atrito, que desacelera o movimento e, conseqüentemente, reduz a veloci-

dade. Esse bloqueio imposto pela superfície faz com que bolhas de ar de maior velocidade se desloquem para baixo, gerando um impulso repentino no ar próximo ao solo, cuja velocidade é denominada de rajada.

MEDIÇÕES E VARIAÇÕES DO VENTO

No globo terrestre, existem regiões onde os ventos não param de soprar, pois os mecanismos de sua formação estão sempre presentes na natureza, tais como: os ventos planetários, os ventos Alísios e os de leste e oeste. Há, também, os ventos periódicos e circulação local que ocorrem devido à diferença de aquecimento à superfície, variando tanto de forma diária quanto na sazonal, constituindo-se as brisas e as monções.

O vento é uma grandeza vetorial e, portanto, sua medição deverá fornecer três elementos: módulo, direção e sentido. Por isso, a sua medição, através da componente velocidade, tem que ser expressa mediante um módulo (ou intensidade), uma direção e um sentido.

A unidade de medida de intensidade do vento, no sistema internacional de medidas (SI), é em metros por segundos ($m.s^{-1}$). Embora existam outras unidades de medidas, tais como: em quilômetros por hora ($km.h^{-1}$), quilômetros por dia ($km.d^{-1}$), knot (nó= uma milha náutica por hora; $1852 m. h^{-1}$), dentre e outras.

INSTRUMENTOS DE MEDIDAS DOS VENTOS

As medidas de velocidade dos ventos são feitas utilizando-se anemômetros analógicos ou digitais. Os anemômetros mais comuns são os de conchas ou de hélices. O anemômetro de conchas (Figura 88 -A) é do tipo rotativo e dispõe de três ou mais conchas de formato especial montadas simetricamente formando ângulos retos com o eixo vertical. Esses instrumentos são registradores acumulativos do deslocamento percorrido. O número de giros das conchas é proporcional ao deslocamento que ao dividir pelo tempo, resulta na velocidade média. Há, também, o anemômetro sônico (Figura 88 -B) e o anemógrafo universal (Figura 88-C) que é um instrumento que registra simultaneamente a direção e a velocidade (Figura 88 -B).

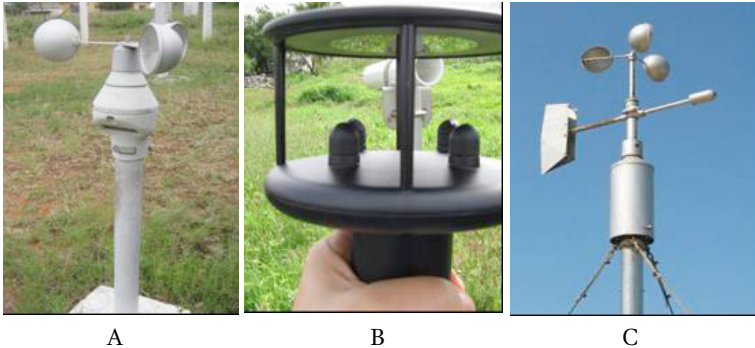


Figura 88 - Anemômetros totalizador de conchas (A) e sônico (B) e anemógrafo universal (C)

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

A direção dos ventos é resultante da composição de três forças atuantes (gradiente de pressão, atrito e Coriolis), embora o relevo predominante afete, também, a direção nas proximidades.

dades da superfície. Na realidade, a direção do vento exprime a posição do horizonte aparente do observador a partir do qual o vento parece provir, ou seja, de onde o vento sopra e nunca para onde o vento estaria indo, por mais óbvio que isso possa parecer.

Em estações meteorológicas convencionais de primeira classe, o instrumento mecânico utilizado é o anemógrafo universal (Figura 88 -C) que é um registrador de velocidades instantâneas e acumuladas e de direção, cujos registros são feitos em diagramas denominados de anemógamas.

A direção é expressa em termos do azimute, isto é, do ângulo que o vetor velocidade do vento forma com o norte geográfico local (0°), medido no mesmo sentido do movimento dos ponteiros de um relógio analógico (Figura 89). Assim, o vento que vem de Leste (E) tem direção de 90° , aquele que procede do sul (S) tem direção de 180° e assim por diante.

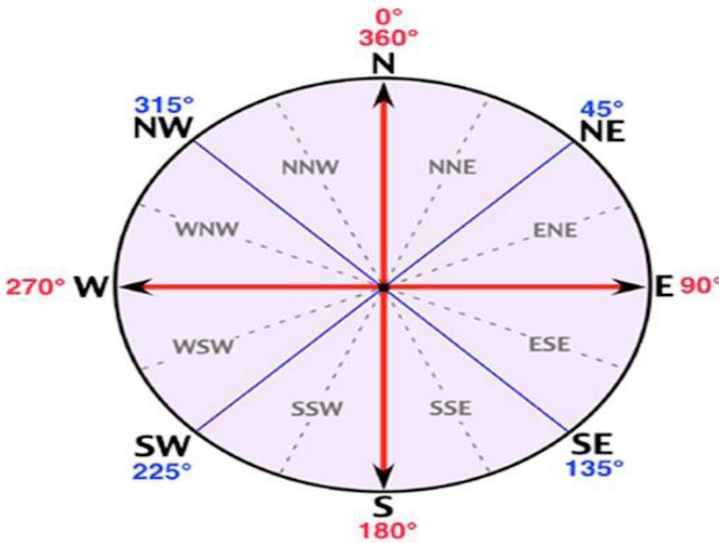


Figura 89 - Determinação da direção do vento

Fonte: Hermes Alves de Almeida/2014.

Não havendo instrumento que permita estabelecer a direção do vento com precisão, costuma-se estimá-la e lançar mão da rosa dos ventos (Figura 90) para exprimir a direção aproximada. A rosa dos ventos é a representação gráfica mais comum, sendo obtida por um sistema de quatro eixos que se cruza em um mesmo ponto, fazendo um ângulo de 45° entre dois eixos adjacentes, têm-se os pontos cardeais e dividindo por dois, os subcolaterais.

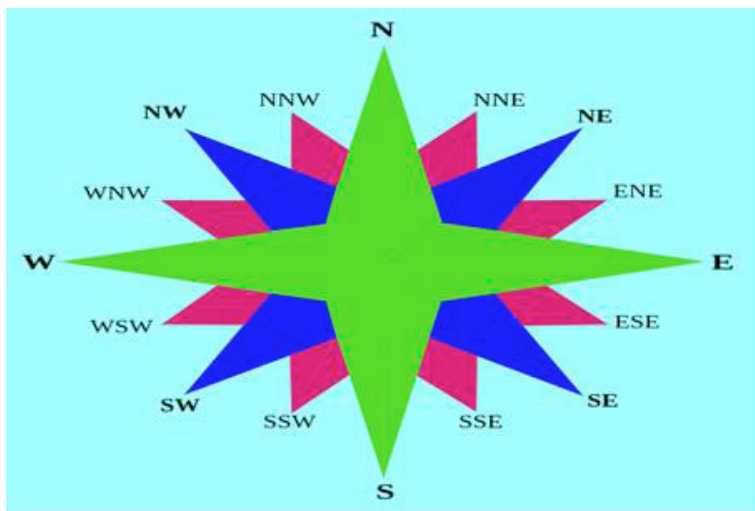


Figura 90 - Rosa dos ventos

Fonte: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/3c/Rosa_dos_ventos.svg/ acesso 22.04.2014.

A direção e o sentido são expressos de forma conjunta. A direção é expressa em graus, contada a partir do **Norte geográfico (0°)** e no sentido horário. Já o sentido é o indicativo de onde o vento vem. Desta forma, as direções dos ventos são determi-

nadas incluindo os pontos cardeais e colaterais: N, NE, E, SE, S, SW, W e NW. Nos sensores digitais, a direção é dada em graus e equivalem, respectivamente, a: 0° ou 360° ; 45° ; 90° ; 135° ; 180° ; 225° ; 270° e 315° .

Há uma grande diversidade de instrumentos usados para medir a direção e a velocidade do vento, um dos mais simples é o cata-vento tipo Wild (Figura 91), instalado a 6 m de altura do solo.

Para medir a variação na força dos ventos o contra-almirante da marinha inglesa, Sir Francis Beaufort (1774-1857) criou uma escala variável de 0 a 12, observando o que acontecia na superfície do mar e com as suas ondas nos momentos de maior ou de menor intensidade. Posteriormente, essa tabela foi adaptada para a terra.

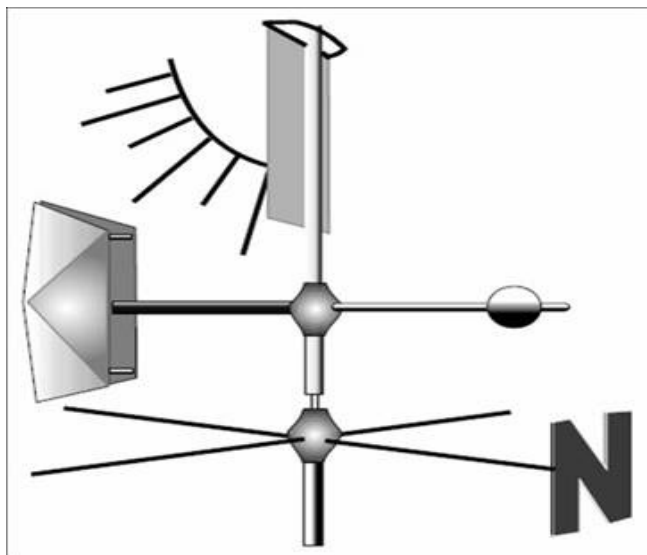


Figura 91 - Cata-vento mecânico tipo Wild

Fonte: M. A. Varejão-Silva/2001.

No cata-vento Wild, a direção é indicada por uma haste horizontal orientada por um par de aletas (placas) em relação a quatro hastes fixas que indicam os pontos cardeais. As aletas contêm a placa de medição da velocidade do vento. A sua medição é feita a partir da flexão de uma placa retangular móvel em relação à vertical, que se movimentava pela ação do vento. A placa oscila sobre um arco de metal, contendo sete pinos, no qual cada uma das hastes corresponde a um valor da velocidade na escala Beaufort. Nos equipamentos digitais, cada rotação gera pulsos elétricos, que são captados por um sistema eletrônico de aquisição de dados. A direção é medida, utilizando-se o cata-vento ou simplesmente uma biruta (Figura 92).



Figura 92 - Biruta ou manga de vento

Fonte: <http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/57/Ane-moscopi.JPG>/acesso 22.04.2014.

A biruta (português brasileiro) ou manga de vento (português europeu) é um aparelho capaz de mostrar a direção do vento. É constituído por um cone de tecido com duas aberturas, uma das quais é maior e acoplada a uma camisinha de metal, tendo a forma de um coador de café, embora seja muito maior e mais longa.

A biruta é usada em pequenos aeroportos, para indicar a direção do vento e auxiliar os pilotos nos pousos, decolagens de aeronaves e manobras que só podem ser feitas em sentido contrário ao vento.

Se a biruta estiver esticada significa que o vento está forte, caso esteja bem caída significa vento fraco, sempre na direção para onde aponta seu fundo.

Nas medições de vento em níveis superiores da atmosfera, existem outras opções, tais como: radiossonda, radares, balões piloto e, mais recentemente, os satélites meteorológicos.

As variações dos ventos à superfície são muito importantes para fins práticos. O curso diário da velocidade do vento tem uma componente fortemente ligada à chegada da irradiância solar, ou seja, as maiores velocidades ocorrem no período de maior disponibilidade de energia.

Quando ocorre a chegada de uma massa de ar de propriedades termodinâmicas muito diferentes daquelas até então reinantes, forma-se uma zona de instabilidade no ar atmosférico local, exatamente onde os dois fluidos de densidades diferentes passam a interagir, trocando propriedades físicas. Em tais cir-

cunståncias, a velocidade do vento pode variar de calmarias a rajadas.

DIREÇÃO PREDOMINANTE DO VENTO

Quando se dispõe de medidas contínuas de direção dos ventos por um período relativamente longo (alguns anos), pode-se elaborar uma tabela contendo a direção, em cada hora do dia, e calcular a frequência relativa para cada direção. A direção com a maior frequência é a predominante.

A direção predominante é obtida mediante um histograma de frequência. Unindo-se sequencialmente os pontos marcados, obtém-se um polígono característico para o local e período analisado. Se não houver direção predominante, o polígono se aproxima de um octógono regular, sendo esta uma condição apenas hipotética.

PRINCIPAIS TIPOS DE VENTOS

Admitindo um local distante do Equador, onde a força de Coriolis não pode ser desprezada, a hipótese mais simples que se pode fazer sobre o campo de pressão na atmosfera livre é que as isóbaras são retas. Nesse caso, trata-se de um escoamento horizontal, uniforme, paralelo às isóbaras. Esse movimento ocorre nos níveis superiores da atmosfera, onde os efeitos de fricção são desprezíveis. Esse escoamento denomina-se de vento **geostrófico**, que é uma aproximação do vento observado na atmosfera

livre, exceto nas proximidades do Equador e/ou em locais de escoamento excessivamente curvo.

O vento geostrófico por se movimentar paralelo às isóbaras, os centros de baixas pressões no Hemisfério Norte, ficam sempre à esquerda do vento e, no Hemisfério Sul, à direita.

Em fenômenos atmosféricos de larga escala, os movimentos curvos são caracterizados pelos ventos gradiente e, em especial, nos fenômenos cujas circulações são fechadas, formando-se os centros isobáricos de baixa (ciclônico) e de alta (anticiclônico) pressão. Por isso, este tipo de escoamento curvo denomina-se de vento gradiente.

O vento gradiente trata-se de um escoamento horizontal, paralelo às isóbaras, e ocorre nos níveis superiores da atmosfera (atmosfera livre), onde os efeitos de fricção são desprezíveis e o módulo da velocidade é quase constante. Obviamente, para um observador fixo a terra, tais escoamentos curvos estão associados a uma força centrípeta, que resulta da força defletora de Coriolis e do gradiente de pressão.

Os ventos ciclostróficos são circulações curvas, em relação à superfície do solo, mas ocorrem em escala suficientemente pequena, em que a força defletora de Coriolis é, geralmente, desprezível. O exemplo mais comum, para esse tipo de vento, são os redemoinhos que circulam em forma de espiral. Ocorrem quando o solo se aquece em determinado ponto, transferindo esse calor à porção de ar que está parada logo acima dele. Esse ar sofre rápida elevação, subindo em espiral e cria um minicentro de baixa pressão. Para esses pequenos vórtices, não se percebem rotação preferencial, podendo girar para direita ou

para esquerda independente do hemisfério, porque não há atuação predominante da força de Coriolis.

SISTEMAS DE VENTOS LOCAIS

Embora os ventos sejam simplesmente representados pelo seu vetor velocidades, em algumas regiões, recebem nomes especiais, tais como: Bora do Adriático, Foehn ou Chinook, Pampeiro na Argentina e Sul do Brasil, dentre outros. Exceto nos estudos de tempo e do clima local, a maioria das denominações desses ventos é de interesse apenas local.

Os ventos Foehn ou Chinook são ventos secos e quentes, que sopram de encosta abaixo, sendo característicos de várias regiões montanhosas, tais como: nos Alpes Suíços e nos Andes. A denominação Chinook é mais comum nos Estados Unidos e Canadá. No inverno, esse vento morno e seco faz a neve desaparecer com acentuada rapidez e, por isso, é apelidado de “comedor de neve”.

Os nomes típicos desses ventos estão, geralmente, ligados a algumas propriedades desagradáveis, tais como excessiva secura, temperaturas muito altas ou muito baixas, dentre outras.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

- 1) O que significa vento?;
- 2) Por que a velocidade e direção dos ventos são consequências da variação espacial e temporal do balanço (saldo) de energia?;
- 3) Há diferença entre redemoinho e ciclone?;
- 4) Explique por que o vento é uma grandeza vetorial;
- 5) Descrever as direções do vento para os seguintes ângulos: $22,5^\circ$; $155,5^\circ$ e $202,5^\circ$;
- 6) Explique por que os ventos se deslocam de áreas mais frias para as mais quentes;
- 7) Cite quais os fatores naturais e artificiais afetam a velocidade dos ventos;
- 8) Explique como se determinam a direção e o sentido do vento;
- 9) Qual a diferença entre a velocidade do vento medido no anemômetro e a do cata-vento Wild?;
- 10) Utilizando-se a rosa-dos-ventos cite as principais direções e os sentidos do vento;
- 11) Cite quais são as unidades de medidas da velocidade do vento;
- 12) Como se determina a direção predominante de determinado local?;
- 13) Cite quais são os instrumentos usados para medir a direção e a velocidade do vento;
- 14) Cite quais as diferenças existentes entre o vento gradiente e o vento ciclostrófico;
- 15) Qual a importância científica dos sistemas de ventos locais? Cite outros tipos de vento não especificados no texto;

16) Qual é o vento que está sempre presente nas regiões tropicais?

17) Qual é a denominação dada ao vento periódico que ocorre durante o dia e/ou durante a noite em qualquer parte do planeta Terra.

CAPÍTULO XIII

CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA

INTRODUÇÃO

A classificação climática tem por objetivo delimitar áreas, região ou zonas com características climáticas e biogeográficas relativamente **homogêneas**. Para isso, utiliza diversos critérios, dentre eles, o paisagismo **natural e os índices climáticos**.

A classificação climática feita com base nos elementos do clima e/ou nos índices climáticos tem maior predominância do que a usada com paisagem. As inúmeras variações no clima de local para local resultam em diversas combinações e, portanto, reproduzem os diferentes tipos e subtipos de clima.

Na paisagem natural, considera-se ou não a ocorrência da vegetação e do tipo predominante; que formará um tipo de unidade denominada de vegetação zonal. Trata-se de um critério que se baseia na vegetação como agente integrador do estímulo ambiental. Por isso, há regiões permanentemente cobertas por gelo e sem vegetação e outras temporariamente cobertas com

neve e com florestas decíduas, com florestas tropicais e subtropicais, desérticas, dentre outras.

A classificação climática, utilizando-se dos elementos do clima e/ou dos seus índices, objetiva combinar os efeitos deles tanto de forma isolada quanto em conjunto, a fim de estabelecer condições climáticas aproximadamente homogêneas, sendo denominadas de região ou de zona climática.

Descrever zonas climáticas exige identificar e classificar os diferentes tipos e subtipos do clima. No entanto, o seu estabelecimento necessita de técnicas analítica e descritiva que permitam efetivar o mapeamento, que é o objetivo fundamental de uma classificação climática.

O número de elementos que deve ser combinado numa classificação climática depende do propósito a que se destina. Assim, uma classificação para atender a um determinado objetivo, obviamente, não servirá, necessariamente, a outro. Por isso, antes de fazer a classificação, precisa, primeiramente, definir qual o propósito a que se destina.

Uma classificação climática requer, em síntese, basicamente, três enfoques: empírico, genético e aplicado. O enfoque empírico apoia-se na caracterização do clima, que pode ser baseada em um ou mais elementos e/ou na combinação de vários outros.

O critério térmico pode reproduzir, por exemplo, diferentes tipos climáticos, tais como: quente, frio, temperado e outros definidos apenas por limites puramente estatísticos. Acrescentando-se outros elementos (precipitação pluvial, por exemplo), surgirão outros subtipos climáticos. Por isso, é neces-

sário selecionar os elementos mais significativos em função do propósito desejado.

O critério genético visa reproduzir a classificação climática de acordo com os fatores causais, tais como, os das variações da temperatura com as latitudes. Essas relações proporcionaram as classificações das zonas tropicais, temperadas e polares (frias), que ainda persistem mesmo sabendo-se que há outros fatores que influenciam a temperatura.

O critério aplicado procura classificar os tipos de clima para auxiliar na solução de problema específico que envolve um ou mais elementos do clima e seus efeitos (influência) sobre outros fenômenos. As relações sistemáticas entre os elementos do clima e a distribuição da vegetação são bons exemplos desse critério. A vegetação natural integra o efeito do clima de um modo exemplar, não detectado por nenhum instrumento, sendo, portanto, um excelente indicador climático.

Há inúmeras correlações entre vegetação e índices térmico e de umidade que permitem o uso de elementos do clima como critério para estabelecer os diferentes tipos climáticos. Essas classificações, comumente usadas, associam-se com a vegetação: floresta úmida, deserto, estepe, dentre outras. Como as paisagens vegetais não apresentam transições bruscas, os limites geográficos de tais classificações são imprecisos.

A bioclimatologia aplicada à saúde, o conforto ambiental do homem ou dos animais, sugere outros enfoques para definir tipos de climas, ou seja, que os critérios de classificação climática sejam direcionados para os tipos de vestuário, de habitação e de outras aplicações.

CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE KÖPPEN

Wladimir Köppen (1846-1940) foi um biólogo nascido na Rússia que dedicou a maior parte da sua vida profissional aos estudos climáticos. O estabelecimento de uma classificação climática que recebeu o seu nome teve um grande avanço ao identificar as regiões do globo terrestre, mediante estudo da vegetação, associando os valores numéricos de temperatura e precipitação pluvial.

A sua primeira classificação climática foi publicada em 1901, sendo sucessivamente aperfeiçoada em 1918, 1927 e 1936, com a colaboração de Rudolf Geiger (daí o nome Köppen-Geiger). A classificação é baseada no pressuposto, com origem na fitossociologia e na ecologia, de que a vegetação natural de cada grande região da Terra é essencialmente uma expressão do clima nela prevalecente.

O mérito da classificação de Köppen é incontestável e de uso universal há mais de um século. As versões mais recentes incorporam, também, valores de temperaturas do ar e de chuvas, inclusive com algumas características sazonais nas estações do ano.

A classificação climática de Köppen (1948), numa escala mundial, utiliza como critérios discriminantes a temperatura do ar e a precipitação pluvial. Nessa classificação, foram descritos cinco tipos (grupos) básicos de clima, identificados pelas letras maiúsculas A, B, C, D, E. Estes grupos, juntamente com onze subtipos, constituem a *fórmula climática*. Por essa classificação, os tipos de clima são descritos da seguinte maneira:

A → Clima tropical chuvoso (megatérmico). A temperatura média do mês mais frio é maior que 18°C e a média anual de precipitação pluvial é superior a 700 mm;

C → Clima temperado moderado chuvoso (macrotérmico) é quando a temperatura média do mês mais frio for entre -3 e 18 °C;

D → Clima boreal e de bosque (microtérmico). Neste tipo de clima, a temperatura média do mês mais frio é inferior a -3 °C e a do mês mais quente maior que 10 °C;

E → Climas polares são aqueles em que a média mensal de temperatura do ar é sempre inferior a 10 °C;

Ressalta-se, entretanto, que na eleição dos critérios estabelecidos para agrupar os diferentes tipos de clima, há citações científicas em que autores, na época, levaram em consideração as zonas de vegetação cujas fronteiras não eram perfeitamente estabelecidas, resultando, assim, em “divisões de grupos de clima puramente convencionais”.

O tipo climático B (xerófito e desértico) identifica áreas secas ou de vegetação xerófila, enquanto os tipos A, C, D, E identificam os climas úmidos.

Os climas secos (B) comportam dois tipos: BS (Estepe), com vegetação ou de paisagem dominada por plantas de pequeno porte, sobretudo gramíneas, e o BW (Deserto). A distinção entre si é feita com base no total de chuvas anuais (P, em cm), de acordo com sua distribuição nas estações do ano, e na temperatura média anual (T), resultando-se em três situações possíveis:

1) Locais onde as chuvas são máximas (predominante) no inverno

Se $P < T \rightarrow$ TIPO BW

Se $T < P < 2T \rightarrow$ TIPO BS

Se $P > 2T \rightarrow$ A, C ou D (Climas mais úmidos que B);

2) Locais onde a distribuição de chuvas ocorre mais ou menos uniforme ao longo do ano

Se $P < (T+7) \rightarrow$ TIPO BW

Se $(T+7) < P < 2(T+7) \rightarrow$ TIPO BS ;

3) Locais onde as chuvas são máximas (predominante) no verão

Se $P < (T+14) \rightarrow$ TIPO BW

Se $(T+14) < P < (2T+28) \rightarrow$ TIPO BS.

O clima polar (**E**) ou glacial ocorre no Ártico, Groenlândia, norte do Canadá, Alasca, Patagônia e Antártida, onde a temperatura média do mês mais quente é inferior a 10°C (tmedf). Neste caso, podem-se distinguir dois tipos: ET (clima de tundra) e EF (clima das calotas polares), a saber:

1) Se $0^{\circ} < \text{tmedf} < 10^{\circ}\text{C} \rightarrow$ ET

2) Se $\text{tmedf} > 10^{\circ}\text{C} \rightarrow$ EF

A tundra é uma vegetação proveniente do material orgânico que aparece no curto período de degelo durante a estação "quente" das regiões de clima polar, apresentando assim apenas espécies que se reproduzem rapidamente e que suportam baixas temperaturas. Esse bioma vegetal ocupa aproximadamente um quinto da superfície terrestre e predomina no Norte do Alasca e Canadá, Groenlândia, Noruega, Suécia, Finlândia e Sibéria.

Alguns tipos de climas de montanha são análogos a estes. Por isso, deve ser feita a distinção juntando-se a letra **H** quando a altitude for superior a 1.500 m. Reserva-se, ainda, a

denominação **EB** aos climas de tundra (vegetação ártica e subártica, que vive sobre solos rochosos e turfoso) ou gelo perpétuo.

A classificação climática de Köppen introduz também **subtipos e variedades**, expressos por letras **minúsculas**, para levar em conta a amplitude térmica anual e distribuição sazonal das chuvas e são incorporadas ao grupo, constituindo a **fórmula climática**.

O **clima Tropical** úmido prevalece na maior parte do território brasileiro, com os seguintes subtipos predominantes, definidos pela distribuição de chuvas no ano.

- Af ⇒ Com chuvas bem distribuídas ao longo do ano e sem estação seca definida, como na Amazônia ocidental e parte do litoral do Sudeste e Sudeste da Bahia;

- Am ⇒ Com pequena estação seca, sob influência de monções, ocorre em boa parte da Amazônia Oriental;

- Aw ⇒ Denominado clima de savanas, com inverno seco e chuvas máximas no verão, presente nas regiões Norte, Centro-Oeste e parte do Sudeste;

- Aw' ⇒ Idêntico ao ano anterior, mas com precipitação máxima no outono;

- As ⇒ Com precipitações de outono e inverno e estação seca de verão até outono; ocorre em parte do litoral do Nordeste.

O tipo B é representado por BSh, clima semiárido quente predominante no semiárido nordestino, com maior parte do ano seco.

O **clima temperado** ocorre na maioria dos municípios do Sudeste e do Sul do Brasil, sendo caracterizado pelos tipos, subtipos e variedades predominantes da seguinte forma:

- Cwa ⇒ Tropical de altitude, com inverno seco e temperatura do mês mais quente maior que 22°C;
- Cwb ⇒ Tropical de altitude, com temperatura do mês mais quente inferior a 22 °C;
- Csa ⇒ Tropical de altitude, com estiagem de verão, representado em pequena área do Nordeste;
- Cfa ⇒ Subtropical, sem estação seca e temperatura do mês mais quente maior que 22 °C;
- Cfb ⇒ Idem ao anterior, mas com temperatura do mês mais quente inferior a 22 °C.

Para uma descrição mais detalhada dos critérios discriminantes secundários, sugerem-se consultar o trabalho de Köppen (1948). As referências especiais aos subtipos e variedades são discriminadas a seguir:

SUBTIPOS E VARIEDADES DO CLIMA NA CLASSIFICAÇÃO DE KÖPPEN

Os subtipos e as variedades do clima na fórmula climática da classificação de Köppen são descritos por um conjunto de letras minúsculas (segunda e a terceira), sendo caracterizados a seguir:

- a- quando a temperatura média do mês mais quente é superior a 22 °C;
- b- quando a temperatura média do mês mais quente é inferior a 22 °C e superior a 10 °C durante pelo menos quatro meses;
- c- quando a temperatura média do mês mais quente é inferior a 22 °C, ocorrendo somente um a quatro meses com tem-

peratura superior a 10 °C, enquanto o mês mais frio é superior a -38 °C;

d- análogo ao anterior, porém com temperatura do mês mais frio inferior a -38 °C;

f- sem estação seca, ou seja, chuva ou neve em todos os meses e com precipitação média no mês mais seco superior a 60 mm;

g- quando a curva anual de temperatura apresenta um máximo anterior ao solstício de verão e chuva no solstício de verão;

g'- tipo do Sudão, onde a curva anual de temperatura apresenta um máximo posterior ao solstício de verão e chuva no solstício de verão;

g''- quando o mês de temperatura mais amena seguir o solstício de verão;

h- muito quente, ou seja, quando a temperatura média anual é superior a 18 °C;

i- isotermia, isto é, quando a amplitude térmica entre o mês mais quente e o mais frio não ultrapassar 5 °C;

k- de “kalt”=frio; quando a temperatura média anual é inferior a 18 °C, mas a do mês mais quente é superior a 18 °C;

l- quando a temperatura média de todos os meses está compreendida entre 10 e 22 °C;

m- clima de bosque tropical, apesar de existir uma temporada de seca;

n- de “nebel”= nevoeiro; névoas e nevoeiros frequentes;

n'- névoas e nevoeiros raros, compensados por umidade relativa elevada, ausência de chuvas e temperatura média no verão inferior a 24 °C;

n''- idem ao anterior, mas com temperatura média no verão entre 24 e 28 °C;

s- de “summer=verão”, quando a época mais seca coincidir com o verão. Caso raro nos climas tropicais úmidos; a razão entre as precipitações mensais mínima e máxima tem que ser inferior a 1/3;

s'- idem ao anterior, sendo que a temporada de chuvas se desloca do verão até o outono;

s''- idem ao anterior, com estação seca principal no verão e a temporada de chuvas dividida em dois períodos;

w- de “winter=inverno”, quando a época mais seca coincidir com o inverno, comportando pelo menos um mês com precipitação, em média inferior a 60 mm; a razão entre as precipitações mensais mínima e máxima tem que ser inferior a 1/10;

w'- idem, quando a temporada de chuvas se desloca do inverno até o outono;

w''- idem, sendo a temporada de chuvas dividida em dois períodos, com uma temporada seca intercalada, por uma seca principal no inverno e outra no verão. Esse subtipo de clima é caracterizado por duas estações chuvosas separadas por duas estações secas.

AS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DO BRASIL

Em consequência de vários fatores, a diversidade climática do território brasileiro é muito grande. Dentre ela, destaca-se a fisionomia geográfica, a extensão territorial, o relevo e a dinâmica das massas de ar. Este último “fator” é de suma importância porque atua diretamente tanto na temperatura quanto na pluviosidade, provocando as diferenciações climáticas regionais.

O critério das latitudes, utilizado para dividir cada hemisfério terrestre, define as zonas climáticas e essas, por sua vez, explicam os grandes biomas e mecanismos principais que regem os processos hidrológicos. A organização do espaço mundial no plano econômico e os grandes cinturões agrícolas, cuja dependência do clima é bem conhecida, são os melhores exemplos.

A própria atividade industrial, menos subordinada a condições ambientais, apresenta uma distribuição orientada, de certa forma, pelas latitudes, pois aparece concentrada entre 30 e 60° do Hemisfério Norte (EUA, Europa, Rússia e Japão). Neste caso, porém, a explicação não se encontra apenas na latitude, pois a evolução histórica, as características culturais e técnicas ou mesmo a presença de recursos no subsolo desempenharam papel relevante.

O extenso território brasileiro de 8,5 milhões de km² que se estende de 5°16’N a 33°5’ S, situa-se em sua quase totalidade, no segmento das baixas latitudes, cujas características tropicais se manifestam em quase todo o seu o espaço, embora haja diferenças de uma área para outra.

O DOMÍNIO EQUATORIAL

O domínio equatorial predomina na região Norte e parte do Centro-Oeste, onde surgem os climas quente e úmido e subúmido que são controlados, basicamente, pela ITCZ e pela convergência dos ventos Alísios. A massa equatorial continental (cE), quente e instável, exerce grande influência na Amazônia Ocidental, enquanto que a massa equatorial marítima (mE) influencia, especialmente, no médio e no baixo Amazonas.

O DOMÍNIO TROPICAL

O restante da região Centro-Oeste, o Nordeste e o Sudeste têm a predominância do clima tropical, o qual, por sua vez, apresenta variabilidade conforme a atuação dos diversos sistemas atmosféricos e dos fatores geográficos. A temperatura média anual, em praticamente toda essa imensa área, é superior a 18 °C, além de existir uma nítida alternância entre estação seca e chuvosa.

A época da estação seca não é a mesma, embora ocorra com maior predominância de abril a setembro e chuvosa, de outubro a março. Essa dinâmica é basicamente controlada pela ITCZ, pelas massas de ar equatorial continental (cE) e tropical marítima (mT) e os anticiclones migratórios. É frequente, também, a presença de linhas de instabilidade tropical.

A máxima quantidade de chuvas no litoral leste do Nordeste, especialmente, no seu trecho setentrional, ocorre entre março e julho (outono/inverno), quando a ITCZ se posiciona

mais ao sul do Equador, ao mesmo tempo em que se intensifica a circulação de leste.

O DOMÍNIO DO SEMIÁRIDO

O semiárido abrange cerca de um milhão de km², onde há uma grande parcela dessa área com predomínio do tipo climático (B) denominado de semiárido. A precipitação pluvial anual é inferior a 600 mm e, em diversos locais, não ultrapassa 400 mm, originando áreas semiáridas.

As características climáticas do semiárido aparecem retratadas pela vegetação xerófila (caatinga), no escoamento hidrográfico intermitente e nos solos pedregosos com formas agressivas, como, por exemplo, os campos de inselbergs.

Nesse domínio, as chuvas são irregularmente distribuídas no tempo e no espaço, além das características de torrencialidade, ou seja, grandes quantidades se concentram num período de tempo muito curto. O déficit hídrico é elevado e, em alguns locais, há indícios de degradação ambiental e/ou de desertificação, como por exemplo: nas microrregiões do Seridó, no Rio Grande do Norte, no Cariri da Paraíba, no Raso da Catarina e no Sertão de Canudos, na Bahia, e no Sertão de Pernambuco.

Em virtude das diferenças na dinâmica da atmosfera, o período de estiagem não é o mesmo em toda a região. Várias hipóteses têm sido formuladas para explicar essa semiaridez. As primeiras apontavam o relevo como o fator principal, porque formava uma barreira orográfica ao longo do litoral desde o Rio Grande do Norte até a desembocadura do Rio São Francisco.

Essa barreira seria o planalto da Borborema que poderia impedir a trajetória de deslocamento das massas de ar procedentes do Atlântico. Essa condição proporciona mais umidade na posição a barlavento, onde os totais anuais de chuvas ultrapassam os 1500 mm. Tal explicação é insuficiente, porque a elevação da Borborema é descontínua e as altitudes são modestas (pequenas) e, raramente, ultrapassam 800 m. Por isso, seria incapaz de provocar uma “mancha” semiárida tão grande quanto a do semiárido do Nordeste.

Acredita-se que a influência real do planalto da Borborema se restrinja à escala local. Assim sendo, as causas da escassez de chuvas no semiárido do Nordeste são inúmeras e ainda não integralmente conhecidas e/ou explicadas. A explicação pode não estar apenas no relevo ou nas características da dinâmica da atmosfera regional, mas deve ser procurada também a influência das condições dos Oceanos Atlântico e Pacífico.

O DOMÍNIO SUBTROPICAL

Outras áreas que aparecem com marcante individualidade são as dos planaltos e serras do Sudeste, que abrangem o sul de Minas Gerais e Espírito Santo e partes dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Nesses estados, há locais, onde as altitudes superam os 1000 metros, que propiciam condições climáticas com características especiais, denominadas de clima tropical de altitude.

As temperaturas médias anuais são inferiores a 18 °C e a precipitação pluvial aumenta, principalmente, nas encostas litorâneas voltadas para a posição a barlavento. Aliado a essa con-

dição, o clima dessas áreas é, em grande parte, influenciado pelas massas de ar de origem polar que são as principais responsáveis pelo regime pluvial e, em especial, pela concentração de chuvas intensas no verão.

Durante a estação fria (inverno), as massas polares continentais (frias e secas) chegam até as regiões, reforçadas pelo ar polar do Pacífico, sendo, portanto, menos úmidas e mais estáveis. No verão, ao contrário, são desviadas para a faixa litorânea, nas proximidades do Estuário do Prata, em virtude do grande aquecimento do continente, indo atingir, frequentemente, os estados do Sudeste e as áreas Serranas, onde provocam chuvas intensas.

No Sul do Brasil, as temperaturas médias anuais quase sempre são inferiores a 18 °C, com variações muito mais bem acentuadas do que nas outras regiões brasileiras. A amplitude térmica é bem maior que no restante do país, aproximando-a, também, nesse particular, das médias latitudes.

A precipitação pluvial é superior a 1250 mm e se distribui mais uniformemente ao longo do ano. Apesar de não existir uma estação seca definida, as máximas tendem a ocorrer nos meses de dezembro a fevereiro.

EXERCÍCIOS PROPOSTOS

Utilizando os dados climatológicos médios mensais de temperatura média do ar (tmed) e precipitação pluvial (P), efetuar a classificação climática de Köppen para as seguintes localidades:

Campina Grande, PB			São Joaquim, SC			Ribeirão Preto, SP		
meses	tmed (°C)	P (mm)	meses	tmed (°C)	P (mm)	meses	tmed (°C)	P (mm)
J	23,9	38	J	16,9	167	J	23,6	268
F	25,0	55	F	17,2	161	F	23,6	218
M	24,7	97	M	16,0	132	M	23,4	159
A	24,5	111	A	13,3	105	A	22,2	81
M	23,3	109	M	11,1	111	M	19,7	55
J	22,3	110	J	9,6	120	J	18,7	31
J	20,1	107	J	9,4	139	J	18,7	28
A	21,7	58	A	10,4	170	A	20,9	25
S	21,8	28	S	11,4	169	S	22,5	58
O	23,6	12	O	12,9	153	O	23,3	139
N	24,2	13	N	14,5	134	N	23,5	174
D	24,6	20	D	15,9	130	D	23,3	298

Monteiro, PB			Tefé, AM			Petroliana, PE		
meses	tmed (°C)	P (mm)	meses	tmed (°C)	P (mm)	meses	tmed (°C)	P (mm)
J	24,2	42	J	24,5	41	J	26,9	72
F	23,5	80	F	24,5	55	F	27,0	90
M	24,6	134	M	23,2	110	M	26,6	148
A	23,6	120	A	21,3	129	A	25,8	82
M	22,7	75	M	19,2	95	M	25,4	28
J	21,6	49	J	17,5	107	J	24,5	10
J	21,3	32	J	17,4	124	J	24,7	13
A	22,0	14	A	18,7	58	A	24,8	4
S	23,0	7	S	20,4	38	S	26,2	6
O	24,5	12	O	22,2	17	O	27,8	21
N	25,2	14	N	23,0	19	N	27,1	50
D	25,4	23	D	23,8	21	D	28,2	84

REFERÊNCIAS CONSULTADAS E/OU CITADAS

ALMEIDA, H. A. de. Oscilações decadal e sazonal das temperaturas do ar no semiárido nordestino. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.6, n.5 p.1100-1114, 2013.

ALMEIDA, H. A. de; FREITAS, R. C.; SILVA, L. Determinação de períodos secos e chuvosos em duas microrregiões da Paraíba através da técnica dos quantis. **Revista de Geografia (UFPE)**, v.30, n.1, p.217-232, 2013.

ALMEIDA, H. A. de. Climate, water and sustainable development in the semi-arid of northeastern Brazil. In: **Sustainable water management in the tropics and subtropics and case studies in Brazil**, Unikaseel: Alemanha, v.3, p.271-298, 2012.

ALMEIDA, H. A. de; GOMES, M. V. A. Potencial para a captação de água da chuva: alternativa de abastecimento de água nas escolas públicas de Cuité, PB. In: **Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, 17, CD-R, 2011.

ALMEIDA, H. A. de; FARIAS, M. P. Variabilidade temporal e espacial da chuva nas localidades mais secas da Paraíba. In: **Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**, 9, CD-R, 2010.

ALMEIDA, H. A. de; MACHADO, R. C. R. Estimativa da duração do período de molhamento por orvalho em um ecossistema cacau. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, n.6, p.724–728, 2009.

ALMEIDA, H. A. de; MACHADO, R. C. R. Características termodinâmicas do ar no interior de plantações de cacau, no Sudeste da Bahia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.16, n.1, p.39-48, 2008.

ALMEIDA, H. A. de; SILVA, L. Determinação das características hídricas da microbacia de drenagem da barragem Vaca Brava. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.16, n.1, p.77-86, 2008.

ALMEIDA, H. A. de; SOUZA, J. A.; ALCÂNTARA, H. M. Análise comparativa de dados meteorológicos obtidos por estação convencional e automática no semi-árido paraibano. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.16, n.1, p.58-66, 2008.

ATLAS INTERNACIONAL DE NUVENS (ABREVIADO). Organização Mundial de Meteorologia (OMM). 2.ed. Tradução por Ferrão, R. C. P., Rio de Janeiro, 72p, 1972.

FERREIRA, N. J. Vórtices ciclônicos em altos níveis de origem subtropical. **Revista Climanálise**. São Paulo: Edição especial de 10 anos, 1986.

FERREIRA, N. S. Zona de convergência intertropical. **Revista Climanálise**, Cachoeira Paulista, SP: Edição especial de 10 anos, 1996.

FERREIRA, N. S.; SANCHES, M.; SILVA, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Nina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.1, 89-98, 2004.

FRANK, N. L. On the energetics of the cold lows. **Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology**, American Meteorological Society, EIV I-EIV 6. Boston, USA. 1970.

GAN, M. A.; KOUSKI, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**. São Paulo, v.1, p.19-28, 1982.

_____. Vórtices ciclônicos da alta troposfera que atuam sobre a região Nordeste do Brasil. **Revista Climanálise**, São Paulo: Edição especial de 10 anos. 1986.

MENDOÇA, F.; DANI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: oficina de Textos, 206p, 2007.

MONTEITH, J. L. **Principles of environmental physics**. Elsevier, New York, 241p, 1973.

MOTA, F. S. **Meteorologia agrícola**. São Paulo: Ed. Nobel, 376p, 1981.

MOURA, A. D. Evolução da meteorologia: da Babilônia aos nossos dias. **Revista Brasileira Tecnologia**, v.17, n.1, p.5-14, 1986.

NOBRE, C. A variabilidade interanual do atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul. In: http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/liesp10a/lmse_pn.html, acesso em 28/02/2006.

NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. **The climatologic of drought prediction.** Kluwer Academic Publishers. The impact of variation on agriculture, v. 2, 1988.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia Vegetal.** São Paulo: Ed. Agr. Ceres, 436p, 1981.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELLHAS, P. C. **Agrometeorologia: Fundamentos e aplicações.** Guaíba, RS: Livraria e Editora Agropecuária LTDA, 478p, 2002.

PEREIRA, A. R.; VILA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(-transpi)ração.** Piracicaba: FEALQ, 183p, 1997.

PIPPUS, M. M. **A precipitação no Nordeste brasileiro e a sua relação com o deslocamento meridional da ZCIT.** Disponível em <http://www.master.iag.usp.br/Sinotica/ONOG/AIRA.doc>. Acesso em 04 jan./ 2006.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul.** Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos (SP), 97 p., 1994.

ROCHA, A. M. G. C.; GANDU, A. W. A Zona de Convergência do Atlântico Sul. **Revista Climanálise**, v.2, n.11, p.16, 1996.

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição.** 2002. 95f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – São José dos Campos, SP: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais., 2002.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. L. **Meteorologia descritiva.** São Paulo: Ed. Nobel, 374p, 1980.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte II: A Influência dos Ventos e TSM do Atlântico. **Tropical. Climatolise**, v.4, n.10, p.39-48, 1989.

VAREJÃO-SILVA, M. A. et al. **Atlas Climatológico do Estado da Paraíba.** Campina Grande: Universidade Federal da Paraíba, Núcleo de Meteorologia Aplicada, 132p, 1984.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia.** Brasília: INMET: Gráfica e Editora Pax, 532p, 2001.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações.** 2.ed. rev. ampl. -Viçosa, MG: Ed. UFV, 2012, 460p.

VILELA, R. J. Frentes, ciclones e anticiclones. **Ciência Hoje**, SPBC, v.4, n.24, p.47, 1986.

Sobre o livro

Projeto Gráfico e Editoração	Lediana Costa
Design da Capa	Erick Ferreira Cabral
Revisão Linguística	Elizete Amaral de Medeiros
Normalização	Jane Pompilo dos Santos
Impressão	Gráfica Universitária da UEPB
Formato	15 x 21 cm
Mancha Gráfica	10 x 16,5 cm
Tipologias utilizadas	Gandhi serif 10/15 pt
Papel	Apergaminhado 75g/m2 (miolo) e Cartão Supremo 250g/m2 (capa)

Este livro apresenta tópicos básicos de meteorologia e climatologia aplicados à Geografia e/ou outras ciências correlatas. Os primeiros capítulos descrevem e caracterizam a atmosfera primitiva e a atual, o tempo, clima, o aquecimento global, a variabilidade climática natural e as possíveis causas das mudanças climáticas, destacando-se os avanços da meteorologia até os dias atuais. Nos capítulos seguintes, constam de forma sequenciada os elementos meteorológicos que permitem analisar e caracterizar os distintos fenômenos da natureza e compreender as relações existentes entre si e as atividades socioambientais. Embora o título do livro explicita a Geografia, acredita-se que os conteúdos sejam inerentes não somente ao estudante de Geografia, mas aos de outras áreas afins e profissionais das áreas de ciências exatas e da natureza.