



EDUCAÇÃO A DISTÂNCIA

CLIMATOLOGIA

Magda Luzimar de Abreu

EDITORAufmg

CLIMATOLOGIA



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Reitor: Clélio Campolina Diniz

Vice-Reitora: Rocksane de Carvalho Norton

Pró-Reitoria de Graduação

Pró-Reitora: Antônia Vitória Soares Aranha

Pró-Reitor Adjunto: André Luiz dos Santos Cabral

Centro de Apoio à Educação a Distância

Diretor de Educação a Distância: Fernando Selmar Rocha Fidalgo

Coordenador da UAB/UFMG: Wagner José Corradi Barbosa

Coordenador Adjunto da UAB/UFMG: Hormindo Pereira de Souza Júnior

EDITORA UFMG

Diretor: Wander Melo Miranda

Vice-Diretor: Roberto Alexandre do Carmo Said

Conselho Editorial

Wander Melo Miranda (presidente)

Antônio Luiz Pinho Ribeiro

Flavio de Lemos Carsalade

Heloisa Maria Murgel Starling

Márcio Gomes Soares

Maria das Graças Santa Bárbara

Maria Helena Damasceno e Silva Megale

Roberto Alexandre do Carmo Said

MAGDA LUZIMAR DE ABREU

CLIMATOLOGIA

Belo Horizonte
Editora UFMG
2011

©2011, Magda Luzimar de Abreu

©2011, Editora UFMG

Este livro ou parte dele não pode ser reproduzido por qualquer meio sem autorização escrita do Editor.

A162c Abreu, Magda Luzimar de.
Climatologia / Magda Luzimar de Abreu. –
Belo Horizonte : Editora UFMG, 2011.
139 p. : il. – (Educação a Distância)

Inclui bibliografia.
ISBN: 978-85-7041-894-4

1. Climatologia. 2. Educação. I. Título. II. Série.

CDD: 551.6

CDU: 551.58

Elaborada pela DITI - Setor de Tratamento da Informação
Biblioteca Universitária da UFMG

Este livro recebeu apoio financeiro da Secretaria de Educação a Distância do MEC.

COORDENAÇÃO DE PRODUÇÃO DE TEXTOS DE GEOGRAFIA: Valéria Amorim do Carmo

COORDENAÇÃO EDITORIAL: Danivia Wolff

ASSISTÊNCIA EDITORIAL: Eliane Sousa e Euclídia Macedo

COORDENAÇÃO DE TEXTOS: Maria do Carmo Leite Ribeiro

PREPARAÇÃO DE TEXTOS: Nathalia Campos

REVISÃO DE PROVAS: Beatriz Trindade e Juliana Santos

COORDENAÇÃO GRÁFICA: Cássio Ribeiro

PROJETO GRÁFICO E CAPA: Eduardo Ferreira

FORMATAÇÃO: Heleno R F

PRODUÇÃO GRÁFICA: Diêgo Oliveira

EDITORA UFMG

Av. Antônio Carlos, 6.627 - Ala direita da Biblioteca Central - Térreo

Campus Pampulha - 31270-901 - Belo Horizonte - MG

Tel.: +55 (31) 3409-4650 - Fax: +55 (31) 3409-4768

www.editora.ufmg.br - editora@ufmg.br

PRÓ-REITORIA DE GRADUAÇÃO

Av. Antônio Carlos, 6.627 - Reitoria - 6º andar

Campus Pampulha - 31270-901 - Belo Horizonte - MG

Tel.: +55 (31) 3409-4054 - Fax: +55 (31) 3409-4060

www.ufmg.br - info@prograd.ufmg.br - educacaoadistancia@ufmg.br

Agradeço aos alunos da primeira oferta do curso de Geografia - UFMG/UAB, por contribuírem na motivação para finalizar este material.

Ao Ministério da Educação, através da CAPES/UAB, pela iniciativa de implantar a educação a distância no ensino superior brasileiro e pelo apoio financeiro à implantação e desenvolvimento do projeto pedagógico do curso de Geografia.

A Universidade Federal de Minas Gerais e ao seu Departamento de Geografia, particularmente às professoras Marly Nogueira e Vilma Lúcia Macagnam de Carvalho, por aceitarem o desafio da UAB, proporcionando-lhe condições para participar desta iniciativa.

À tutora da disciplina, Taíza de Pinho Barroso Lucas, pelas produtivas discussões não apenas sobre o conteúdo da disciplina, mas também sobre o nosso papel como educadoras e sobre o uso da informática no ensino.

A toda a equipe da UAB/UFMG, incluindo professores, tutores, técnicos administrativos do Centro de Apoio a Educação a Distância e estagiários (aqui lembrados na pessoa da aluna Aline Oliveira Conceição Gomes, por sua competência e dedicação ao trabalho).

Ao Instituto Nacional de Meteorologia, cujos dados disponibilizados através do convênio nº D05/081/2008, datado de 6 de novembro de 2008, e os disponibilizados no site do INMET permitiram ilustrar vários conceitos climáticos abordados na disciplina.

À minha família, por continuar a me amar, apesar da ausência em virtude das horas de dedicação ao desenvolvimento deste trabalho.

A autora

A Educação a Distância (EAD) é uma modalidade de ensino que busca promover inserção social pela disseminação de meios e processos de democratização do conhecimento. A meta é elevar os índices de escolaridade e oferecer uma educação de qualidade, disponibilizando uma formação inicial e/ou continuada, em particular a professores que não tiveram acesso a esse ensino.

Não se pode ignorar que é fundamental haver, sempre, plena conexão entre educação e aprendizagem. A modalidade a distância é um tipo de aprendizagem que, em especial na Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), já está concretizada como um ensino de qualidade. Hoje, a aprendizagem tornou-se, para todos os profissionais dessa universidade envolvidos no programa de Educação a Distância, sinônimo de esforço e dedicação de cada um.

Este livro visa desenvolver no curso a distância os mesmos conhecimentos proporcionados num curso presencial. Os alunos estudarão o material nele contido e muitos outros que lhes serão sugeridos em bibliografia complementar. É importante terem em vista que essas leituras são de extrema importância para, com muita dedicação, avançarem em seus estudos.

Cada volume da coletânea está dividido em aulas e cada uma delas trata de determinado tema, que é explorado de diferentes formas – textos, apresentações, reflexões e indagações teóricas, experimentações ou orientações para atividades a serem realizadas pelos alunos. Os objetivos propostos nas aulas indicam as competências e habilidades que os alunos, ao final da disciplina, deverão ter adquirido.

Os exercícios indicados ao final das aulas possibilitam aos alunos avaliarem sua aprendizagem e seu progresso em cada passo do curso. Espera-se, assim, que eles se tornem autônomos, responsáveis, críticos e decisivos, capazes, sobretudo, de desenvolver a própria capacidade intelectual. Os alunos não podem esquecer de que toda a equipe de professores e tutores responsáveis pelo curso estará, a distância ou presente nos polos, pronta a ajudá-los. Além disso, o estudo em grupo, a discussão e a troca de conhecimentos com os colegas serão, nessa modalidade de ensino, de grande importância ao longo do curso.

Agradeço aos autores e à equipe de produção pela competência e pelo empenho e tempo dedicados à preparação deste e dos demais livros dos cursos de EAD. Espero que cada um deles possa ser valioso para os alunos, pois tenho certeza de que vão contribuir muito para o sucesso profissional de todos eles, em seus respectivos cursos, e na educação em todo o país.

Ione Maria Ferreira de Oliveira

Coordenadora do Sistema Universidade Aberta do Brasil
(UAB/UFMG - jan. 2006 a abr. de 2010) / CAED - set. 2009 a abr. 2010)

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1	Máximas e mínimas amplitudes térmicas climatológicas diárias	48
Tabela 4.2	Exemplos de amplitude térmica diária no verão em dias secos e chuvosos.	49
Tabela 4.3	Cálculo da temperatura média diária - T_d	49
Tabela 4.4	Cálculo da temperatura média mensal (janeiro de 2009)	50
Tabela 4.5	Cálculo da temperatura média climatológica anual (1961-1990)	51
Tabela 4.6	Relação entre amplitude térmica anual e latitude	51
Tabela 6.1	Dados de T_u , T_s e D_p obtidos em experimento em Belo Horizonte - MG, no período entre 17 e 18 de outubro de 1997	86
Tabela 6.2	Cálculo da umidade relativa do ar a partir da relação entre depressão psicométrica e temperatura do bulbo úmido	86
Tabela 6.3	Valores de UR para os dados de T_u , T_s e D_p da Tabela 6.1	87
Tabela 9.1	Classes de intensidade de chuvas diárias	122

Figura 1.1	Ciclo hidrológico simplificado	23
Figura 1.2	Indicação de sites consultados nos estudos de climatologia no Brasil	25
Figura 2.1	Dependência da energia solar incidente no topo da atmosfera com a latitude.	30
Figura 2.2	Altura do sol e sua relação com a energia solar incidente à superfície ao longo do dia	31
Figura 2.3	Características e relações entre o sol e a Terra: periélio e afélio	32
Figura 2.4	Diagrama da inclinação da Terra com relação à superfície elíptica	32
Figura 2.5	Distribuição da energia solar em função da variação das áreas a serem iluminadas nos dois hemisférios: (a) menores áreas no hemisfério Norte; (b) menores áreas no hemisfério Sul.	33
Figura 2.6	Efeito do movimento de translação e da inclinação do planeta na distribuição temporal da radiação solar incidente: as estações do ano	34
Figura 3.1	Esquema da distribuição vertical dos principais componentes majoritários da atmosfera terrestre	40
Figura 3.2	Esquema dos efeitos da atmosfera na energia solar incidente no planeta	41
Figura 3.3	Esquema do efeito da atmosfera na liberação, para o espaço, de radiação terrestre	43
Figura 4.1	Esquema dos processos de aquecimento da baixa atmosfera pela energia terrestre: calor sensível	46

Figura 4.2	Diagrama da estrutura vertical da temperatura do ar na baixa atmosfera padrão	53
Figura 4.3	Isotermas distribuídas em dois ambientes: (a) carta sinótica e (b) ambiente interno.	55
Figura 4.4	Isotermas globais assumindo a Terra homogênea	56
Figura 4.5	Isotermas globais influenciadas por continentes e oceanos Valores de temperatura fictícios	57
Figura 5.1	Diagrama da definição de pressão atmosférica	61
Figura 5.2	Diagrama do barômetro proposto por Torricelli (1643)	62
Figura 5.3	Diagrama de centros de pressão	64
Figura 5.4	Diagrama da relação entre distribuição espacial de centros de pressão e a definição de ventos (a) centro de pressão (b) centro de baixa pressão	65
Figura 5.5	Diagrama da distribuição vertical dos ventos	66
Figura 5.6	Diagrama da representação da direção e sentido do vento	67
Figura 5.7	Desenho esquemático dos componentes de um anemômetro.	68
Figura 5.8	Desenho esquemático dos movimentos: (a) ascendente e (b) subsidente (subsistência)	69
Figura 5.9	Desenho esquemático dos movimentos: (a) ascendente e (b) subsidente (subsistência)	70
Figura 5.10	Desenho esquemático dos movimentos verticais e horizontais associados a centros de pressão à superfície: (a) ciclone e (b) anticiclone.	71
Figura 6.1	Esquema de aproveitamento da energia solar através da troca de calor entre a atmosfera e a superfície, em forma de calor latente.	74
Figura 6.2	Desenho esquemático do evaporímetro de piche	75

Figura 6.3	Gráfico 6.2, destacando a saturação do ar, alterando-se a quantidade de vapor de água e mantendo-se a temperatura do ambiente constante	78
Figura 6.4	Gráfico 6.2, destacando a saturação do ar por resfriamento até se atingir a temperatura do ponto de orvalho do ambiente constante	78
Figura 6.5	Gráfico 6.5, UR = 53%, temperatura do ar (T_a) = 15°C e umidade absoluta (UA) = 7,0 g/m ³	82
Figura 6.6	Gráfico 6.5, (a) UR = 80%, resfriando o ar a 10°C e mantendo a umidade absoluta constante; (b) UR = 100%, resfriando o ar a 5°C (temperatura do ponto de orvalho) e mantendo a umidade absoluta constante	83
Figura 6.7	Gráfico 6.5, (a) UR = 80%, aumento da umidade absoluta para 10 g/m ³ e mantendo a temperatura do ar constante; (b) UR = 100%, aumento da umidade absoluta para 13 g/m ³ e mantendo a temperatura do ar constante	84
Figura 6.8	Desenho esquemático do termo-higrômetro de leitura direta	85
Figura 6.9	Distribuição climatológica global, ilustrativa, das isolinhas de umidade relativa do ar à superfície	92
Figura 7.1	Condições associadas às formas de condensação à superfície	96
Figura 7.2	Condições associadas às formas de condensação acima da superfície	98
Figura 7.3	Estrutura da inversão térmica e sua associação com os movimentos verticais de anticiclones	99
Figura 7.4	Relação entre inversão térmica e nevoeiros	100
Figura 7.5	Relação entre inversão térmica e poluição atmosférica	101
Figura 7.6	Esquema da circulação direta, induzida termicamente	102
Figura 7.7	Esquema da circulação vale-montanha durante o dia	102
Figura 7.8	Esquema da circulação montanha-vale durante a noite	103

Figura 7.9	Esquema do nevoeiro de fundo de vale durante a noite	103
Figura 7.10	Esquema da ação da inversão térmica sobre o nevoeiro de fundo de vale (a) pela manhã (b) no final da manhã.	104
Figura 8.1	Perfis verticais da atmosfera ambiente e da parcela de ar em ascensão adiabática para (a) atmosfera instável; (b) atmosfera estável	109
Figura 8.2	Esquema do desenvolvimento de nuvens em uma atmosfera instável	110
Figura 8.3	Esquema do desenvolvimento de céu claro em uma atmosfera estável.	111
Figura 8.4	Esquema dos elementos da estrutura física das nuvens	112
Figura 8.5	Elementos da descrição de nuvens	112
Figura 8.6	Estrutura espaçotemporal dos sistemas frontais (a) característica da massa de ar; (b) formação da rampa frontal; (c) característica da frente fria; (d) característica da frente fria	115
Figura 8.7	Identificação de nuvens na imagem infravermelha do satélite meteorológico GOES-10, do dia 11/02/2009, às 18h TMG.	119
Figura 9.1	Diagrama do pluviômetro.	122
Figura 9.2	Imagem infravermelha do satélite meteorológico GOES-10 do dia 29/12/2008 às 20h TMG	125
Figura 9.3	Imagem infravermelha do satélite meteorológico GOES-10 do dia 17/09/2008, às 18h30min TMG	126
Figura 9.4	Imagem infravermelha do satélite meteorológico GOES-10 dos dias (a) 20/06/2008, à 1h TMG, (b) 22/06/2008, às 2h TMG e (c) 25/06/2008, às 6h TMG	128
Figura 9.5	Exemplo da interação entre topografia e chuvas convectivas na RMBH	130
Figura 9.6	Chuva acumulada mensal no verão (a) dezembro, e no inverno (b) julho.	131

Gráfico 2.1	Relação entre a máxima energia emitida e a temperatura de corpos semelhantes ao sol e à Terra	29
Gráfico 2.2	Distribuição mensal de energia incidente no topo da atmosfera ao longo das latitudes	35
Gráfico 3.1	Climatologia da radiação solar global incidente em Belo Horizonte - MG.	37
Gráfico 3.2	Composição média da atmosfera terrestre: principais componentes majoritários	38
Gráfico 3.3	Climatologia da insolação média mensal de Belo Horizonte - MG, comparada com a esperada para esta latitude no topo da atmosfera	42
Gráfico 3.4	Climatologia da perda de insolação média mensal de Belo Horizonte - MG, comparada com a nebulosidade	42
Gráfico 4.1	Exemplo de aplicação da estrutura vertical da temperatura do ar na baixa atmosfera em climas de montanha em Minas Gerais	54
Gráfico 4.2	Exemplo de diferença de médias de temperatura do ar entre as costas oeste e leste da América do Sul	58
Gráfico 5.1	Relação entre pressão atmosférica e altitude para cidades mineiras	63
Gráfico 5.2	Relação entre pressão atmosférica e temperatura do ar, médias mensais, na estação convencional de Belo Horizonte - MG	64
Gráfico 6.1	Distribuição espaçotemporal da umidade específica do ar global	76

Gráfico 6.2	Relação entre umidade absoluta e temperatura do ar, mostrando a curva de saturação do ar.	77
Gráfico 6.3	Relação horária entre umidade relativa e temperatura do ar para Belo Horizonte - MG, no dia 01/01/2009	80
Gráfico 6.4	Relação diária entre umidade relativa e temperatura do ar para Belo Horizonte - MG, no mês de jan. 2009	80
Gráfico 6.5	Relação entre umidade relativa, umidade absoluta, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho (T_o)	81
Gráfico 6.6	Exemplo de relação entre UR e D_p , a partir de experimento em Belo Horizonte - MG, no período entre 17 e 18 de out. 1997.	85
Gráfico 6.7	Relação entre umidade relativa e temperatura do ar, médias mensais para Belo Horizonte - MG.	87
Gráfico 6.8	Distribuição mensal climatológica da evaporação em Belo Horizonte - MG. Total anual acumulado de 1217 mm	88
Gráfico 6.9	Relação entre umidade relativa e temperatura do ar, médias mensais para Manaus - AM.	89
Gráfico 6.10	Distribuição mensal climatológica da evaporação em Manaus - AM. Total anual acumulado de 818 mm	90
Gráfico 6.11	Relação entre umidade relativa e temperatura do ar, médias mensais para Porto Alegre - RS	90
Gráfico 6.12	Distribuição mensal climatológica da evaporação em Porto Alegre - RS. Total anual acumulado de 983 mm.	91
Gráfico 8.1	Passagem de frente fria em Belo Horizonte - MG no período de 11 a 19 de set. 2008 (a) temperatura do ar e umidade (b) pressão atmosférica e radiação solar	117
Gráfico 8.2	Relação mensal da nebulosidade nas localidades de Belo Horizonte - MG e Aimorés - MG	118

Gráfico 9.1	Climatologia da chuva acumulada, mensal, para Belo Horizonte - MG	123
Gráfico 9.2	Chuva acumulada e temperatura do ar, horários, para o dia 29/12/2008, na estação automática Pampulha em Belo Horizonte - MG	124
Gráfico 9.3	Chuva acumulada e temperatura do ar, horários, para o dia 17/09/2008, na estação automática Pampulha em Belo Horizonte - MG	126
Gráfico 9.4	Chuva frontal acumulada, diária, para o período entre 19 e 26 de jun. 2008, registrada nas estações automáticas de Porto Alegre - RS, São Paulo - SP e Belo Horizonte - MG	128

Apresentação.	21
AULA 1 Introdução à climatologia	23
AULA 2 Radiação solar	27
AULA 3 Atmosfera terrestre.	37
3.1 Constituição da atmosfera terrestre	38
3.2 Estrutura vertical da atmosfera	40
3.3 A ação da atmosfera no balanço de energia planetária: energia solar incidente	41
AULA 4 Temperatura do ar	45
4.1 Definição de temperatura do ar	45
4.2 Medida da temperatura do ar	46
4.3 Tipos de temperaturas utilizadas em climatologia.	47
4.3.1 Temperatura máxima.	47
4.3.2 Temperatura mínima	47
4.3.3 Amplitude térmica diária.	48
4.3.4 Temperatura média	49
4.3.5 Amplitude térmica anual.	51
4.4 Distribuição vertical da temperatura do ar – a atmosfera padrão.	52
4.5 Distribuição horizontal da temperatura do ar à superfície.	54
AULA 5 Centros de pressão.	61
5.1 Definição da pressão atmosférica	61
5.2 Variação da pressão atmosférica.	63
5.3 Centros de pressão	64
5.4 O movimento do ar: ventos	65
5.5 Estrutura dos centros de pressão	68

AULA 6 Umidade do ar	73
6.1 A atmosfera úmida	73
6.2 Medida da umidade do ar	74
6.2.1 Temperatura do ar	76
6.2.2 Saturação do ar	77
6.2.3 Ventos	78
6.3 Umidade relativa	79
6.4 Relação temporal entre UR e Ta	80
6.5 Medida da UR do ar a partir de um psicômetro	84
6.6 Distribuição temporal da UR	87
6.7 Distribuição espaçotemporal da UR no globo e no Brasil	91
AULA 7 Formas de condensação	95
7.1 Condensação à superfície	95
7.1.1 Orvalho	95
7.1.2 Geadas	96
7.2 Condensação acima da superfície	97
7.2.1 Núcleos de condensação	97
7.2.2 Nevoeiro de radiação	98
7.2.3 Nevoeiro de advecção	98
7.2.4 Nevoeiro de regiões quentes	99
7.2.5 Inversões térmicas	99
7.3 Outros exemplos de nevoeiros	101
7.3.1 Circulação direta ou térmica	101
7.3.2 Nevoeiros de fundo de vale	102
7.3.3 Brisas	104
AULA 8 Nuvens	107
8.1 Processo adiabático	107
8.2 Estabilidade e instabilidade atmosférica	108
8.3 Nuvens	110
8.4 Céu claro	111
8.5 Tipos de nuvens	111

8.6	Sistemas frontais	114
8.7	Quantificação de nuvens	118
8.8	Identificação de nuvens em imagens de satélites	118
AULA 9	Precipitação	121
9.1	Definição de precipitação	121
9.2	Instrumentos de medida	121
9.3	Tipos de precipitação	124
9.3.1	Chuvas convectivas	124
9.3.2	Chuvas frontais	127
9.3.3	Chuvas orográficas ou topográficas	130
9.4	Principais características da distribuição espacial das chuvas no Brasil	131
	Referências	135
	Sobre a autora	139

Apresentação

Este texto apresenta o conteúdo desenvolvido na disciplina Climatologia do curso de Bacharelado em Geografia / Modalidade a Distância, o qual se estrutura a partir do programa da disciplina. Trata-se de um material de apoio didático, composto de textos e atividades a serem desenvolvidas pelos alunos, objetivando a fixação dos conhecimentos adquiridos.

Introdução à climatologia

Objetivos

Definir os conceitos de clima e tempo; apresentar as principais agências de meteorologia e climatologia do Brasil e a Organização Meteorológica Mundial.

Vivemos em um planeta que se diferencia dos demais no nosso sistema solar por conter água nos três estados da matéria: sólido (gelo), líquido (água) e gasoso (vapor d'água). Essa condição está presente no ciclo hidrológico, fundamental à sobrevivência humana (Figura 1.1).

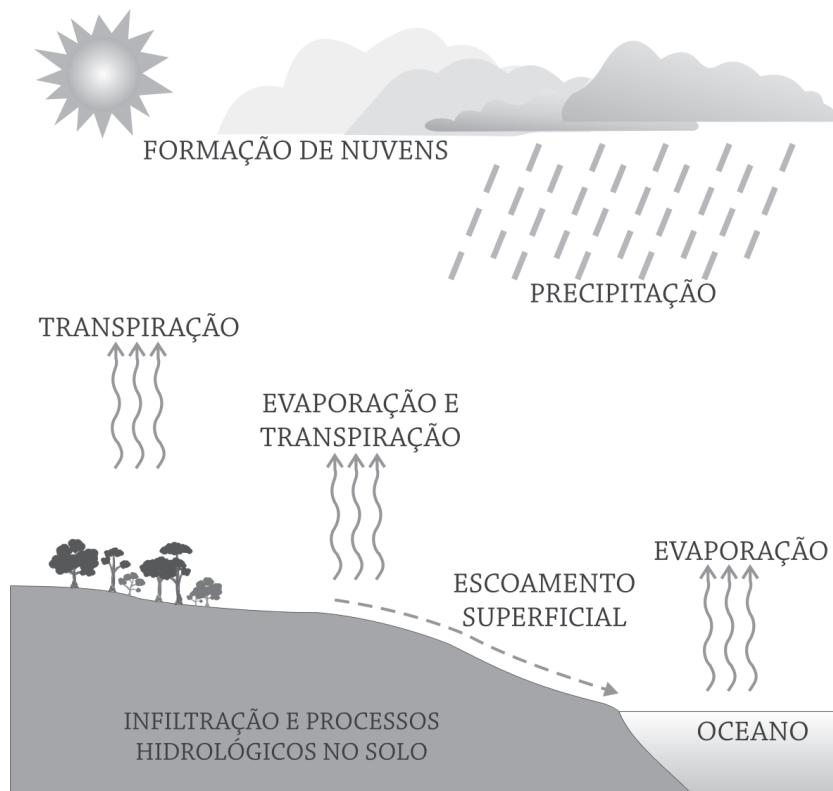


Figura 1.1 – Ciclo hidrológico simplificado.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Neste ciclo, observamos que a água sobre a superfície evapora das superfícies líquidas (que podem também ter sido formadas pelo degelo) ou transpiram da superfície continental (fotossíntese vegetal ou transpiração liberada pelos solos). O vapor d'água penetra na atmosfera e, resfriando, condensa-se, formando gotas de água, ou sublima, formando cristais de gelo. Ambas as formas de condensação se precipitam em direção à superfície, escoando ou infiltrando, o que realimenta o ciclo hidrológico.

O componente climático do ciclo hidrológico é o objeto de estudo deste conteúdo. O clima de uma região depende de variáveis que denominaremos elementos climáticos, dos quais destacaremos o sol, a Terra e a atmosfera. As variáveis que descrevem a atmosfera compreendem temperatura, umidade do ar, precipitação, pressão atmosférica e vento. O papel dos elementos climáticos e o comportamento das variáveis atmosféricas que definem o clima terrestre, particularmente o observado na região tropical, serão discutidos nos capítulos que se seguem.

As ciências que estudam a atmosfera são denominadas ciências atmosféricas ou meteorologia. A meteorologia estuda todos os aspectos da atmosfera e a sua previsibilidade, nas várias escalas espaciais e temporais. Fenômenos com escala temporal que varia de 1 a 10 dias e escalas espaciais, desde locais a até 10.000 km (escala sinótica), são conhecidos como fenômenos de tempo. O estudo dos fenômenos de tempo compreende o entendimento do estado da atmosfera em tempo real para uma dada região de interesse. Dentre esses fenômenos destacam-se a ação de massas de ar e de sistemas frontais, furacões, tornados, tempestades severas, entre outros.

Fenômenos de escalas temporais superiores a 30 dias, independentemente da escala espacial, constituem o interesse de uma área da meteorologia denominada climatologia. Esta área de estudo investiga o comportamento médio da atmosfera, o clima, sua variabilidade e previsibilidade. Dentre os fenômenos climáticos de interesse destacam-se o El Niño, Oscilação Sul – ENOS; efeitos das grandes cadeias montanhosas na formação de ciclones que sustentam sistemas frontais; paleoclimas; mudanças climáticas atuais, entre outros.

O estudo do clima é desenvolvido por meteorologistas, que se denominam climatologistas, e por geógrafos, que se denominam climatólogos. Ambos desenvolvem pesquisa climática em várias escalas temporais e espaciais. Dentre as linhas de pesquisa de interesse da geografia destacam-se: clima urbano, climatologia e variabilidade climática, incluindo estudos de mudanças climáticas, aplicações climáticas nos estudos relacionados ao uso da água, à geomorfologia climática, à biogeografia, clima e saúde, entre outros.

O profissional graduado em Meteorologia é denominado meteorologista. Entre as várias funções por ele desempenhadas está a

previsão do tempo. No Brasil, existem oito instituições que oferecem o curso de graduação em Meteorologia: Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), Universidade de São Paulo (USP), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Universidade Federal do Pará (UFPA), Universidade do Estado do Amazonas (UEA), Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Universidade Federal de Pelotas (UFP) (INEP, 2008) e duas instituições governamentais que monitoram o tempo e o clima e que geram suas previsões: o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Meteorologia do Ministério de Ciência e Tecnologia – CPTEC/INPE/MCT e o Instituto Nacional de Meteorologia do Ministério da Agricultura e Pecuária – INMET/MAPA. O INMET é o órgão responsável pelo monitoramento e previsão do tempo, e a ele também compete instalar e administrar a rede de coleta de dados meteorológicos, de superfície e de altitude, no Brasil. Outros órgãos de meteorologia de interesse são administrados pela Marinha do Brasil e pela Força Aérea Brasileira.

A Organização Meteorológica Mundial (OMM) congrega vários países signatários, dentre os quais o Brasil, comprometidos com o entendimento do comportamento e da previsibilidade da atmosfera. Os dados coletados nas diversas estações meteorológicas do globo são transmitidos para a OMM e redistribuídos para todos os países. Esses dados são utilizados para os estudos climáticos e para as previsões de tempo (Figura 1.2).



www.cptec.inpe.br



www.inmet.gov.br



www.simge.mg.gov.br



www.dhn.mar.mil.br/chm/meteo/inst/index.htm



www.wmo.ch

Figura 1.2 – Indicação de sites consultados nos estudos de climatologia e meteorologia no Brasil e no mundo.

Autoavaliação

1. Defina: tempo, clima, climatologia e meteorologia.
2. Pesquise e faça um texto de três páginas sobre a evolução do estudo da climatologia no Brasil nos últimos 50 anos.
3. Visite os sites: <www.cptec.inpe.br>, <www.inmet.gov.br> e <www.wmo.ch> e construa uma tabela em uma única planilha no Excel com as seguintes informações para cada organização:
 - a. Quando elas foram criadas?
 - b. Onde se localizam?
 - c. Quais são os seus objetivos?
 - d. Cite cinco atividades que elas desenvolvem.
 - e. Cite dois grupos de público-alvo às quais elas se propõem servir.

AULA 2

Radiação solar

Objetivos

Definir radiação solar; discutir sua importância para a atmosfera terrestre; apresentar os padrões de distribuição espacotemporal da radiação solar no Brasil.

O sol é a fonte da vida na Terra e o principal elemento do clima. Ele é responsável pelo aquecimento do sistema Terra-atmosfera e emite energia das suas camadas gasosas externas.

Para efeito de estudo de radiação, o sol e a Terra podem ser considerados como corpos negros. O corpo negro pode ser definido, de forma simplificada, como aquele que absorve toda energia que nele incide e emite radiação proporcionalmente à quarta potência de sua temperatura, conforme a Lei de Stefan-Boltzman, expressa matematicamente pela Equação 2.1:

$$F = \sigma 4 \pi R^2 T^4$$

Equação 2.1 - Em que F é a energia total emitida por uma esfera, $\sigma = 8,17 \times 10^{-11} \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzman, $\pi = 3,1416$ e T é a temperatura do corpo emissor em K (grau Kelvin).

Dessa forma, quanto mais quente um corpo, maior a quantidade de energia por ele emitida. O sol tem temperatura média de 5.500°C ou 5.800°K e emite energia total equivalente a $3,9 \times 10^{26} \text{ W}$. A Terra tem temperatura média de 15°C ou 288°K e emite $1,9 \times 10^{17} \text{ W}$.

Outra propriedade destes corpos é que eles emitem energia em vários comprimentos de onda, λ (distância entre dois máximos de uma onda, ou seja, duas cristas ou dois cavados) e consequentemente várias frequências, ν (quantidade de máximos de uma onda que passa por um ponto em um segundo, $\nu = 1/t$, t é o tempo gasto em segundos). Como essa energia depende da temperatura, o máximo comprimento de onda, associado à máxima emissão de

energia, está relacionado à temperatura média do corpo, neste caso, sendo inversamente proporcional à temperatura. Isso é conhecido como a Lei de Wien, e é expressa matematicamente pela Equação 2.2:

$$\lambda_{\text{máx}} = b / T$$

Equação 2.2 - Em que $\lambda_{\text{máx}}$ é o máximo comprimento de onda associado à máxima energia emitida, $b = 2.897$, $\mu\text{m K}$ é a constante de deslocamento de Wien e T é a temperatura do corpo dada em K.

A velocidade de propagação de uma onda é definida pela Equação 2.3:

$$v = \lambda / t = \lambda \nu$$

A velocidade da radiação eletromagnética, ou luz, no vácuo, é $c = 3 \times 10^5$ km/s.

Assim, pode-se expressar a relação entre c e ν pela Equação 2.4:

$$\nu = c / \lambda \quad \text{ou} \quad \lambda = c / \nu$$

A emissão de energia de um corpo pode ser relacionada com o comprimento de onda por ele emitido através da Lei de Planck, como se verifica nas equações 2.5 (completa) e 2.6 (simplificada):

$$E_{\lambda} = \frac{2 \pi h c^2}{\lambda^5 \left(\frac{h c}{e k \lambda T} - 1 \right)}$$

Equação 2.5 - Em que λ é o comprimento de onda, $h = 6,6262 \times 10^{-34}$, Js é a constante de Planck, $c = 300.000$ km/s é a velocidade da luz no vácuo, $k = 1,38 \times 10^{-23}$, J K⁻¹ é a constante de Boltzman e T é a temperatura do corpo dada em K.

Veja-se descrição das variáveis na Equação 2.6:

$$E_{\lambda} = \frac{h c}{\lambda}$$

Tais leis, expressas pelas equações acima, permitem concluir que, em razão da alta temperatura do sol, embora ele emita em vários comprimentos de onda, sua máxima emissão de energia predomina em baixos comprimentos de onda, $\lambda_{\text{máx}}$ de 0,5 μm , por isso, a radiação solar é chamada radiação de onda curta. O Gráfico 2.1 representa a emissão de corpos com temperaturas médias próximas à da Terra e à do sol. Observa-se que a Terra, ao contrário do sol, emite máxima energia em altos comprimentos de onda e por isso a radiação emitida pelo planeta é conhecida como radiação de onda longa.

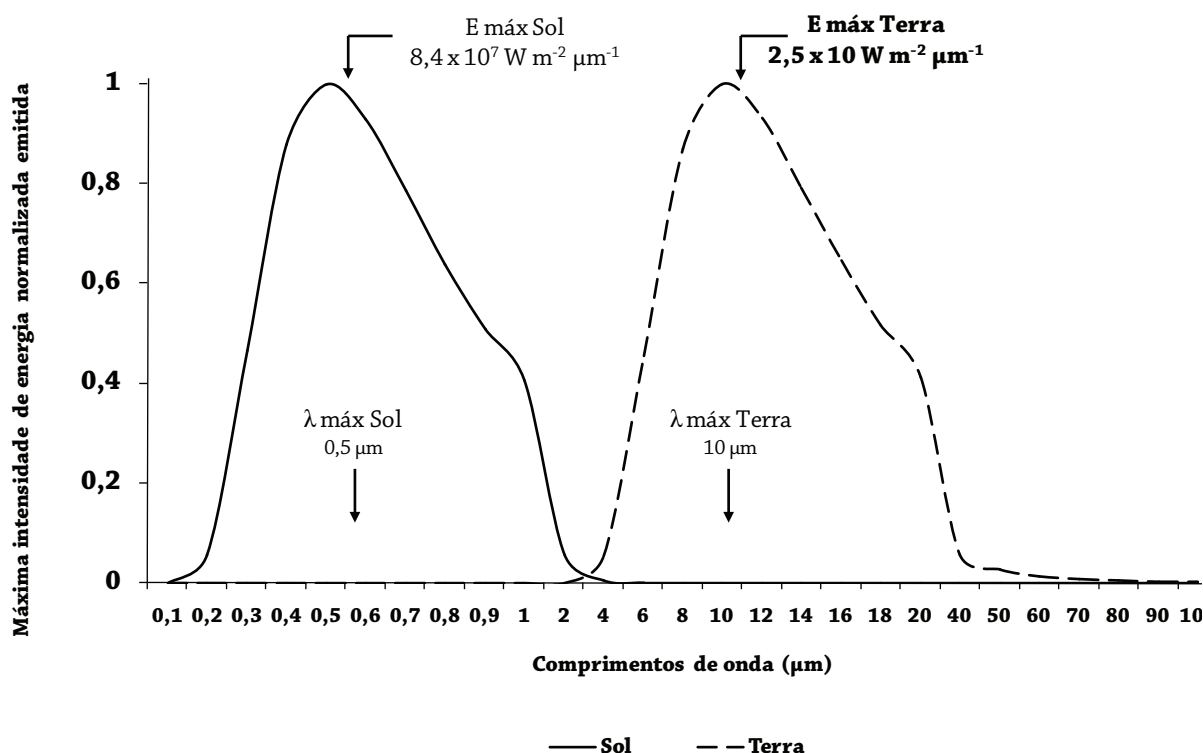


Gráfico 2.1 – Relação entre a máxima energia emitida e a temperatura de corpos semelhantes ao sol e à Terra.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

A energia emitida pelo sol viaja uma distância de aproximadamente $1,496 \times 10^{13}$ cm até atingir as camadas externas da Terra. Como a energia emitida por um corpo decresce com o quadrado da distância percorrida, a radiação solar que atinge, perpendicularmente, uma superfície plana idealizada, tangente ao planeta, tem valor equivalente a 1389 Wm^{-2} e recebe a denominação de constante solar (S).

A constante solar é calculada assumindo que o sol compõe uma esfera de raio igual à sua distância da Terra. Matematicamente, ela é expressa pela Equação 2.7:

$$S = F / (4\pi D^2)$$

Equação 2.7 – Em que $F = 3,9 \times 10^{26}$ W, energia emitida pelo sol, e $D = 1,496 \times 10^{13}$ cm, distância entre o sol e a Terra.

É importante compreender que, embora chamada constante solar, esta energia sofre alteração em razão das variações da emissão de energia pelo sol. Estas variações ocorrem em escalas de tempo muito longas e para o objetivo desta disciplina podem ser consideradas desprezíveis.

Ao atingir a Terra, a energia solar é distribuída de forma diferenciada no topo do planeta. Uma razão para isso é o fato de o planeta ter uma forma esferoide. Esta forma impõe áreas de iluminação

diferentes entre os círculos de latitude. Em torno da Linha do Equador, onde a curvatura do esferoide é menor, a área iluminada pelo sol é mínima. Ao afastar-se do Equador geográfico, a área a ser iluminada pelo sol aumenta com o aumento das latitudes. A diferença entre as áreas resulta em diferenças na energia solar incidente e, uma vez considerado que esta é inversamente proporcional à área a ser iluminada, pode ser expressa matematicamente pela Equação 2.8:

$$E = S / A$$

Equação 2.8 – Em que E é a energia solar incidente no topo da atmosfera, S é a constante solar e A é a área a ser iluminada no esferoide terrestre.

Considerando a fonte de energia constante (como é o caso da energia solar na escala temporal aqui estudada), quanto maior a área a ser iluminada, menor a energia solar incidente no topo do planeta, e vice-versa. Assim, a forma esferoide da Terra faz com que o planeta receba maior energia no Equador terrestre e sua vizinhança, e menor energia à medida que se afasta do Equador (Figura 2.1).

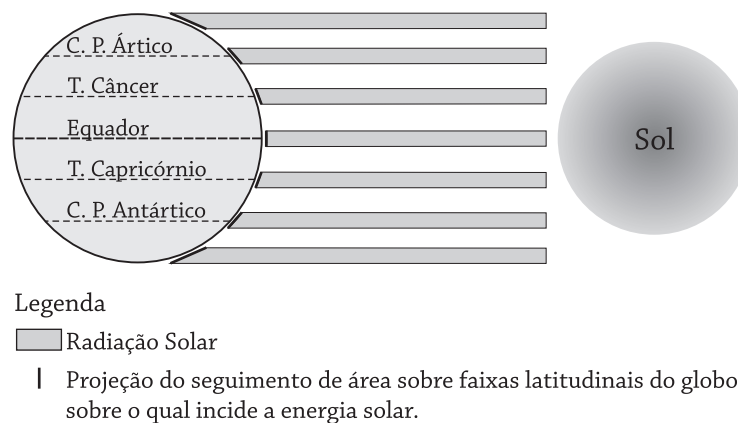


Figura 2.1 – Dependência da energia solar incidente no topo da atmosfera com a latitude.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Efeito semelhante justifica a diferença entre a energia recebida e a superfície ao longo do dia. Ao nascer, em razão da esfericidade do planeta que gira de oeste para leste, o sol está aproximadamente paralelo à superfície terrestre, criando uma área muito grande a ser iluminada (Figura 2.2). Ao meio-dia, o sol está no meio do céu (zênite), iluminando a menor área à superfície. A posição dele no ocaso cria situação semelhante ao do nascer. Suas posições ao longo do dia são chamadas de alturas do sol, que dependem da latitude da localidade e da estação do ano, e definem a duração do dia em horas (insolação).

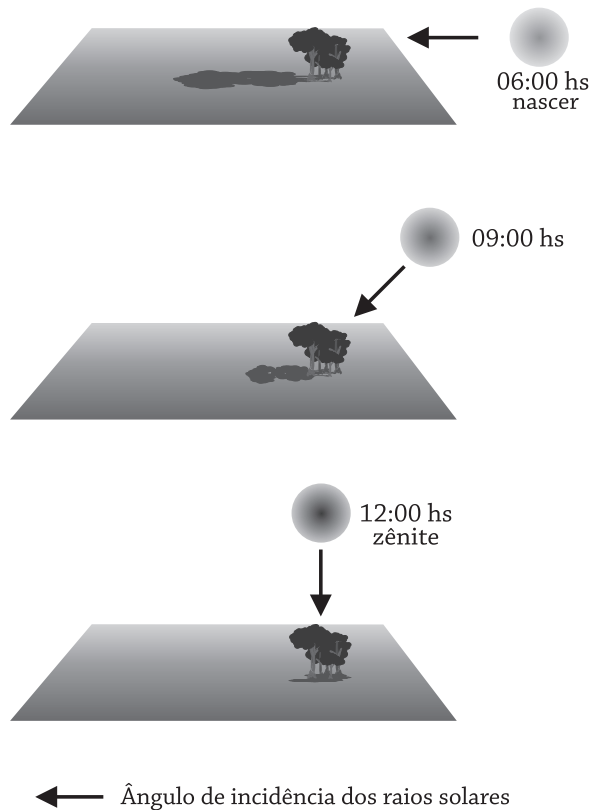


Figura 2.2 – Altura do sol e sua relação com a energia solar incidente à superfície ao longo do dia.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

A energia solar incidente também varia em razão da trajetória do planeta ao longo do plano da elíptica, conhecida como movimento de translação do planeta em torno do sol (Figura 2.3). A elíptica é definida como uma superfície imaginária, em forma de elipse, que define a trajetória do planeta Terra em torno do sol, que ocupa um dos seus eixos. A translação da Terra na elíptica completa um ciclo em torno do sol ao longo de um ano terrestre e define distâncias diferentes entre o planeta e o sol neste período de tempo. Quando o planeta atravessa a menor distância da elipse, duas situações são observadas: 1. Registra-se a menor distância entre o sol e a Terra (periélio), o que resulta em 7% a mais de energia solar incidente no topo do planeta durante o mês de janeiro, quando comparada com a recebida em julho, época em que a distância percorrida pelo planeta na elipse é a maior (afélio); 2. É verão no hemisfério Sul e inverno no hemisfério Norte.

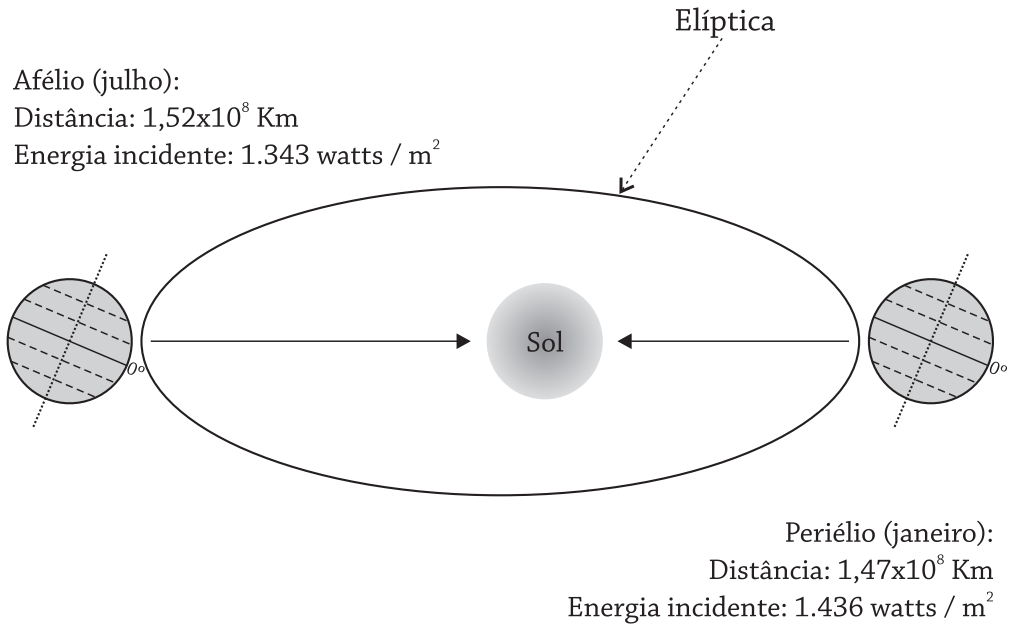


Figura 2.3 – Características e relações entre o sol e a Terra: periélio e afélio.
 Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Definindo-se outra superfície imaginária que corta o Equador terrestre e um eixo perpendicular a esta superfície, que corta o planeta no sentido norte-sul, entre os dois polos, verifica-se que a superfície e, conseqüentemente, o eixo imaginário, são inclinados com relação à elíptica, ou seja, à própria órbita do planeta, aproximadamente $23,5^\circ$ (Figura 2.4).

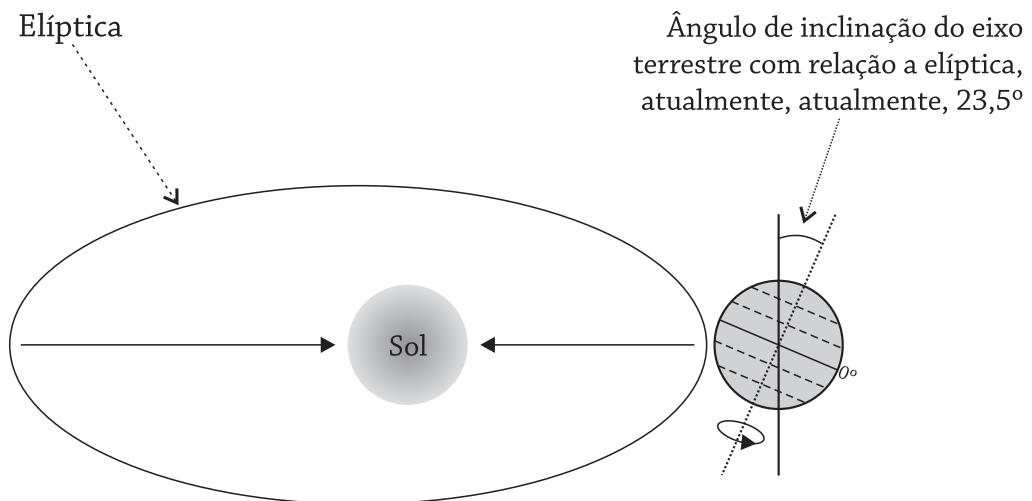
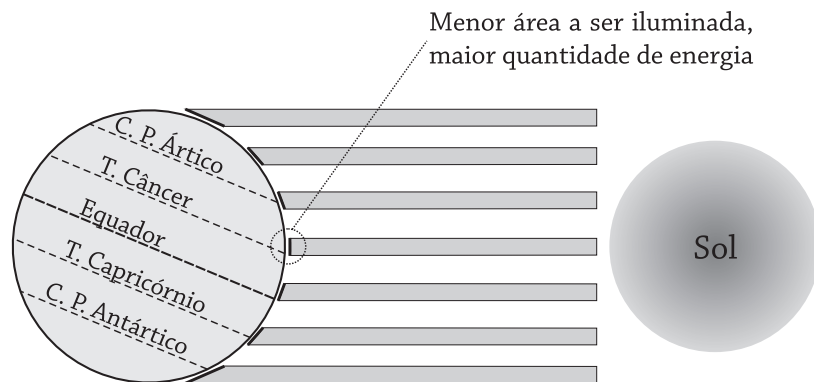


Figura 2.4 – Diagrama da inclinação da Terra com relação à superfície elíptica.
 Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

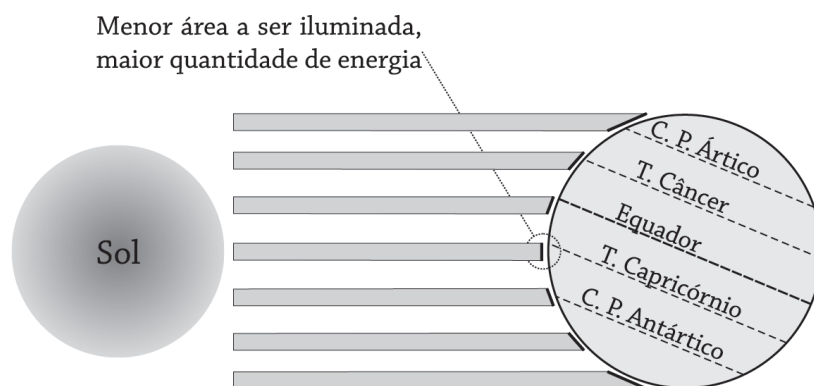
Novamente considerando a fonte de energia constante, a inclinação do planeta modifica a posição das áreas a serem iluminadas. Esta posição varia entre os hemisférios. No hemisfério Norte/Sul,

a menor área a ser iluminada é em torno da latitude de $23,5^\circ$ N/S (Trópico de Câncer/Capricórnio), definindo maior quantidade de energia solar incidente no topo do planeta nessas latitudes e menor no Equador (Figuras 2.5a e b).

(a)



(b)



Legenda

■ Radiação Solar

| Projeção do seguimento de área sobre faixas latitudinais do globo sobre o qual incide a energia solar.

Figura 2.5 – Distribuição da energia solar em função da variação das áreas a serem iluminadas nos dois hemisférios: (a) menores áreas no hemisfério Norte; (b) menores áreas no hemisfério Sul. Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

A combinação entre o movimento de translação em torno da elipse e a inclinação do planeta em relação à eclíptica determina a distribuição espacial e temporal da energia solar incidente no topo da atmosfera terrestre. Esta distribuição define as estações do ano.

No verão (solstício), cada hemisfério recebe mais energia do que no inverno, registrando a maior quantidade de energia nas latitudes tropicais de verão. Nos solstícios, o Equador recebe as menores quantidades de energia anual. Nos equinócios (outono e primavera), o planeta se encontra em uma posição da eclíptica na qual a inclinação não interfere na variação da distribuição solar incidente, o que resulta em igual distribuição de energia nos dois hemisférios, respeitada a variação latitudinal. Vista da Terra, esta variação define o movimento aparente do sol, no céu, ao longo do ano. Assim, o hemisfério Sul/Norte é mais/menos iluminado quando o sol aparentemente se encontra no hemisfério Sul/Norte (verão/inverno), e vice-versa. O Equador é mais iluminado quando o sol se desloca, aparentemente, entre os dois hemisférios (primavera e outono). Independentemente da estação do ano, as regiões polares recebem as menores quantidades de insolação. As estações do ano são ilustradas na Figura 2.6.

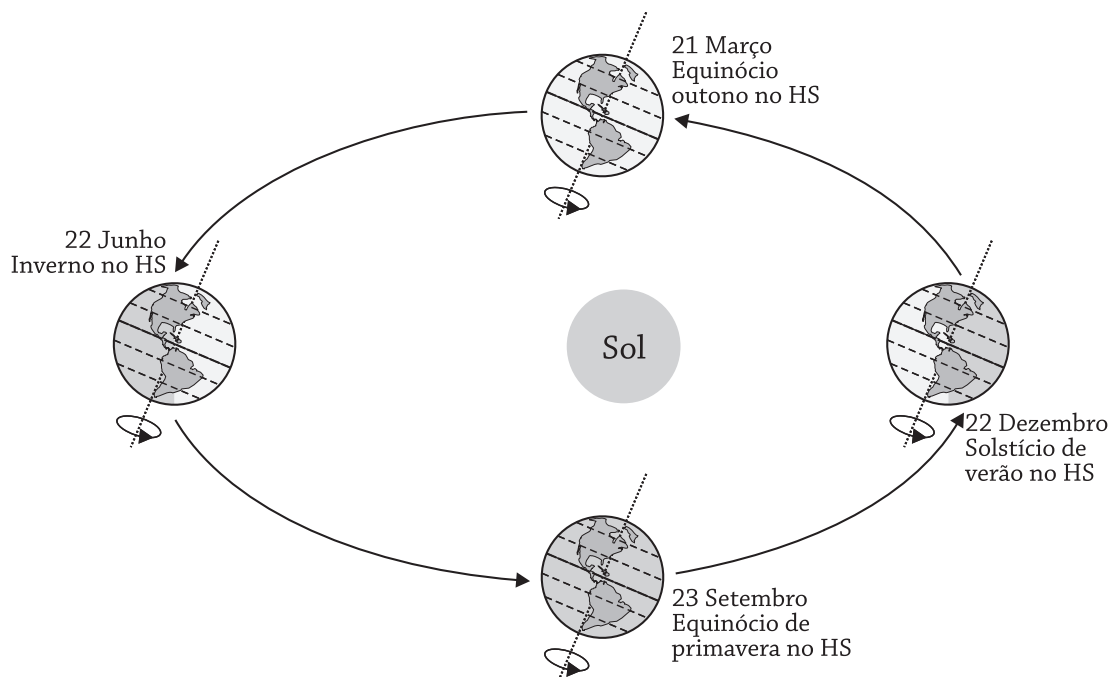


Figura 2.6 – Efeito do movimento de translação e da inclinação do planeta na distribuição temporal da radiação solar incidente: as estações do ano.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

O Gráfico 2.2 mostra quantitativamente tal efeito. A maior quantidade diária de energia recebida no topo da atmosfera no hemisfério Sul ocorre nos meses de verão (dezembro e janeiro) e decresce ao longo do ano, alcançando menores valores nos meses de inverno (junho e julho), nas latitudes afastadas do Equador, definindo um máximo e um mínimo de energia ao longo do ano em cada latitude. Por outro lado, ao longo do Equador observam-se dois máximos (equinócios) e dois mínimos (solstícios) de energia.

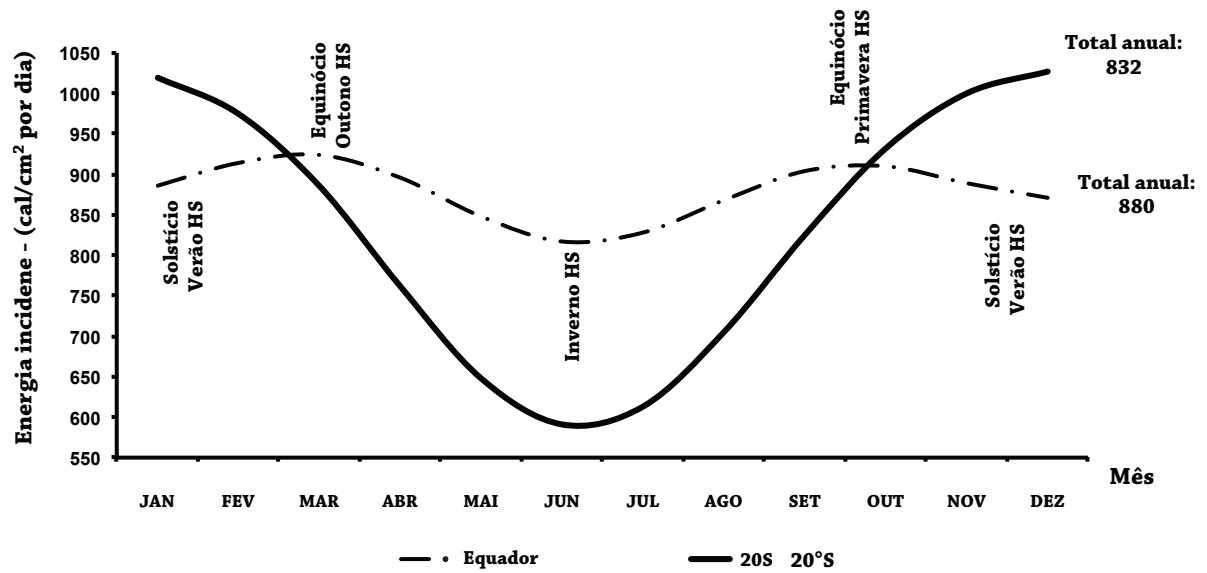


Gráfico 2.2 – Distribuição mensal de energia incidente no topo da atmosfera ao longo das latitudes.
 Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

Autoavaliação

1. Defina constante solar.
2. Descreva as características das radiações emitidas pelo sol, Terra e atmosfera.
3. Pesquise e explique o que são: movimentos de rotação e translação terrestre e o que significa a inclinação do eixo terrestre.
4. Explique como a latitude e a altura do sol, no céu, influenciam a distribuição espacial e temporal da radiação solar no topo da atmosfera.
5. Explique por que são observados números de máximos e mínimos diferentes entre o Equador e as demais latitudes.
6. Acesse o site do INMET e busque três estações automáticas que representem as regiões Sul, Sudeste e Norte do Brasil. Construa uma tabela com os dados de radiação horária para cada estação escolhida, no dia do acesso. Compare o comportamento das três curvas. Aponte e explique uma diferença e uma semelhança entre as curvas. Discuta seus resultados com seus colegas. Você pode utilizar como recurso o fórum do *moodle* para fazer esta discussão. Peça à tutora para abrir um fórum de discussão para este exercício.

AULA 3

Atmosfera terrestre

Objetivos

Definir atmosfera terrestre; discutir a importância da atmosfera terrestre no aproveitamento da energia solar que atinge a superfície terrestre; apresentar os principais componentes atmosféricos e seu papel no clima terrestre; definir efeito estufa planetário.

A radiação solar incidente à superfície é medida pelo piranômetro, que mede a radiação solar global ou difusa, em Wm^{-2} . Radiação solar global ou difusa é aquela que alcança a superfície do planeta após atravessar a atmosfera. Observa-se que o valor da radiação global difusa difere da calculada no topo da atmosfera, na mesma posição do instrumento de medida. O Gráfico 3.1 apresenta a comparação entre radiação solar global incidente, à superfície, em Belo Horizonte, ao longo do ano, e a calculada no topo da atmosfera na latitude de 20°S , representando a capital mineira.

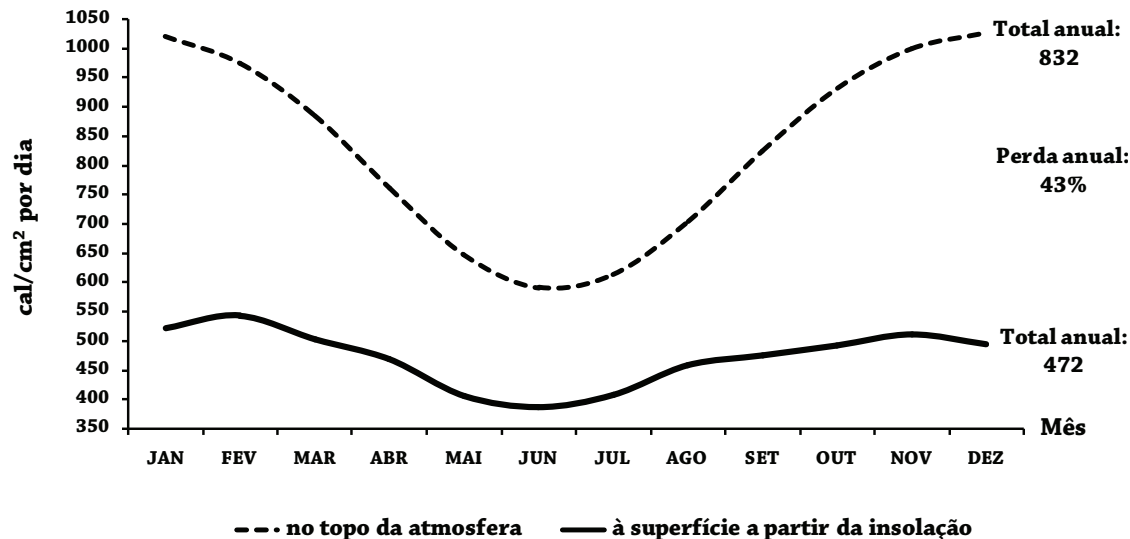


Gráfico 3.1 – Climatologia da radiação solar global incidente em Belo Horizonte - MG
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

Saiba mais!!!

Pesquise sobre o piranômetro. O site do INMET apresenta uma foto deste instrumento.

Conclui-se que a radiação solar incidente no planeta sofre a influência da atmosfera terrestre ao longo do seu percurso até a superfície. Dessa forma, sua quantidade depende da composição da atmosfera local.

3.1 CONSTITUIÇÃO DA ATMOSFERA TERRESTRE

A atmosfera é um fluido composto de gases cujos movimentos obedecem às leis físicas, que ditam a dinâmica dos fluidos num planeta em rotação. A sucessão dos fenômenos de tempo e, conseqüentemente, do clima são a resposta dinâmica da atmosfera às várias forças que determinam seu movimento sobre o planeta.

A densidade média da atmosfera terrestre à superfície é de aproximadamente $1,2 \text{ kg/m}^3$ e decai a $0,7 \text{ kg/m}^3$, a 5 km de altura. Apesar disso, os gases minoritários e leves não estão altamente concentrados no topo da atmosfera. Movimentos atmosféricos, incluindo turbulência, mantêm a mistura de gases de forma homogênea.

A composição da atmosfera é um dos elementos fundamentais para se entender o clima. Três gases constituem a maior parte percentual do volume da atmosfera (Gráfico 3.2): nitrogênio, N_2 (78%), oxigênio, O_2 (21%) e argônio, Ar (0,9%). Estes gases e também o neônio (Ne), o hélio (He), o criptônio (Kr) e o xenônio (Xe), que contribuem com volumes da ordem de 10^{-3} a $10^{-4} \%$, permanecem na atmosfera por tempo superior a 10^6 anos e são considerados os gases constantes da atmosfera. Nenhum deles são elementos que atuam diretamente nos fenômenos de tempo e clima, mas pode-se destacar a importância do oxigênio para a sobrevivência humana.

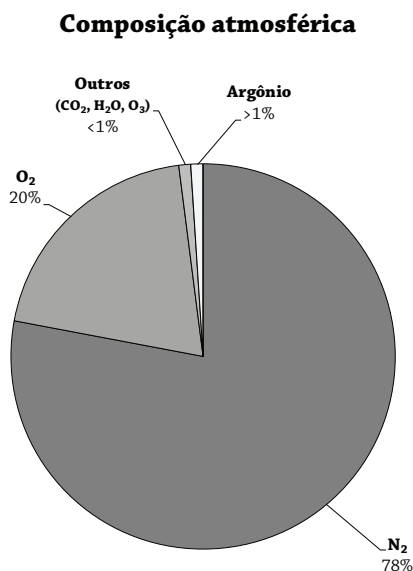


Gráfico 3.2 – Composição média da atmosfera terrestre: principais componentes majoritários. Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

Alguns gases têm maior variabilidade com o tempo. Embora estes gases constituam pequenos percentuais do volume do ar (Gráfico 3.2), sua participação nos fenômenos de tempo e clima é de grande importância. Destacamos o dióxido de carbono – CO_2 , o vapor d'água – H_2O , e de forma menos direta, o ozônio – O_3 .

Além de ser importante para a sobrevivência dos seres vivos, sendo exalado pelo ser humano e absorvido pela vegetação, o CO_2 exerce papel fundamental na constituição do clima terrestre. Sua concentração é altamente variável, dependendo de suas fontes e sumidouros. Em média, ele representa 0,03% do volume da baixa atmosfera seca. Suas principais fontes para a atmosfera são: organismos vivos na superfície e nos oceanos. A decomposição de elementos orgânicos no solo e a queima de combustíveis fósseis são fontes secundárias de dióxido de carbono. As principais formas de consumo de dióxido de carbono (promovendo assim o equilíbrio deste constituinte) são: a fotossíntese, que remove 3% da produção anual do gás, e a formação de conchas e esqueletos de animais marinhos nos oceanos.

O ozônio estratosférico é considerado o filtro natural do planeta para a intensa radiação solar que nele incide, particularmente nos comprimentos de onda entre 0,29 e 0,32 μm . Apesar de importante, o ozônio representa apenas 0,00006% do volume da atmosfera seca e ocuparia, se aglomerado, apenas 3 mm dos 8 km da troposfera. Variações do ozônio estão associadas às variações da radiação solar. O ozônio é instável e consumido na baixa atmosfera, onde, combinando-se com outros átomos de oxigênio, produz novas moléculas do mesmo gás.

A formação do ozônio é complexa. Os átomos de oxigênio são liberados a partir da quebra do O_2 pela radiação solar na alta estratosfera tropical, em torno de 50 km. Os átomos livres são transportados do Equador em direção a latitudes médias, para altitudes entre 30 e 60 km, onde o ozônio é formado, e sua maior concentração é observada em torno de 30 km, na baixa estratosfera, na região tropical para onde ele é transportado. Nesta altitude, ele também é destruído, em razão da alta incidência de radiação solar ultravioleta.

Nas regiões polares, observa-se a formação de centros de baixa pressão com ar extremamente frio, na baixa estratosfera, denominados vórtices ciclônicos estacionários. Estes vórtices aceleram a destruição do ozônio, principalmente na primavera. Na Antártica, é observada a maior perda deste ozônio, originando o chamado “buraco na camada de ozônio”. Nas últimas décadas, verificou-se uma intensificação deste buraco.

Atualmente, observa-se a produção de ozônio derivada de gases produzidos pela ação antrópica. Este é denominado ozônio troposférico e, ao contrário do estratosférico, é altamente prejudicial à saúde humana, afetando principalmente os pulmões.

O vapor d'água é um elemento secundário da composição da atmosfera, altamente variável. Ele varia de 0,02% do volume atmosférico em regiões secas a quase 5% deste volume na região equatorial, no verão. Sua maior concentração está próxima à superfície, sendo praticamente desprezível acima de 10 km. Sua fonte de produção para a atmosfera é a evaporação das superfícies líquidas e a evapotranspiração das superfícies vegetadas. Graças ao vapor d'água, observamos no planeta a presença de nuvens e das diversas formas de precipitação e condensação à superfície.

Além dos componentes gasosos, a atmosfera é composta por nuvens, gotas de água em suspensão e por elementos sólidos como aerossóis, que se constituem de poeira em suspensão, fumaça, matéria orgânica e sal marinho.

3.2 ESTRUTURA VERTICAL DA ATMOSFERA

Pode-se dividir, didaticamente, a atmosfera em camadas distintas (Figura 3.1). A primeira é a troposfera, onde se concentra mais de 80% da massa atmosférica. Nesta camada encontram-se as maiores concentrações de nitrogênio, oxigênio, vapor d'água e dióxido de carbono, as nuvens e os aerossóis, e ainda observamos a maior parte dos fenômenos associados ao tempo e ao clima. A segunda camada é a estratosfera, onde se origina e se concentra a maior quantidade de ozônio terrestre. As camadas superiores são divididas de várias formas diferentes por diversos autores, mas destacaremos a mesosfera, onde se concentram átomos de oxigênio, e a ionosfera, onde a atmosfera é composta principalmente de íons (elétrons livres). Esta estrutura será novamente abordada no tema “Temperatura do ar” (Aula 4).

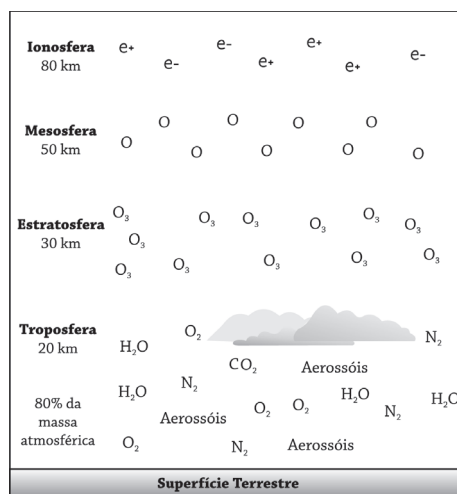


Figura 3.1 – Esquema da distribuição vertical dos principais componentes majoritários da atmosfera terrestre.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

3.3 A AÇÃO DA ATMOSFERA NO BALANÇO DE ENERGIA PLANETÁRIA: ENERGIA SOLAR INCIDENTE

A composição da atmosfera afeta a quantidade de energia solar que chega à superfície terrestre. Seus componentes refletem (absorvem) vários comprimentos de onda da radiação solar, totalizando, em média, 23% (3%) para as nuvens, e 4% (21%) para os demais componentes atmosféricos (Figura 3.2).

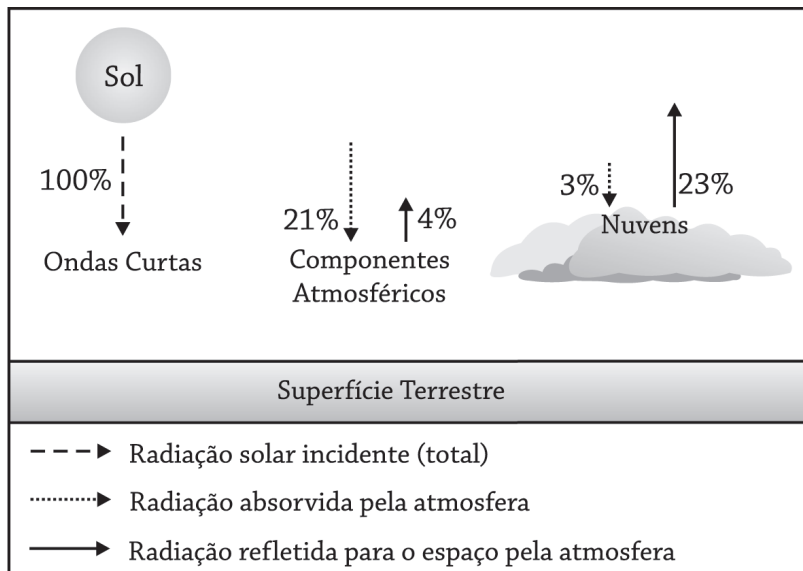


Figura 3.2 – Esquema dos efeitos da atmosfera na energia solar incidente no planeta.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Uma maneira de avaliar esse papel da atmosfera é por meio da medida da insolação, que representa o número de horas de brilho solar diário. O instrumento que mede a insolação é o heliógrafo. Ele funciona com uma lente que concentra os raios solares sobre uma folha de carbono, graduada em horas. Quanto maior a insolação, maior a área do carbono queimada, indicando maior número de horas de brilho solar (n). O valor medido no heliógrafo permite calcular a quantidade de radiação solar global (ver Aula 2) à superfície através da Equação 3.1.

$$R_g = R_o (a + b n/N)$$

Equação 3.1 - Em que R_g é a radiação solar global; R_o , radiação solar no topo da atmosfera; n , insolação diária medida pelo heliógrafo; N , média diária do número de horas de brilho solar, esperado no 15º dia de um dado mês e para uma dada latitude, no topo da atmosfera. As constantes a e b são definidas através de experimentos.

Saiba mais!!!

Pesquise sobre o heliógrafo.
O site do INMET apresenta
uma foto deste instrumento.

O Gráfico 3.3 mostra o número médio mensal, em horas, da insolação esperada no topo da atmosfera (N) e da registrada no heliógrafo (n) para Belo Horizonte. As duas curvas estão separadas e N tem os maiores valores ao longo de todo o ano. Isso indica a presença da atmosfera, que impede que o total da radiação solar incidente atinja a superfície. Os menores valores são registrados nos meses de verão. Embora nesta estação do ano a duração do dia seja maior, a insolação depende também das características climáticas da localidade.

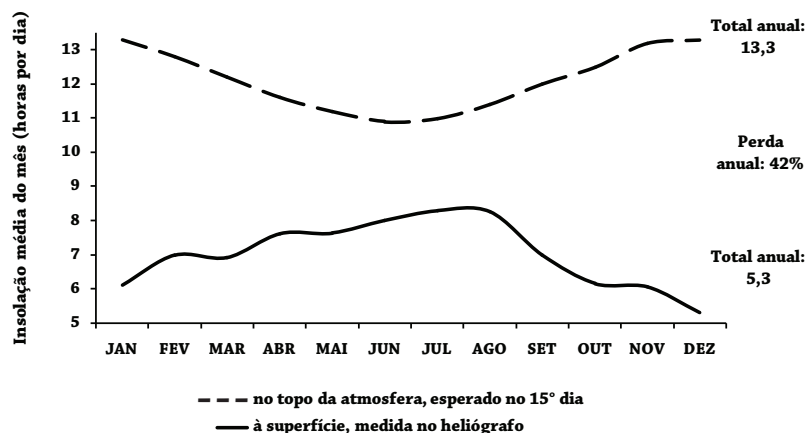


Gráfico 3.3 – Climatologia da insolação média mensal de Belo Horizonte - MG, comparada com a esperada para esta latitude no topo da atmosfera.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

Para Belo Horizonte, na região tropical, a presença de nuvens nessa época do ano (verão), que é a estação chuvosa, bloqueia a incidência de energia solar à superfície, como mostrado no Gráfico 3.4. Por outro lado, no inverno, o céu permanece claro (azul) a maior parte do tempo, indicando grande transparência da atmosfera para a energia solar, em razão da ausência de nebulosidade.

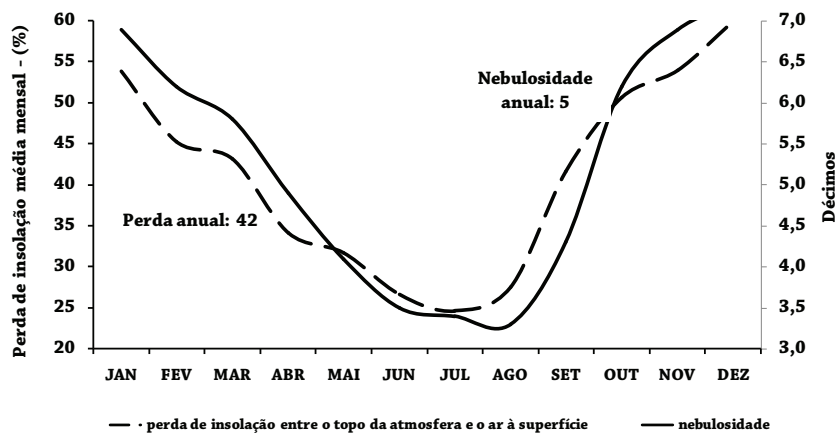


Gráfico 3.4 – Climatologia da perda de insolação média mensal de Belo Horizonte, comparada com a nebulosidade.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

O dióxido de carbono e o vapor d'água são componentes atmosféricos que atuam na saída de energia terrestre infravermelha para o espaço, pois eles absorvem com muita eficácia vários desses comprimentos de onda. Essa propriedade do ar é conhecida como efeito estufa (Figura 3.3). Este fenômeno é natural e garante as temperaturas médias do planeta atualmente observadas. Sem ele o planeta seria, em média, 30°C mais frio, ou seja, com média em torno de -15°C.

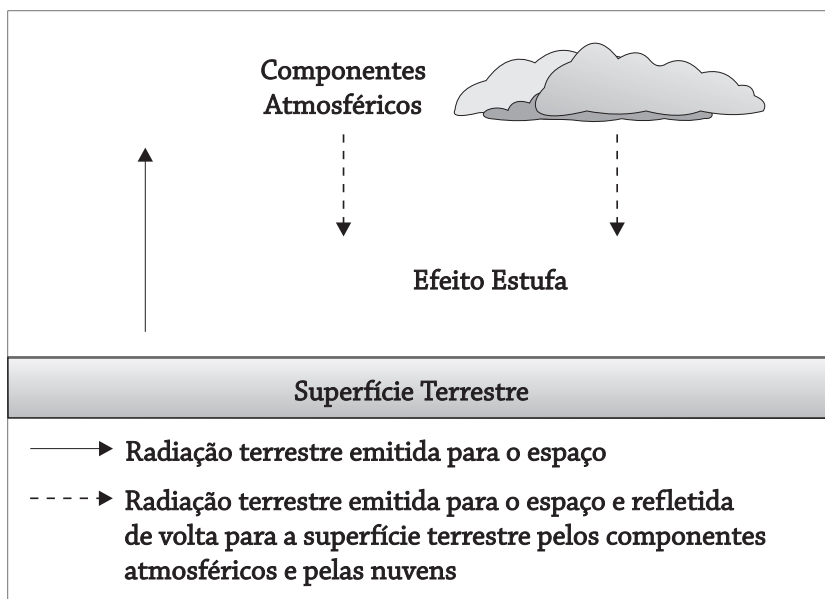


Figura 3.3 – Esquema do efeito da atmosfera na liberação, para o espaço, de radiação terrestre. Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Autoavaliação

1. Quais são os constituintes que representam a maior parte da atmosfera? Qual é o volume percentual que cada um deles ocupa, em média global?
2. Descreva as principais características do vapor d'água, do dióxido de carbono e do ozônio na atmosfera terrestre.
3. Descreva como os componentes atmosféricos estão estruturados verticalmente.
4. Justifique por que a troposfera é conhecida como a camada produtora do clima.

Para saber mais... pesquise:

1. Qual a origem da água no nosso planeta?
2. Por que a água é um fator diferenciador do clima terrestre, comparado ao de outros planetas?
3. Descreva como o vapor d'água se distribui espacial e sazonalmente na atmosfera terrestre.
4. Pesquise sobre as teorias recentes que explicam a natureza do buraco na camada de ozônio na nossa atmosfera.

Temperatura do ar

Objetivos

Definir o conceito de temperatura do ar; apresentar os instrumentos de medida da temperatura do ar; discutir e apresentar os padrões de distribuição espaçotemporal da temperatura do ar no Brasil e no globo.

4.1 DEFINIÇÃO DE TEMPERATURA DO AR

A temperatura é a medida do calor disponível em um corpo e indica o grau de atividade molecular deste. Quanto maior/menor o movimento das moléculas, maior/menor a temperatura do corpo. Quando dois corpos de diferentes temperaturas se aproximam, o de maior temperatura indica a direção do fluxo de calor entre os dois meios, sendo este fluxo do meio mais quente para o mais frio.

No caso da atmosfera, sua temperatura registra a quantidade de energia que o ar absorve. Em razão da composição da atmosfera terrestre, discutida na Aula 3, o ar absorve aproximadamente 24% (21% por seus componentes e 3% pelas nuvens) da energia solar incidente (ver Figura 3.2, Aula 3). Este percentual é devolvido ao espaço na forma de ondas terrestres, chamadas ondas longas ou radiação infravermelha (ver Gráfico 2.1, Aula 2).

A atmosfera absorve energia terrestre de forma mais eficaz do que pela absorção de ondas curtas. O sol aquece a superfície, que absorve aproximadamente 45% da radiação solar incidente. A superfície então aquece a baixa atmosfera. Durante o dia, essa energia aquece o ar, definindo o comportamento da temperatura deste. Um dos processos de absorção de radiação terrestre pela atmosfera é o calor sensível: o ar, em contato com a superfície, absorve calor quando a atmosfera está quente (nas regiões equatoriais) e perde calor quando ele está mais quente do que a superfície (nas regiões polares). A contribuição do aquecimento do ar através do calor sensível é de aproximadamente 13% do total da energia emitida pela superfície terrestre para o espaço (Figura 4.1).

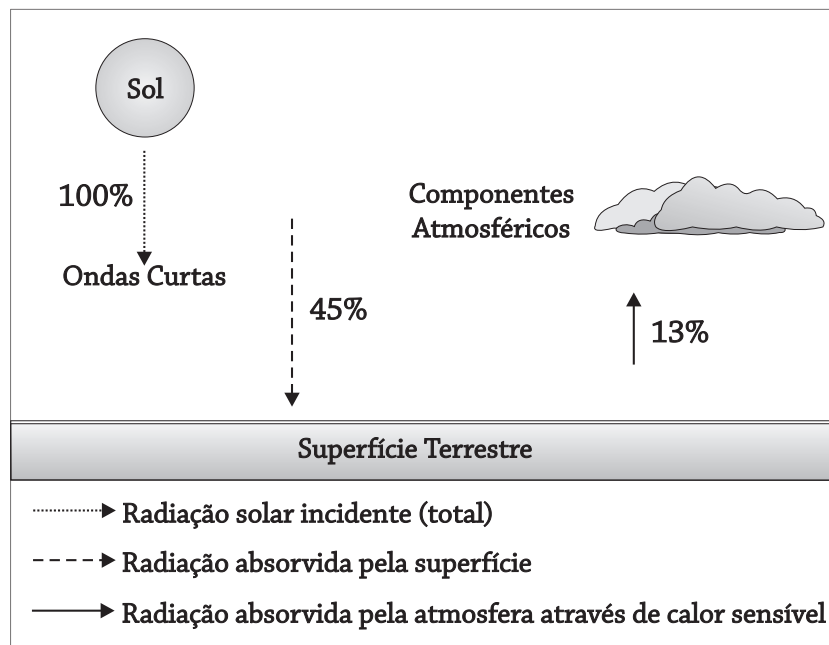


Figura 4.1 – Esquema dos processos de aquecimento da baixa atmosfera pela energia terrestre: calor sensível.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

4.2 MEDIDA DA TEMPERATURA DO AR

A forma de medir o calor da atmosfera é através da temperatura do ar. O instrumento que mede esta variável é o termômetro, que pode ser de mercúrio ou de álcool (chamaremos estes de convencionais), ou ainda, digital. As medidas oficiais são feitas através de termômetros instalados em abrigos meteorológicos, de madeira e em cor branca (abrigo de Stevenson – *Stevenson screen*), em alturas padrões (1,5 m), e protegidos da ação direta dos raios solares. As medidas da variável temperatura do ar são feitas em horários predeterminados (horários sinóticos) pela OMM (ver Aula 1) e são enviadas a esta organização. No Brasil, o INMET (ver Aula 1) mede a temperatura do ar em três horários sinóticos (00, 12 e 18 TMG – Tempo Médio de Greenwich, que correspondem a 21, 9 e 15h, horário local para Belo Horizonte, exceto no período do horário de verão).

Saiba mais!!!

Pesquise sobre termômetros e termógrafos de estações convencionais e automáticas. O site do INMET apresenta fotos destes instrumentos.

No Brasil, os termômetros são calibrados com a escala termométrica Celsius, ou centígrada. Esta escala, representada pelo símbolo °C, foi proposta por um astrônomo suíço, Anders Celsius, em 1742. Nesta escala, ao nível do mar, o ponto de congelamento da água define o valor de zero grau centígrado (0°C), e o ponto de ebulição, o de cem graus centígrados (100°C).

Leitura Suplementar: Escalas termométricas

- a. A escala Celsius ou centígrada é representada pelo símbolo ($^{\circ}\text{C}$), sendo amplamente utilizada no Brasil. Foi proposta por um astrônomo suíço: Anders Celsius, em 1742. Nesta escala o ponto de congelamento da água, ao nível do mar, define o valor de zero grau centígrado (0°C), e o ponto de ebulição, ao nível do mar, o de cem graus centígrados (100°C).
- b. A escala Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$), criada em 1714, é amplamente utilizada nos Estados Unidos. Nesta escala, o ponto de congelamento da água tem o valor de 32 graus Fahrenheit (32°F), e o ponto de ebulição, o de 180 graus Fahrenheit (180°F).
- c. A terceira escala é a Kelvin ou absoluta, utilizada no meio científico. Teoricamente o zero (0 K) na escala Kelvin mede o ponto onde não existe movimento molecular. Este valor equivale a aproximadamente -273°C .

Os termômetros medem a temperatura através da leitura direta dos dados nos horários pré-definidos pela estação meteorológica. Para a medida constante da temperatura, são utilizados termógrafos. Nas estações meteorológicas automáticas, a temperatura do ar pode ser medida em pequenos intervalos de tempo. No Brasil, o INMET está disponibilizando em sua página web dados horários das variáveis meteorológicas, incluindo a temperatura do ar.

Saiba mais!!!

Pesquise sobre as escalas termométricas.

4.3 TIPOS DE TEMPERATURAS UTILIZADAS EM CLIMATOLOGIA

4.3.1 Temperatura máxima

O máximo aquecimento da superfície pela energia solar ocorre em torno do meio-dia, quando o sol está no zênite (Figura 2, Aula 2). Porém, o ar atinge um valor máximo de aquecimento diário em função da máxima radiação terrestre que ele absorve da superfície, entre 13h e 15h, dependendo da estação do ano. Isso ocorre porque a superfície absorve a energia solar e a trabalha, transformando-a em energia terrestre e, finalmente, a emite para o espaço, quando ela é interceptada pela atmosfera. Esse processo gasta um tempo que origina a diferença de horário entre o máximo aquecimento da superfície e o registro da temperatura máxima do ar. Esta variável é medida através de um termômetro de máxima, especialmente construído para esta finalidade e que funciona como o termômetro comum, com mercúrio.

4.3.2 Temperatura mínima

À noite, a superfície terrestre perde energia para o espaço, em razão da ausência de luz solar. O máximo resfriamento ocorre pouco antes do nascer do sol. O ar mais quente, em contato com a superfície, perde energia para esta e resfria. O máximo resfriamento diário da atmosfera origina a temperatura mínima do ar,

Saiba mais!!!

Pesquise sobre os termômetros de máxima e mínima. O site do INMET apresenta uma foto do par destes termômetros.

registrada entre 5h e 6h, dependendo da estação do ano. A temperatura mínima é medida através de um termômetro de mínima que funciona com álcool.

4.3.3 Amplitude térmica diária

A variação temporal da temperatura do ar origina a variável amplitude térmica. Quando o período de tempo é de 24 horas, a amplitude térmica é definida como diária. Ela é calculada como a diferença entre a temperatura máxima e a mínima. Matematicamente, ela é representada pela Equação 4.1:

$$\Delta T_d = T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}}$$

Equação 4.1 - Em que ΔT_d é a amplitude térmica diária, $T_{\text{máx}}$ é a temperatura máxima e $T_{\text{mín}}$ é a temperatura mínima.

A amplitude térmica pode ser utilizada para caracterizar o clima de uma localidade. Em Belo Horizonte, durante o inverno, as temperaturas máximas são altas em razão da intensa insolação (Gráfico 3.3, Aula 3), provocada pela transparência da atmosfera sem nuvens a maior parte do tempo. À noite, também em razão da transparência atmosférica, que impede a retenção de energia terrestre (Aula 3), as temperaturas mínimas são muito baixas. Este comportamento da temperatura diária do ar resulta em amplitudes térmicas diárias altas, indicando que a atmosfera ganha muita energia solar durante o dia, mas perde muita energia terrestre à noite.

Esse comportamento sazonal da amplitude térmica diária na capital mineira caracteriza seu clima como tropical semiúmido. Este tipo de clima resulta da localização de Belo Horizonte em latitudes tropicais e da ocorrência de invernos secos e amenos e verões chuvosos e quentes. Estas condições resultam em baixa amplitude térmica climatológica diária, no verão, e alta no inverno, como exemplifica a tabela a seguir:

Tabela 4.1 - Máximas e mínimas amplitudes térmicas climatológicas diárias

Estação convencional Belo Horizonte				
Belo Horizonte - 19,93S; 43,93W; 915 m				
Data	T_{máx} (°C)	T_{mín} (°C)	ΔT_d (°C)	Chuva (mm)
Agosto	26,5	14,4	12,1	14
Dezembro	27,3	18,4	8,9	319

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

Tal comportamento é também observado em uma mesma estação dependendo das condições atmosféricas diárias. A Tabela 4.2 ilustra a amplitude térmica calculada para dois dias no início da estação chuvosa; um com condições de céu claro (14/9/2008) e o outro com ocorrência de chuva (18/9/2008).

Tabela 4.2 - Exemplos de amplitude térmica diária no verão em dias secos e chuvosos

Estação automática Belo Horizonte Belo Horizonte - 19,88S; 43,97W; 869 m				
Data	T_{máx} (°C)	T_{min} (°C)	ΔT_d (°C)	Chuva (mm) - no período entre 12 TMG do dia anterior e 12 TMG do dia analisado
14/9/2008	32,7	20,8	11,9	0
18/9/2008	20,4	15,2	5,2	26

Tabela 4.2 - Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

4.3.4 Temperatura média

Outra maneira de utilizar a variável temperatura é calculando sua média diária – T_d. O INMET calcula a média diária ponderada da temperatura utilizando as temperaturas máxima e mínima e as dos horários sinóticos de 00 e 12 TMG. Matematicamente, a Equação 4.2 representa a temperatura média diária:

$$T_d = \frac{T_{\text{máx}} + T_{\text{min}} + T_{12} + 2T_{00}}{5}$$

Equação 4.2 - Em que T_d é temperatura média diária do ar; T_{min}, temperatura mínima; T_{máx}, temperatura máxima e T₁₂ e T₀₀, temperatura do ar nos horários de 12 e 00 TMG, respectivamente.

A Tabela 4.3 exemplifica o cálculo de T_d, ponderada segundo as normais climatológicas do INMET (1992).

Tabela 4.3 - Cálculo da temperatura média diária – T_d

Estação automática Belo Horizonte Belo Horizonte - 19,88S; 43,97W; 869 m							
Data	T_{máx} (°C)	T_{min} (°C)	ΔT_d(°C)	T₀₀ (°C)	T₁₂ (°C)	T_d calculada pela Equação 4.2	Chuva(mm)
14/9/2008	32,7	20,8	11,9	26,0	20,8	26,0	0
17/9/2008	23,8	17,7	6,1	19,1	20,7	20,1	26

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

Além da média diária, os estudos em climatologia utilizam as temperaturas médias mensais – T_m – e anuais – T_a. As equações 4.3 e 4.4 indicam o cálculo destas variáveis:

$$T_m = \frac{\sum T_d}{\text{número de dias do mês}}$$

Equação 4.3 - Em que T_m é temperatura média do mês; T_d, temperatura média diária e Σ é o símbolo matemático do somatório, indicando que todas as temperaturas médias diárias serão somadas ao longo do mês cuja temperatura média mensal está sendo calculada.

$$T_a = \frac{\sum T_m}{12}$$

Equação 4.4 - Em que T_a é temperatura média do ano, T_m , temperatura média mensal e \sum é o mesmo símbolo matemático explicado anteriormente, indicando que todas as temperaturas médias mensais serão somadas ao longo do ano cuja temperatura média anual está sendo calculada.

As Tabelas 4.4 e 4.5 exemplificam os cálculos de T_m para o mês de janeiro de 2009 e as normais climatológicas, respectivamente, para Belo Horizonte.

Tabela 4.4 - Cálculo da temperatura média mensal (janeiro de 2009)

Estação automática Belo Horizonte				
Belo Horizonte - 19,88S; 43,97W; 869 m				
Dia	Tdiária (°C)	Dia	Tdiária (°C)	Média mensal
1	22,2	17	21,2	-
2	23,0	18	23,6	-
3	23,0	19	22,4	-
4	21,5	20	23,6	-
5	19,7	21	21,5	-
6	21,0	22	22,7	-
7	22,7	23	21,5	-
8	22,8	24	21,9	-
9	24,6	25	22,7	-
10	23,5	26	22,5	-
11	23,3	27	22,5	-
12	23,9	28	22,3	-
13	25,1	29	23,9	-
14	25,5	30	25,5	-
15	23,3	31	25,8	-
16	24,1	-	-	-
-	-	-	-	23,0

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

Tabela 4.5 - Cálculo da temperatura média climatológica anual (1961-1990)

Estação convencional Belo Horizonte – Belo Horizonte – 19,93S; 43,93W; 915 m													
Mês	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Mai	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	T anual
T (°C)	23	23	23	21	20	19	18	19	21	22	22	22	21

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

4.3.5 Amplitude térmica anual

É o cálculo da diferença entre a temperatura média mensal do mês mais quente e a do mês mais frio do ano, expressa pela Equação 4.5.

$$\Delta T_a = T_q - T_f$$

Equação 4.5 - Em que ΔT_a é a amplitude térmica anual, T_q é a temperatura do mês mais quente e T_f é a temperatura do mês mais frio.

O cálculo da amplitude térmica anual é exemplificado na Tabela 4.6.

Tabela 4.6 - Relação entre amplitude térmica anual e latitude

Estações convencionais das normais climatológicas do Brasil – (1961-1990)					
Cidade	Mês mais quente	T do mês mais quente (°C)	Mês mais frio	Ta do mês mais frio (°C)	T anual (°C)
Manaus - AM 3,12S; 59,95W; 67 m	Outubro	27,6	Fevereiro	26,0	1,6
Belo Horizonte - MG 19,93S; 43,93°; 915 m	Fevereiro	23,2	Julho	18,1	5,1
Porto Alegre - RS 30,05S; 51,17W; 47 m	Fevereiro	24,7	Junho	14,3	10,4

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

Climas equatoriais (como Manaus – Tabela 4.6) e tropicais (como Belo Horizonte – Tabela 4.6) têm amplitudes térmicas anuais pequenas, uma vez que a proximidade com o Equador faz com que as temperaturas médias mensais variem pouco entre o verão e o inverno. As localidades mais afastadas do Equador têm amplitudes térmicas anuais grandes. A razão para isso é que a intensa absorção

Saiba mais!!!

Pesquise sobre o uso da amplitude térmica na classificação dos climas. Acesse sites de meteorologia e calcule a amplitude térmica de localidades em zonas climáticas diferentes.

de radiação solar pela superfície no verão torna a temperatura média mensal muito elevada. Por outro lado, no inverno, a grande perda de energia terrestre pela superfície resfria a atmosfera, proporcionando temperaturas muito baixas. Essas características definem os climas temperados das latitudes médias. No Brasil, a cidade de Porto Alegre ilustra condições próximas de climas temperados (Tabela 4.6).

4.4 DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA TEMPERATURA DO AR – A ATMOSFERA PADRÃO

O ar acima da superfície apresenta uma distribuição vertical de temperatura associada às fontes de aquecimento para a atmosfera. Na atmosfera padrão, ao nível do mar, a temperatura média do ar é de aproximadamente 15°C. Nestas condições, na troposfera (Aula 3), a temperatura decresce com a altura a uma taxa de 6,5°C por km a até aproximadamente 10 km. Essa variação é denominada taxa de decaimento vertical da temperatura do ar na atmosfera padrão e representa a componente vertical do gradiente térmico.

Gradientes são variáveis matemáticas que representam a variação de uma função. Esta é uma variável vetorial e cada uma de suas componentes indica a variação da função em uma dada direção. A taxa de decaimento vertical da temperatura do ar na atmosfera padrão é a variação da função temperatura com a altura e é representada pelo gradiente vertical da temperatura. Essa taxa é matematicamente expressa pela Equação 4.6:

$$\Gamma = \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

Equação 4.6 - Em que Γ é a taxa de decaimento vertical da temperatura do ar na atmosfera padrão, ΔT é a variação da temperatura e Δz é a variação da altura (z).

O valor de Γ resulta da rarefação do ar e do distanciamento da superfície terrestre, que é a principal fonte de calor da troposfera. Acima da troposfera, observa-se uma região de homogeneidade térmica onde a variação da temperatura com a altura é desprezível. Esta região é conhecida como tropopausa. Acima da troposfera, na estratosfera (Aula 3), o gradiente vertical de temperatura é positivo, ou seja, a temperatura aumenta com a altura até em torno de 45 km a uma taxa de aproximadamente 1,3°C por km. Nesta camada, a temperatura do ar aumenta com a altura, pois as reações que originam o ozônio liberam calor, aquecendo o ar. A Figura 4.2 ilustra essa estrutura vertical para a baixa atmosfera.

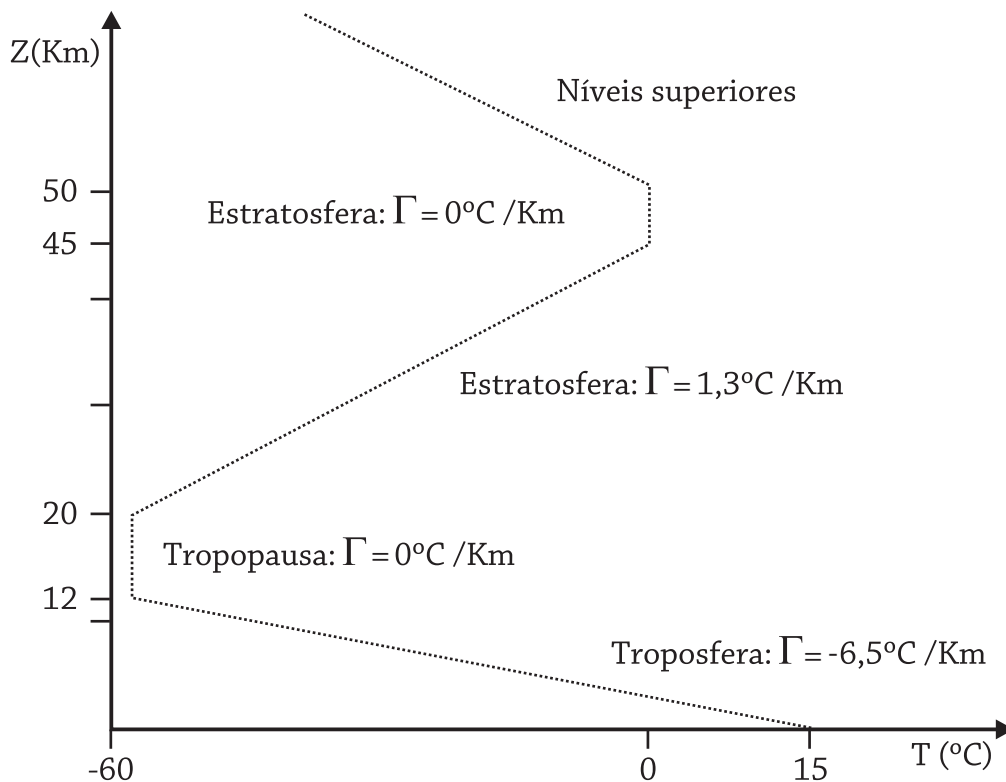


Figura 4.2 – Diagrama da estrutura vertical da temperatura do ar na baixa atmosfera padrão.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Acima da estratosfera encontram-se os níveis superiores da atmosfera, iniciando pela mesosfera, que apresenta um gradiente térmico vertical negativo, pois, nesta camada, como na troposfera, predomina o efeito da rarefação do ar. Acima da mesosfera definimos a ionosfera, onde a liberação de íons gera gradiente térmico vertical positivo. Detalhes sobre esta estrutura são vastamente encontrados nas referências bibliográficas.

O entendimento da estrutura térmica da troposfera padrão contribui para a compreensão dos climas de montanha no que se refere aos registros das temperaturas do ar à superfície. Localidades de maiores altitudes apresentam temperaturas médias anuais menores do que as localizadas ao nível do mar. O Gráfico 4.1 ilustra as diferenças térmicas em médias anuais, para algumas cidades mineiras. Observa-se que a temperatura anual de Araxá (a localidade mais alta, a 1.004 m) é a mais baixa da série (20,4°C), enquanto Aimorés, ao nível do mar, (83 m) apresenta a mais alta temperatura (24,6°C).

Relação da temperatura do ar com a altitude em alguns municípios de MG

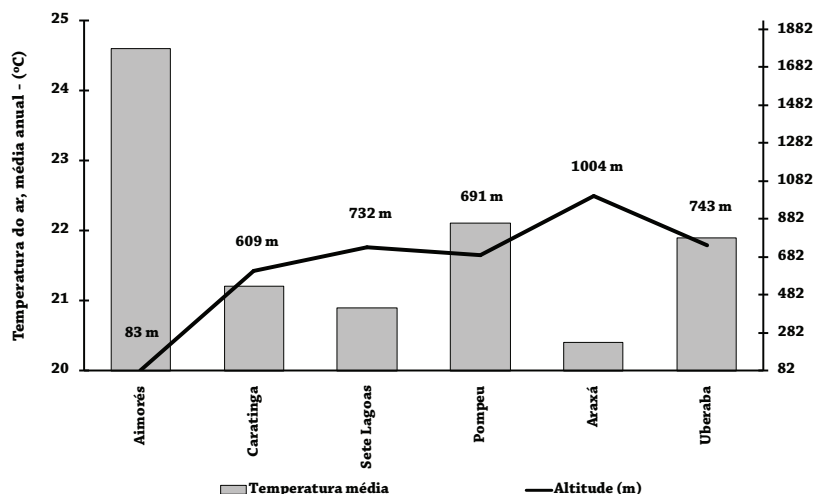


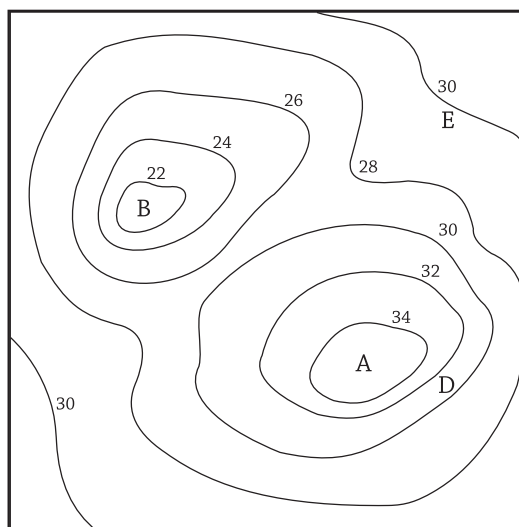
Gráfico 4.1 – Exemplo de aplicação da estrutura vertical da temperatura do ar na baixa atmosfera em climas de montanha em Minas Gerais.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

4.5 DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DA TEMPERATURA DO AR À SUPERFÍCIE

Outra maneira de entender aspectos importantes do clima é analisando os padrões da distribuição horizontal da temperatura do ar. Para entender os padrões horizontais introduziremos o conceito de isotermas – linhas que unem valores iguais (isolinhas) de temperatura. Suponhamos o padrão de isotermas observado em uma região hipotética (um país, um estado brasileiro, uma sala etc.), definida na Figura 4.3. Observa-se no padrão 1 (Figura 4.3a) uma região de máxima temperatura (A) e outra de mínima (B). No padrão 2, as isotermas são paralelas e observam-se um centro de baixas temperaturas (A) e dois de altas temperaturas (B e C).

(a)



(b)

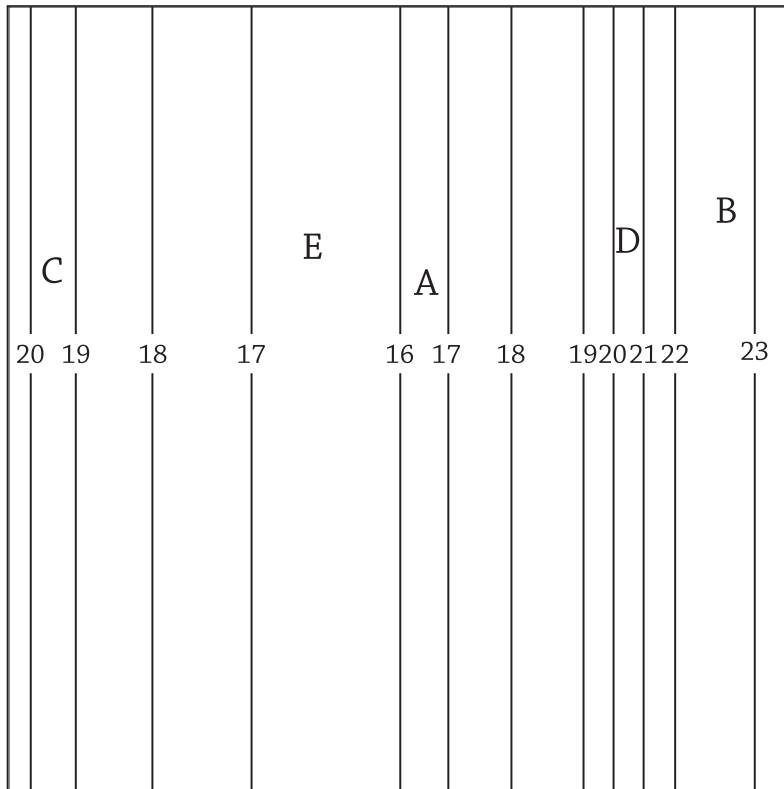


Figura 4.3 – Isotermas distribuídas em dois ambientes: (a) carta sinótica e (b) ambiente interno. Valores de temperatura fictícios.
Elaboração: Magda Luzimar e Breno Marent.

Uma característica importante desses padrões horizontais é a separação das isotermas. Nos dois padrões observam-se as áreas definidas como D e E. Nas áreas D, as isotermas estão mais próximas umas das outras, indicando que a variação da função temperatura é rápida. Esse comportamento, como já discutido anteriormente, indica um grande gradiente térmico, neste caso, gradiente horizontal de temperatura. Nas áreas E, os gradientes são baixos, indicando uma pequena variação da temperatura no espaço. Esses tipos de padrões são observados na natureza em várias escalas espaciais.

A análise das isotermas globais indica que as mais altas temperaturas são observadas na região equatorial. Esta observação é esperada, pois nesta região verifica-se a maior absorção de energia pela superfície terrestre e a maior emissão de energia terrestre para a atmosfera. As isotermas diminuem em direção aos polos, onde os menores valores médios são observados. Se o planeta tivesse uma superfície homogênea (apenas oceanos ou continentes), as isotermas decresceriam, paralelas às latitudes, em direção aos polos, como sugerido na Figura 4.4.

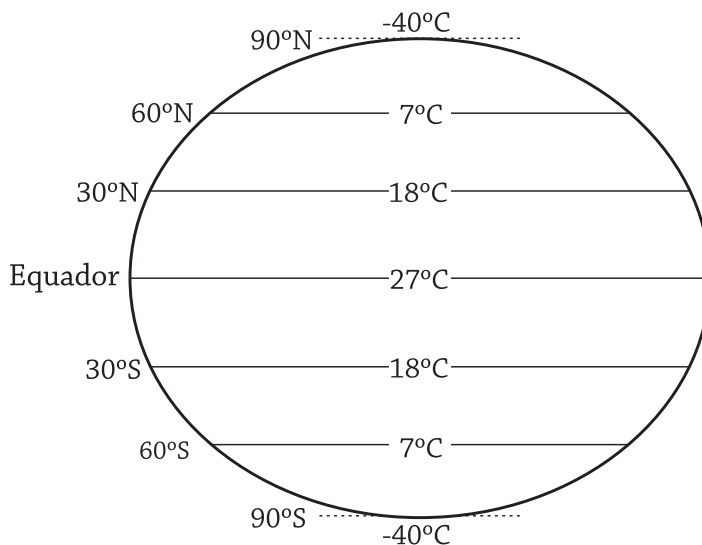


Figura 4.4 – Isotermas globais assumindo a Terra homogênea. Valores de temperatura fictícios. Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

A observação dos dados meteorológicos de superfície indica que as isotermas não são totalmente paralelas. A presença dos continentes faz com que as isotermas se curvem próximas a eles, particularmente em latitudes médias no hemisfério Norte, em razão da grande massa continental, o que cria um padrão ondulatório. Este padrão ressalta a diferença de calor específico entre os oceanos e os continentes. Calor específico indica a capacidade de uma substância de aproveitar o calor a ela disponibilizado para variar sua temperatura. A superfície continental absorve/libera calor mais eficazmente, aumentando/reduzindo sua temperatura rapidamente. A água, e conseqüentemente os oceanos, têm calor específico maior do que os continentes. Assim, os oceanos demoram a esfriar no inverno, na mesma latitude, comparado aos continentes. Nesta estação do ano, para encontrar isoterma com o mesmo valor da encontrada nos continentes, é preciso ir mais para o norte. Dessa forma, as isotermas formam ondas com cristas sobre os oceanos e cavados sobre os continentes, como mostra a Figura 4.5.

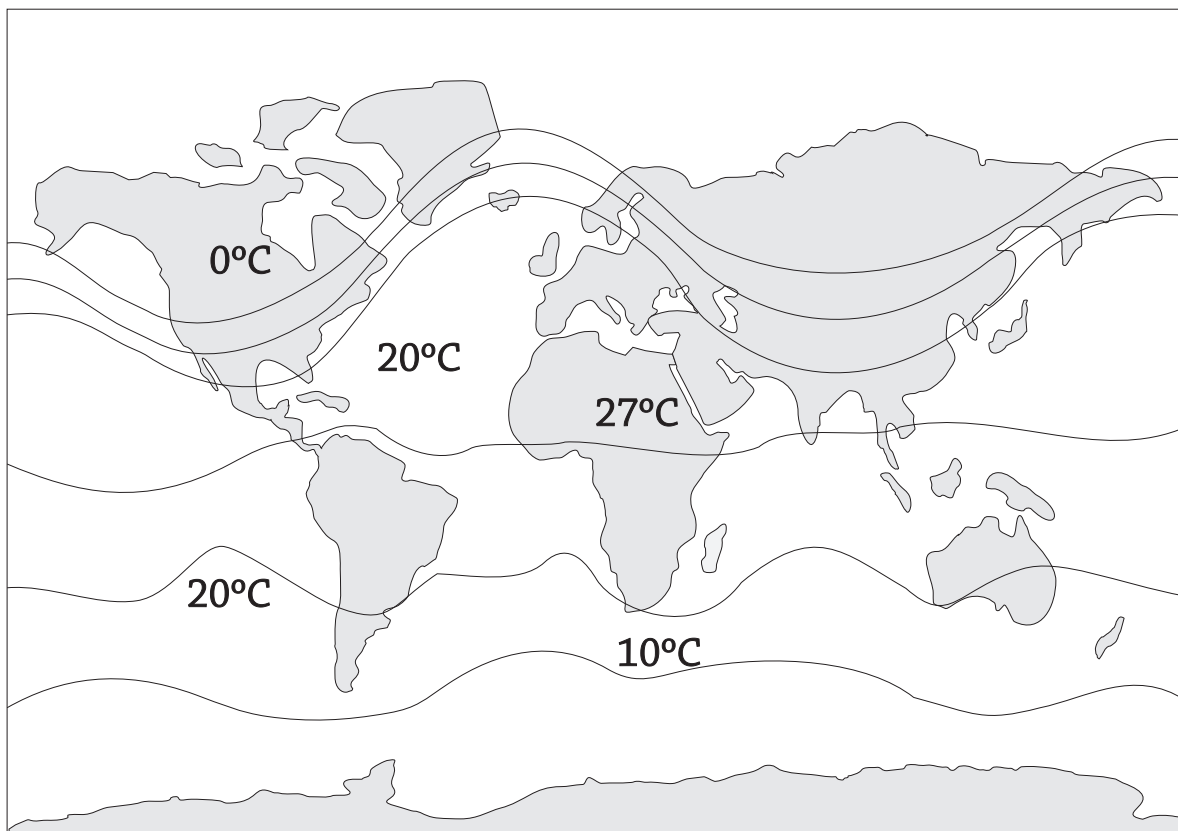


Figura 4.5 – Isotermas globais influenciadas por continentes e oceanos. Valores de temperatura fictícios.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

O padrão ondulatório das isotermas globais varia sazonalmente. A curvatura das isotermas e o gradiente térmico são mais intensos no hemisfério de inverno, principalmente em latitudes médias. Nas regiões equatorial e tropical, as isotermas sofrem pouca variação sazonal. As variações sazonais são maiores no hemisfério Norte em razão da grande massa continental, em latitudes médias. A continentalidade no hemisfério Sul concentra-se na região intertropical e por isso não apresenta grandes variações sazonais. Na costa oeste tropical da América do Sul, as temperaturas do ar registram valores bem menores do que na costa leste. Isso se deve à existência do fenômeno ressurgência, no Pacífico leste, próximo à costa deste continente. As temperaturas médias anuais podem registrar 6°C , menor do que a média esperada para esta latitude. Para exemplificar, o Gráfico 4.2 compara as temperaturas médias anuais e mensais de Lima, capital do Peru, e Salvador - BA.

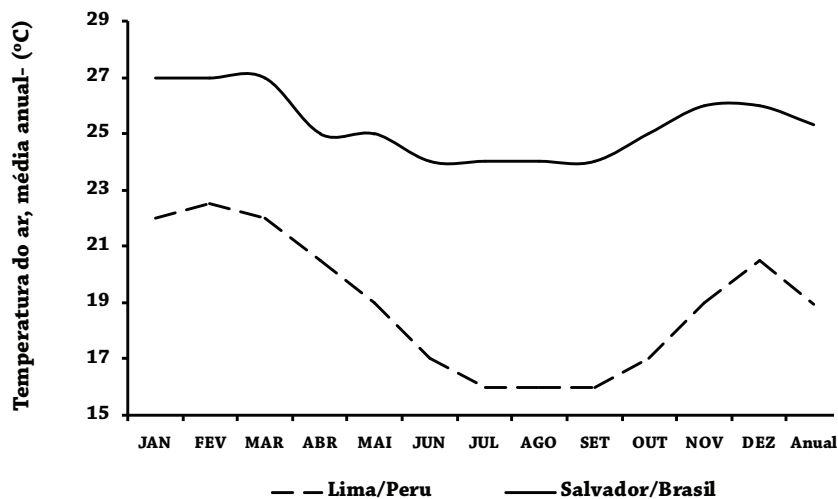


Gráfico 4.2 – Exemplo de diferença de médias de temperatura do ar entre as costas oeste e leste da América do Sul.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

Saiba mais!!!

Acesse os sites:
<www.inmet.gov.br> e
<www.simge.mg.gov.br>
e confirme as afirmações
acima, analisando os
mapas disponibilizados
da climatologia da
temperatura média do ar
para o Brasil e para Minas
Gerais.

No Brasil, a distribuição espacial das isotermas tem três características que merecem destaque: as isotermas diminuem com a latitude; as variações espaciais são pequenas, principalmente nas regiões Norte e Nordeste; nas regiões Sudeste e Sul as isotermas apresentam baixas temperaturas nas regiões de elevada topografia, como a Serra do Espinhaço, as Serras do Mar e da Mantiqueira e a Serra Geral. Em Minas Gerais, os padrões das isotermas seguem o padrão do Brasil, e destacam-se ainda as altas temperaturas observadas nas depressões dos vales do São Francisco e do Jequitinhonha e os valores mínimos registrados no Sul do estado.

Autoavaliação

1. Defina temperatura do ar.
2. Defina: temperaturas máxima, mínima, média diária, média mensal, média anual e amplitude térmica.
3. Qual é o efeito da continentalidade na amplitude térmica?
4. Por que a temperatura do ar decresce com a altura na troposfera? Qual é a taxa de decaimento vertical da temperatura do ar nesta camada atmosférica?
5. O que são isotermas?
6. Com relação ao comportamento médio da variação das isotermas globais, responda:
 - a. Como sua distribuição varia com as latitudes?
 - b. Qual é o papel da continentalidade na forma das isotermas globais?
 - c. Como as isotermas são afetadas pelas acentuadas formas de relevo?
 - d. Qual é o efeito das estações do ano sobre as isotermas globais?

Para saber mais... pesquise:

1. Fatores que determinam o comportamento térmico da atmosfera na estratosfera.
2. Visite o site do INMET e responda:
 - a. Quais as condições da temperatura do ar (máxima e mínima) registradas nas seguintes capitais brasileiras: Aracaju - SE, Goiânia - GO e Belo Horizonte - MG?
 - b. Qual é o valor das temperaturas mínimas e máximas médias mensais em Brasília - DF, em maio e outubro?
 - c. Qual é o valor da temperatura média anual em Manaus - AM, Campo Grande - MS, Florianópolis - SC e Recife - PE?
 - d. Qual das duas cidades tem maior amplitude térmica: Porto Alegre - RS ou Natal - RN? Justifique.

3. Observe os mapas climatológicos para o território brasileiro e responda:
- Qual é o mês do ano que apresenta menores temperaturas mínimas e maiores máximas?
 - Em quais regiões do Brasil as temperaturas mínimas são as menores observadas? Justifique.
 - Como é o comportamento das temperaturas máximas e mínimas nas regiões Nordeste e Norte do país?
 - Qual é a média das temperaturas máximas e mínimas nas regiões Centro-Oeste Sudeste do Brasil, no verão e no inverno?

Centros de pressão

Objetivos

Definir o conceito de pressão atmosférica; apresentar os instrumentos de medida da pressão atmosférica; definir centros de pressão; apresentar a estrutura horizontal e vertical de um centro de pressão e os padrões de distribuição espaçotemporal da pressão atmosférica no Brasil.

5.1 DEFINIÇÃO DA PRESSÃO ATMOSFÉRICA

A atmosfera pesa e exerce pressão sobre a superfície do planeta. A pressão exercida na direção vertical, como é o caso do ar, é definida como o peso do corpo por unidade de área. No estudo climático, o corpo é a atmosfera, e seu peso é definido pela ação da aceleração da gravidade planetária sobre uma massa de ar definida (Figura 5.1).

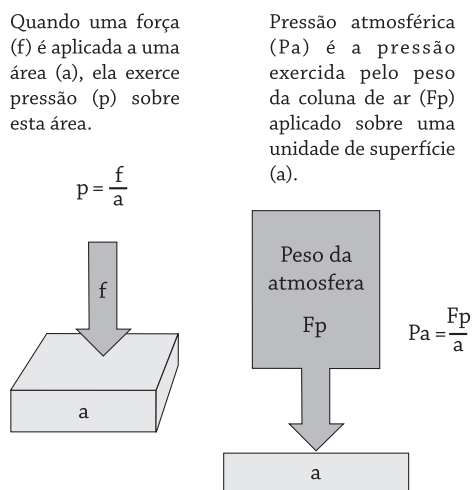


Figura 5.1 – Diagrama da definição de pressão atmosférica.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Matematicamente, a pressão atmosférica pode ser expressa em relação à densidade do ar. O peso de uma coluna de ar acima de um ponto definido na superfície é dado pela Equação 5.1, e a relação entre a massa de um corpo e sua densidade é expressa pela Equação 5.2:

$$F_p = m \times g$$

Equação 5.1 – Em que ρ é a massa da coluna de ar e g é a aceleração da gravidade estimada em aproximadamente $g = 9,8 \text{ m/s}^2$.

$$m = \rho \times V$$

Equação 5.2 – Em que ρ é a densidade da coluna de ar, m foi definido na Equação 5.1 e V é o volume da coluna de ar, que pode ser expresso como $V = A h$, sendo A a área da coluna de ar e h sua altura.

Reescrevendo a Equação 5.1, utilizando a Equação 5.2, e em seguida substituindo a equação resultante na de definição de pressão atmosférica, indicada na Figura 5.1, pode-se expressar a pressão atmosférica em função da densidade do ar, como mostra a Equação 5.3:

$$P_a = \rho \times g \times h$$

Equação 5.3 – Em que ρ , g e h já foram definidos nas equações anteriores.

A pressão atmosférica é medida através de barômetros. O primeiro deles foi proposto por Torricelli, em 1643, e mede a ação da atmosfera sobre um recipiente preenchido com mercúrio. Se a densidade do ar é alta/baixa, segundo a Equação 5.3, maior/menor é a pressão exercida sobre o mercúrio, que se eleva/abaixa dentro de um tubo de 100 cm (Figura 5.2). No nível do mar, observa-se que a média da pressão atmosférica global é 1013 hPa. Esta pressão equivale a elevar a coluna de mercúrio a 76 cm, em uma atmosfera com densidade média de $1,2 \text{ kg/m}^3$. Assim, é possível deduzir se a pressão em uma localidade aumenta/diminui observando o comportamento da coluna de mercúrio aumentando/diminuindo.

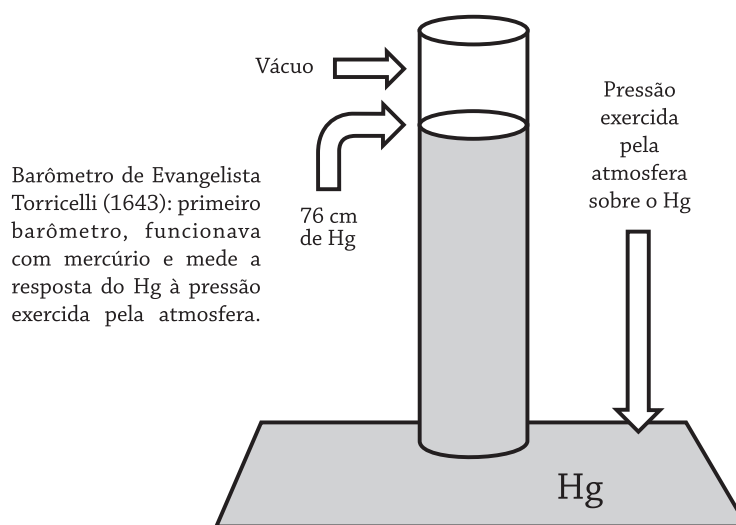


Figura 5.2 – Diagrama do barômetro proposto por Torricelli (1643).

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

5.2 VARIAÇÃO DA PRESSÃO ATMOSFÉRICA

A dependência que a pressão atmosférica tem da densidade implica também dependência da temperatura do ar. A Equação 5.3 permite entender a variação da pressão atmosférica em uma coluna de ar com volume constante.

Quando consideramos a temperatura da coluna constante, concluímos que quanto maior/menor a altitude da localidade em análise, menor/maior é a massa de ar da coluna atmosférica acima desta localidade. Dessa forma, a densidade do ar é menor/maior e consequentemente a pressão atmosférica à superfície é menor/maior. Essa dependência origina os climas de altitude ou de montanha (Aula 4, item 4.4), onde a pressão atmosférica e a temperatura do ar, ambas à superfície, são mais baixas que as registradas ao nível do mar. Em uma atmosfera padrão, a pressão atmosférica reduz aproximadamente 1,1 hPa a cada 10 m.

O Gráfico 5.1 mostra a pressão atmosférica, média anual, medida em hectopascal (hPa), ou $\text{kg}/\text{m}/\text{s}^2$, em que kg é quilograma, m metro e s segundo, registrada em cidades de Minas Gerais, de diferentes altitudes. Observa-se que a cidade de Araxá, de maior altitude, registra a menor pressão atmosférica (901 hPa), enquanto Aimorés, próxima ao litoral do Espírito Santo, registra 1004 hPa de pressão.

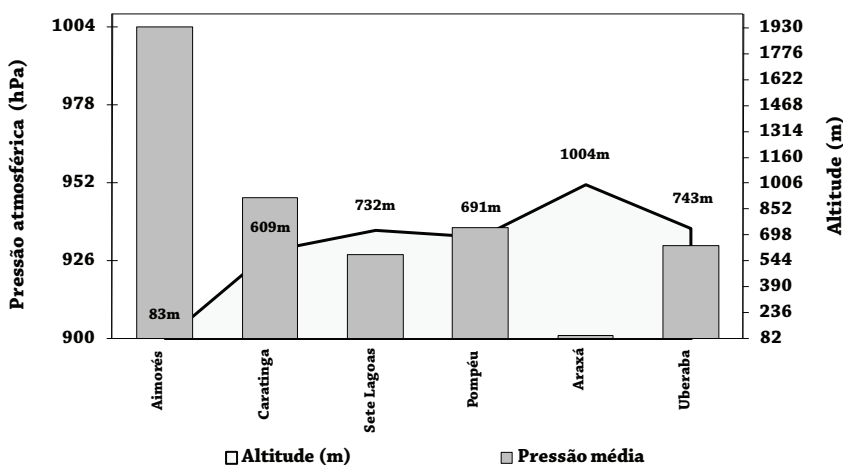


Gráfico 5.1 – Relação entre pressão atmosférica e altitude para cidades mineiras.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

Quando consideramos duas localidades à mesma altitude, concluímos que a pressão atmosférica à superfície é alta/baixa quando o ar está frio/quente, devido a sua maior/menor densidade. O Gráfico 5.2 apresenta a relação entre pressão atmosférica e temperatura do ar, médias mensais, para Belo Horizonte - MG.

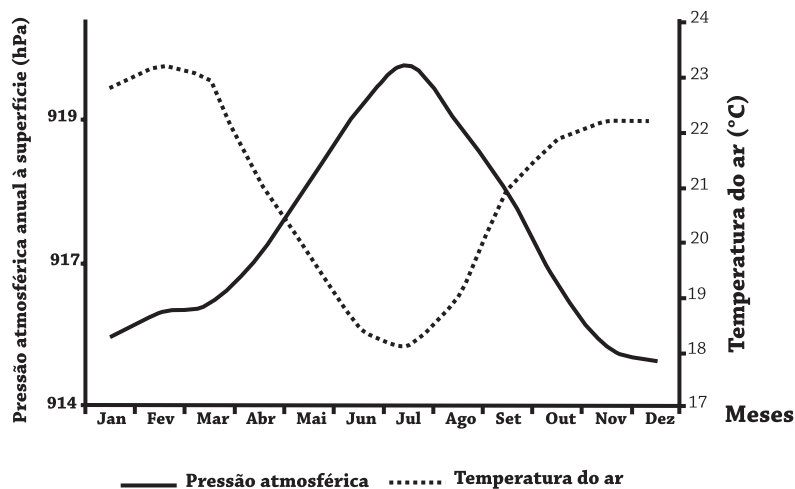


Gráfico 5.2 – Relação entre pressão atmosférica e temperatura do ar, médias mensais, na estação convencional de Belo Horizonte - MG.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

5.3 CENTROS DE PRESSÃO

Em razão da relação entre temperatura do ar e pressão atmosférica, ambas à superfície, a distribuição espacial da temperatura do ar (Aula 4) pode definir diferenças espaciais de pressão atmosférica à superfície. Assim, é possível identificar áreas nas quais a pressão atmosférica é menor/maior que na sua vizinhança. Estas áreas são denominadas centros de baixa/alta pressão (Figura 5.3). Áreas de baixa/alta pressão são denominadas ciclones/anticiclones. Para definir um centro de pressão utiliza-se a análise espacial de isóbaras (linhas de igual valor de pressão na área de interesse).

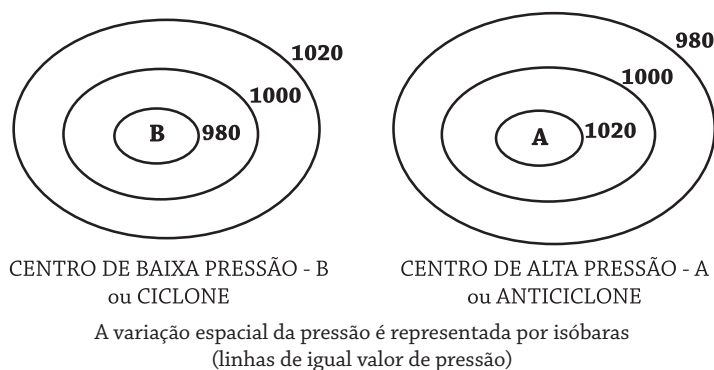


Figura 5.3 – Diagrama de centros de pressão.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Para se analisar a pressão atmosférica à superfície, é preciso corrigir seus valores para compensar a interferência originada da presença da topografia, uma vez que, localmente, regiões de topografia acentuada registram sempre pressões mais baixas que as localizadas ao nível do mar. Essa constatação não implica a presença de centros de baixa pressão à superfície o tempo todo

nas localidades de maior altitude. Dessa forma, a pressão atmosférica, equivalente à coluna de ar que ocuparia a região no lugar da topografia, é acrescida ao valor da pressão local registrada no barômetro (ou barógrafo) da estação meteorológica. A Equação 5.4 ilustra a complexidade do cálculo para reduzir o valor da pressão atmosférica local ao seu valor equivalente ao nível do mar. É necessário conhecer a dependência da densidade atmosférica (ou da temperatura do ar) da altura para resolver esta equação.

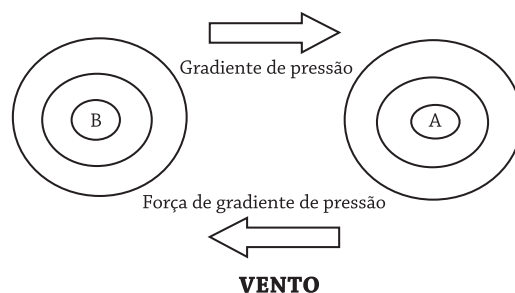
$$P_o = P_1 + \sum_{z_o}^{z_l} \rho(z) g z$$

Equação 5.4 – Em que P_o e P_1 são as pressões nas alturas (z) equivalentes ao nível do mar ($z=0$) e a localidade de interesse ($z=z_l$), respectivamente, $\rho(z)$ é a densidade em cada altura, g é a aceleração da gravidade definida anteriormente e z é a altura em cada nível de interesse.

Normalmente, a Equação 5.4 é transformada em uma integral para a execução do cálculo da pressão. A pressão resultante é denominada pressão atmosférica reduzida ao nível do mar. Este é o valor de pressão que será utilizado para a análise espacial dos centros de pressão.

5.4 O MOVIMENTO DO AR: VENTOS

Centros de alta e baixa pressão distribuídos espacialmente originam gradientes horizontais de pressão dirigidos para os centros de alta pressão. Tais gradientes geram uma força conhecida como força de gradiente de pressão. Esta força promove aceleração das parcelas de ar, fazendo com que elas se movimentem dos centros de alta para os de baixa pressão. Este movimento na atmosfera é denominado vento (Figura 5.4).



O vento é o ar em movimento, devido à atuação da força de gradiente de pressão, referida apenas por gradiente de pressão

Figura 5.4 – Diagrama da relação entre distribuição espacial de centros de pressão e a definição de ventos. (a) centro de alta pressão; (b) centro de baixa pressão

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu Breno Marent.

Por ser uma resposta da atmosfera aos gradientes horizontais de pressão, o vento é uma grandeza vetorial, ou seja, tem velocidade (magnitude do vetor), direção e sentido. A velocidade do vento é

proporcional ao gradiente horizontal de pressão. Quanto maior a magnitude do gradiente horizontal de pressão, maior a velocidade do vento. A velocidade de deslocamento horizontal do ar é normalmente expressa em quilômetros ou milhas náuticas (1.852 m) por hora (km/h ou knots, respectivamente), ou em metros por segundo (m/s). Assim:

$$1 \text{ km/h} = 1.000 \text{ m} / 3.600 \text{ s} = 0,28 \text{ m/s}$$

$$1 \text{ knot (k)} = 1.852 \text{ m/h} = 1,85 \text{ km/h} = 0,52 \text{ m/s}$$

$$1 \text{ m/s} = 1,9 \text{ k}$$

A velocidade do vento sofre a ação da rugosidade da superfície terrestre. Ao se movimentar, tal rugosidade gera uma força que desacelera o ar, denominada força de atrito. Por esta razão, a velocidade do ar aumenta com a altitude à medida que a rugosidade da superfície deixa de atuar sobre a atmosfera, como indica o esquema da Figura 5.5.

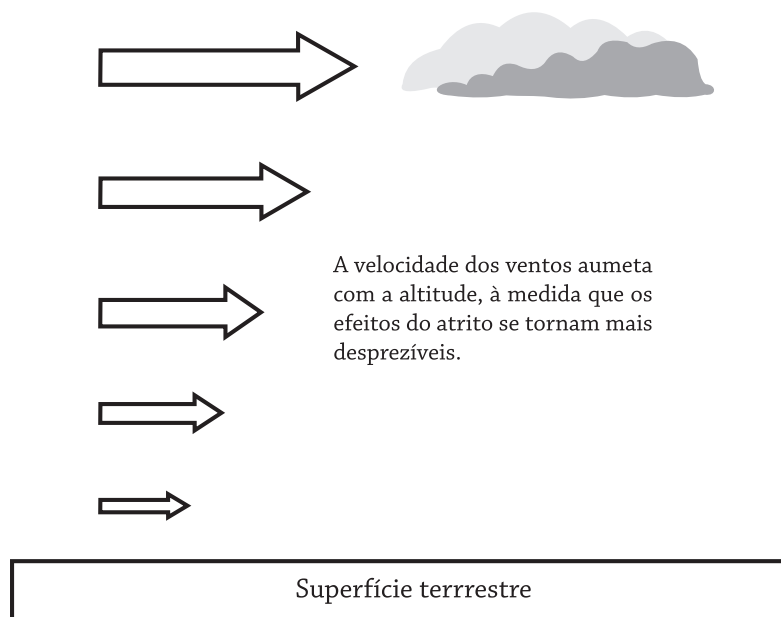


Figura 5.5 – Diagrama da distribuição vertical dos ventos.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

A direção e o sentido dos ventos são expressos “de onde o vento sopra” com relação a um observador. A direção e o sentido são dados pelas coordenadas geográficas, iniciando do norte geográfico. Para que esta informação seja transmitida na rede meteorológica de dados, converte-se o sentido em graus. Condições de calmaria são representadas por 0° (zero grau), e ventos de norte, por 360°. A Figura 5.6 mostra um diagrama para a representação do sentido dos ventos.

A direção e sentido do vento são os de sua origem e são expressas em relação ao norte geográfico

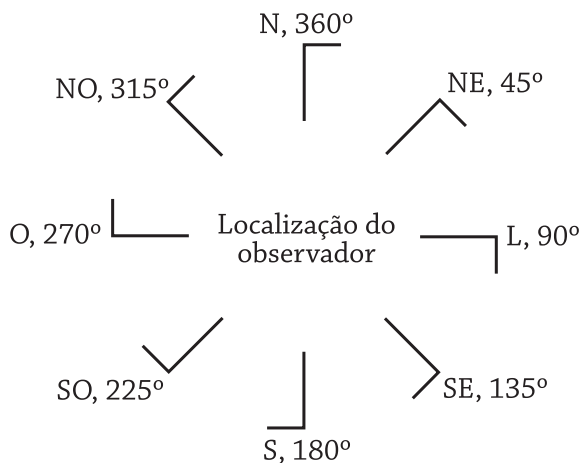


Figura 5.6 – Diagrama da representação da direção e sentido do vento.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

O instrumento que mede as características do vento é o anemômetro ou anemógrafo (medida contínua). Este instrumento é composto de duas partes. O aparelho que mede a velocidade do vento é um conjunto de conchas, fixadas em uma haste vertical, que giram à medida que o ar passa por elas. O giro das conchas definirá sua velocidade angular (velocidade do giro das conchas ou giros por tempo). Esta velocidade é então convertida por um sensor interno em velocidade linear, ou seja, na velocidade do vento. A direção e o sentido do vento são medidos por um cata-vento orientado a partir do norte geográfico. Uma extremidade triangular ou retangular sempre aponta na direção de onde o vento sopra. A Figura 5.7 mostra um diagrama dos instrumentos do anemógrafo. Mais detalhes dos medidores de vento podem ser visualizados em sites e livros indicados nas referências bibliográficas.

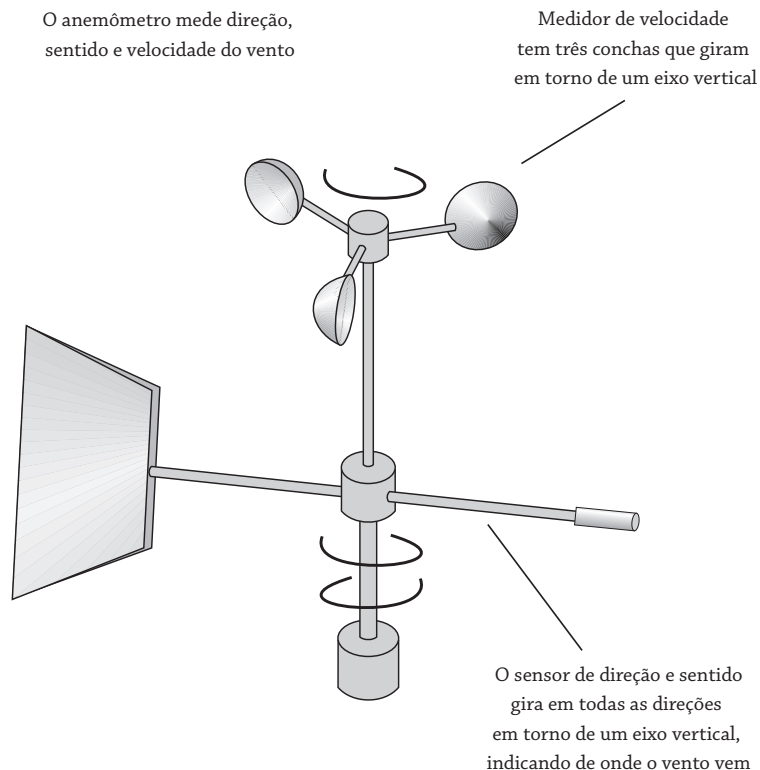


Figura 5.7 – Desenho esquemático dos componentes de um anemômetro.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreue Breno Marent.

5.5 ESTRUTURA DOS CENTROS DE PRESSÃO

A estrutura vertical de centros de baixa pressão à superfície (Figura 5.8a) apresenta movimento ascendente do ar. O ar ascendente, ao encontrar ambientes mais rarefeitos, se expande e resfria sem trocar calor com o meio. Este processo é denominado resfriamento adiabático. O ar ascendente, ao atingir os níveis superiores, exerce pressão, criando um anticiclone em altitude, comparado com a região adjacente.

Por outro lado, um centro de alta pressão à superfície (Figura 5.8b) apresenta movimento descendente (ou subsidente) do ar dentro da coluna atmosférica. O ar subsidente encontra uma atmosfera mais densa e se comprime, aquecendo-se sem trocar calor com o meio (aquecimento adiabático). O ar subsidente, ao deslocar-se dos níveis superiores, diminui a pressão neste nível, criando um ciclone, comparado com a região adjacente. Nos anticiclones, o movimento subsidente é também referido como subsidência.

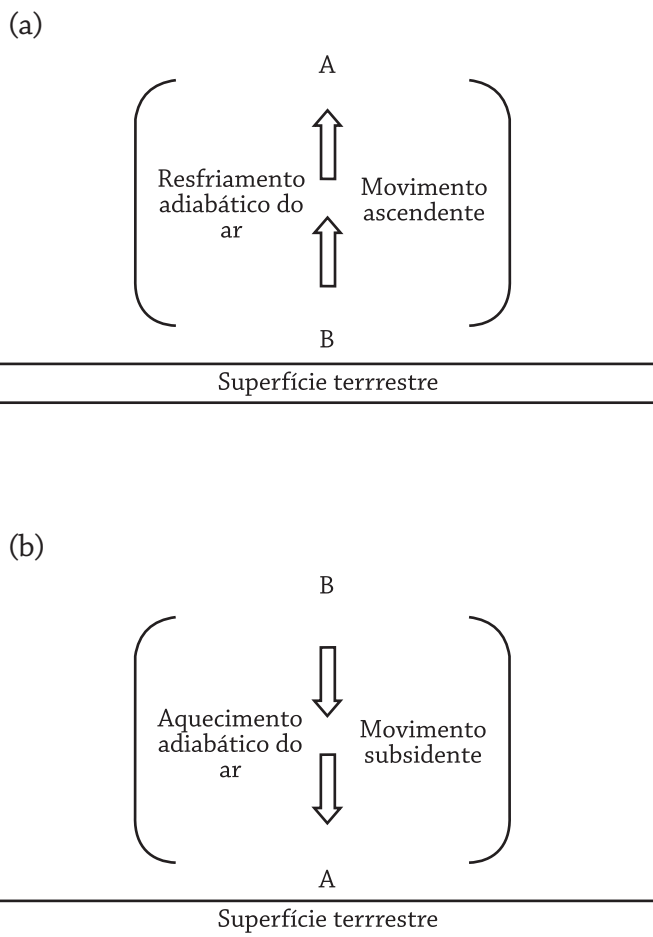


Figura 5.8 – Desenho esquemático dos movimentos: (a) ascendente e (b) subsidente (subsidência)
 A – centro de alta pressão. B – centro de baixa pressão.
 Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

A estrutura horizontal de centros de baixa e alta pressão (Figura 5.9a) apresenta nos baixos níveis da atmosfera, em razão do gradiente horizontal de pressão, ventos que se dirigem para o centro ciclônico, onde convergem de todas as direções. Essa convergência horizontal reforça o movimento ascendente, tornando-o mais intenso. Nos níveis superiores, o ar ascendente diverge para fora da coluna atmosférica.

Nos centros de alta pressão (Figura 5.9b), também em razão do gradiente horizontal de pressão, os ventos se afastam do anticiclone, divergindo para todas as direções. A divergência horizontal intensifica o movimento subsidente. Nos níveis superiores, o ar de fora da coluna atmosférica converge em direção a ela.

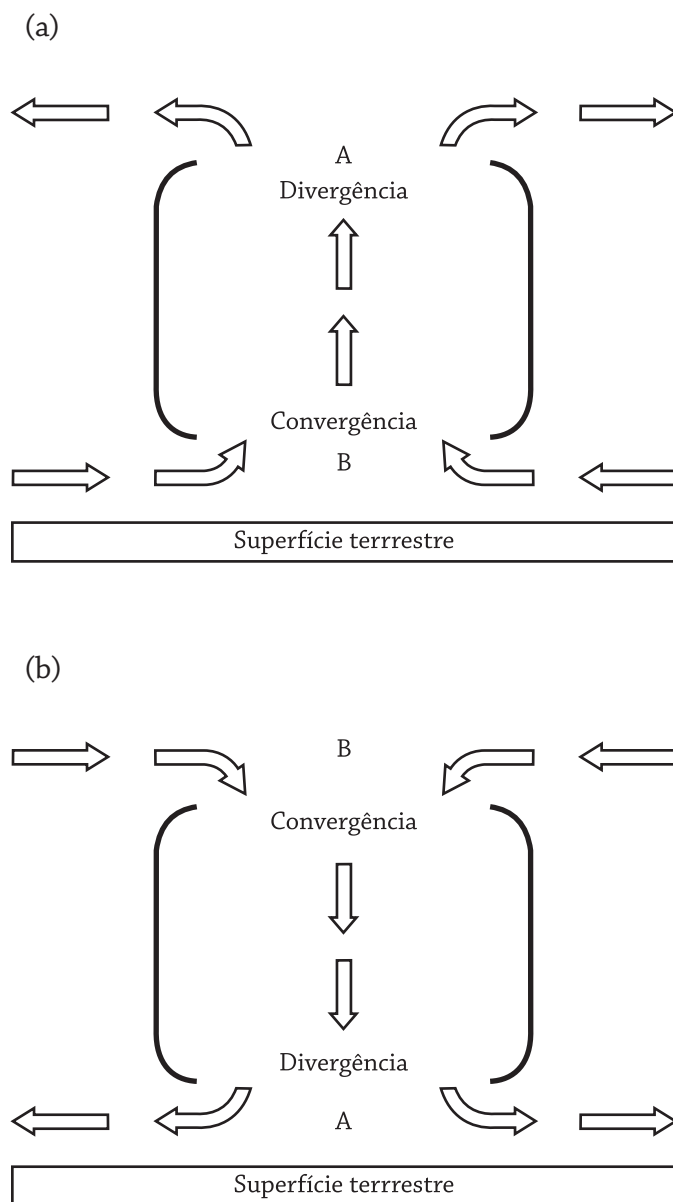


Figura 5.9 – Desenho esquemático dos movimentos horizontais associados a centros de pressão à superfície: (a) ciclone e (b) anticiclone. A – centro de alta pressão. B – centro de baixa pressão. Elaboração: Magda Luzimar e Breno Marent.

A combinação dos movimentos vertical e horizontal origina a estrutura dos centros de pressão, apresentada no diagrama da Figura 5.10.

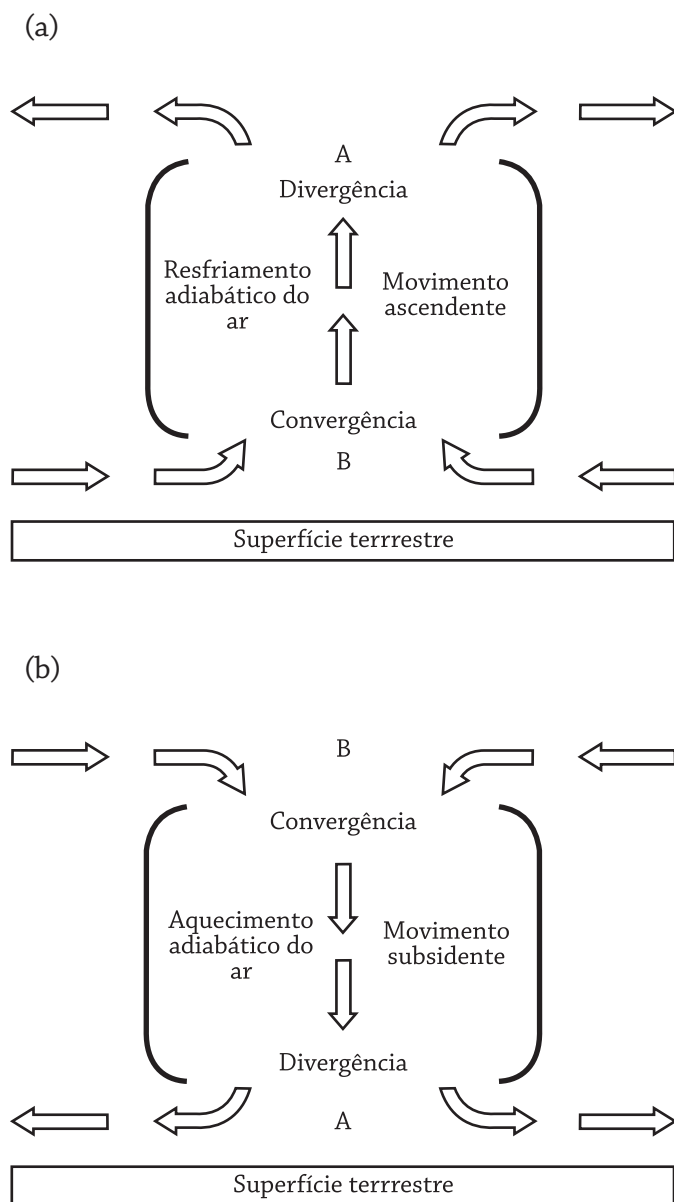


Figura 5.10 – Desenho esquemático dos movimentos verticais e horizontais associados a centros de pressão à superfície: (a) ciclone e (b) anticiclone.

A – centro de alta pressão. B – centro de baixa pressão.

Elaboração: Magda Luzimar e Breno Marent.

No Brasil, centros de baixa pressão são observados durante todo o ano na região Norte, próximo ao Equador. Existe também influência do centro de baixa pressão da região do Chaco Paraguai. Um anticiclone quente, dinâmico, denominado Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) atua sobre o país durante todo o ano, com maior intensidade no inverno. Edmond Nimer (1971) se refere a esses centros de pressão como centros de ação. Além destes, anticiclones migratórios, frios, associados à passagem de sistemas frontais em direção ao Equador, atuam esfriando o ar, particularmente na região Sul e durante o inverno.

Saiba mais!!!

Acesse o site da Biblioteca Virtual do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e leia o texto original do Nimer, na Revista Brasileira de Geografia, volume 33, número 4, 1971.

Autoavaliação

1. Defina pressão e pressão atmosférica.
2. Na experiência de Torricelli, uma coluna de mercúrio de 76 cm suporta uma pressão atmosférica de 1.013 hPa, ao nível do mar. Calcule a densidade do Hg.
3. Defina: isóbara, ciclone e anticiclone.
4. Explique como a temperatura atua na variação da pressão à superfície.
5. Como a continentalidade afeta a atuação de anticiclones e dos ciclones no inverno e no verão em cada hemisfério?

Para saber mais... pesquise:

1. Descreva o funcionamento dos seguintes equipamentos:
 - a. Barômetro de Torricelli
 - b. Barógrafo
2. Visite o site do INMET e responda:
 - a. Qual é o valor anual médio da pressão atmosférica à superfície anual, no verão (dezembro/janeiro/fevereiro) e no inverno (junho/julho/agosto), registradas nas capitais brasileiras Rio de Janeiro, Brasília e Belo Horizonte?
 - b. Justifique as diferenças e semelhanças no comportamento da pressão ao longo do ano, para cada estação, considerando a atuação dos fatores que influenciam na formação e variação dos centros de pressão.

AULA 6

Umidade do ar

Objetivos

Definir o conceito de umidade, saturação e umidade relativa do ar; apresentar os instrumentos de medida da umidade relativa do ar; apresentar os padrões de distribuição espaçotemporal da umidade relativa do ar no Brasil e no globo.

6.1 A ATMOSFERA ÚMIDA

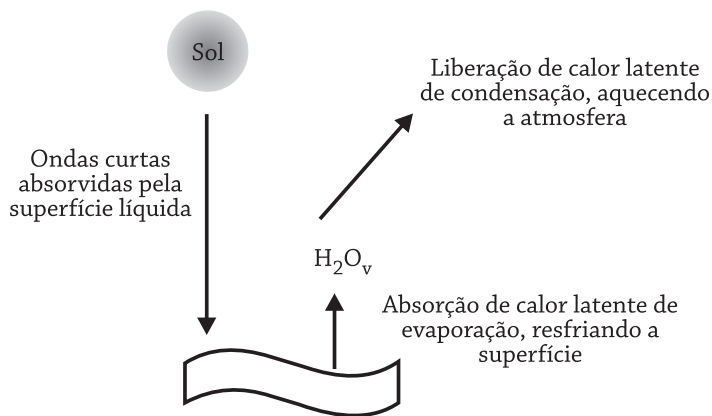
A água é um elemento vital para todos os seres vivos do nosso planeta. Na atmosfera terrestre, ela é encontrada nos três estados da matéria: sólido, líquido e gasoso, tornando o meio úmido. O estado gasoso, na forma de vapor d'água (H_2O_v), é a forma mais frequentemente observada no ar. Os estados sólido (gelo) e líquido (água) sofrem mais fortemente a ação da gravidade e, portanto, precipitam em direção à superfície.

O vapor d'água para a atmosfera é produzido essencialmente pela superfície do planeta terrestre. A principal fonte de produção de vapor é através da evaporação. Esse mecanismo origina-se da liberação do vapor de uma fonte de água líquida. A água é aquecida até atingir um valor de temperatura a partir do qual ocorre a mudança de estado, mantendo essa temperatura constante.

No processo de evaporação, a água aquecida absorve calor. Ao mudar de fase, à temperatura constante, o calor, que é absorvido e utilizado para promover a evaporação, recebe o nome de calor latente de evaporação. O vapor d'água produzido carrega para a atmosfera essa energia, que será liberada posteriormente quando ocorrer nova mudança de fase, para o estado líquido ou para o sólido.

O calor latente armazenado na produção de vapor d'água é aproximadamente 598 calorias/grama ou $2,5 \times 10^6$ J/kg. Se o gelo degela a 0°C o calor latente de fusão é aproximadamente 80 calorias/grama ou $3,4 \times 10^5$ J/kg. Se o gelo sublimar a 0°C , ou seja, mudar para o estado gasoso diretamente sem se liquefazer, o calor latente de sublimação será em torno de 68 calorias/grama ou $2,8 \times 10^6$ J/kg.

Na produção de vapor, a superfície líquida perde calor e esfria. Na condensação da água, a atmosfera ganha calor e se aquece. Os processos de evaporação e sublimação à superfície e de condensação e congelamento na atmosfera são formas eficientes de transferir energia solar para a atmosfera (Figura 6.1).



Outro mecanismo de produção de vapor para a atmosfera é a transpiração, através da qual se produz vapor pela vegetação que transpira, gastando a água por ela armazenada. A combinação entre a evaporação e a transpiração é denominada evapotranspiração.

Definem-se dois tipos de evapotranspiração: a potencial e a real. A evapotranspiração potencial é a estimada teoricamente a partir da temperatura e da pressão de saturação do ar. Ela indica a quantidade de vapor que pode ser produzido pela vegetação, dependendo apenas da capacidade da atmosfera de absorvê-lo para uma dada temperatura e pressão de saturação do ar.

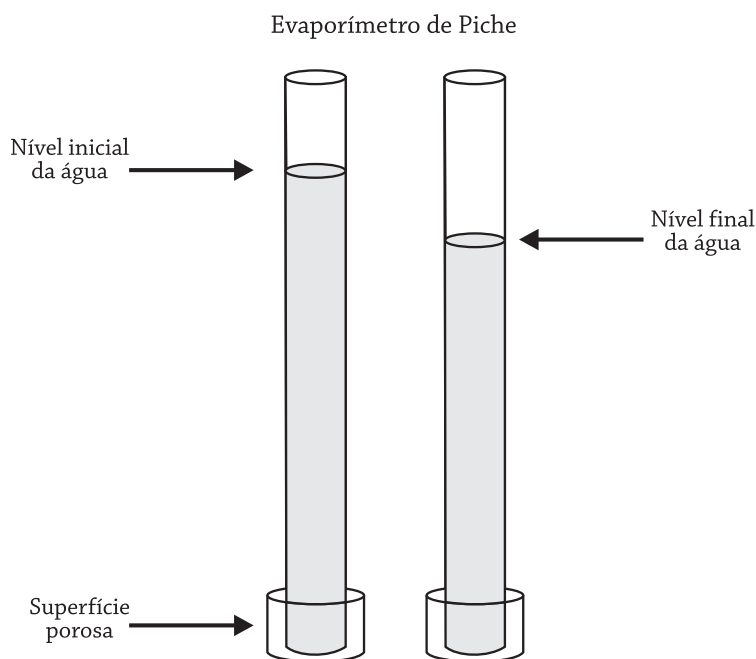
Porém, a vegetação não evapotranspira atendendo apenas à demanda da atmosfera, mas à sua própria possibilidade de liberar vapor sem perda de água que a leve a um *déficit* hídrico e que provoque uma "condição de murcha", ou seja, evitando que as folhas murchem até morrerem. O valor de evapotranspiração que a vegetação processa, considerando seus mecanismos naturais de retenção de água, principalmente controlada por um conjunto de organismos celulares chamados estômatos, é denominado evapotranspiração real.

6.2 MEDIDA DA UMIDADE DO AR

A presença do vapor d'água na atmosfera define a umidade do ar. A quantidade de umidade no ar é expressa através da umidade específica ou da absoluta. A específica é a medida da quantidade de vapor

d'água (em gramas) contida em 1 kg, ou 1.000 g, de ar (incluindo a quantidade de vapor d'água). A absoluta mede a quantidade de umidade por volume de ar, ou seja, contida em um metro cúbico de ar.

A umidade do ar não é medida diretamente. Ela é estimada através de instrumentos como os evaporímetros e imagens de satélite meteorológico. Neste texto, será destacado o evaporímetro de piche (Figura 6.2). Ele é composto por um recipiente de vidro preenchido com água previamente calibrada, disposto verticalmente e fechado na sua base com um compartimento poroso através do qual a água pode ser evaporada. À medida que a superfície úmida evapora, mede-se a alteração na altura da coluna de água evaporada, em milímetros (mm).



Mede a evaporação (ml ou mm)
a partir da quantidade de água evaporada,
de uma superfície porosa,
mantida permanentemente
umedecida por água

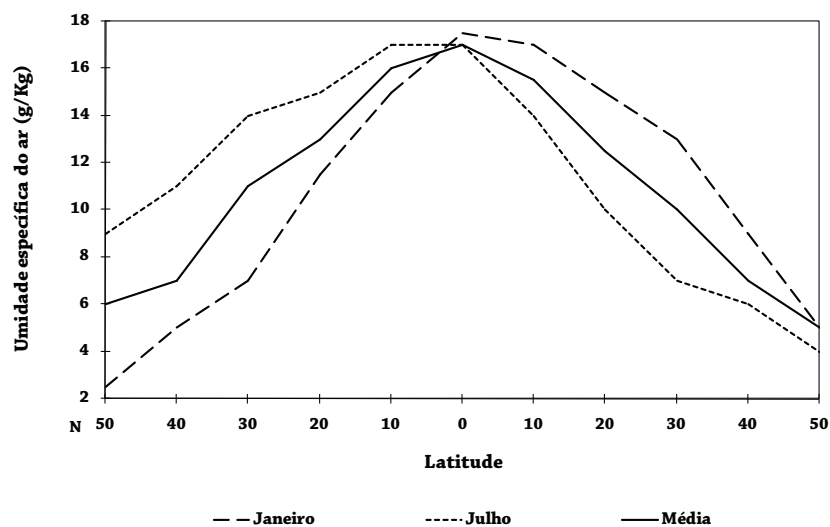
Saiba mais!!!

Pesquise sobre evaporímetros. O site do INMET apresenta fotos destes instrumentos.

A umidade pode ser calculada a partir da temperatura e da pressão do ar úmido. Os cálculos são complexos, estão amplamente divulgados na literatura e não serão tratados neste conteúdo.

As observações indicam que o vapor d'água é altamente variável tanto no espaço quanto no tempo, podendo apresentar conteúdos volumétricos percentuais próximos de zero, em regiões áridas (onde a superfície não contribui significativamente para a sua produção),

e quatro, em regiões tropicais úmidas e equatoriais (onde se encontram as maiores fontes produtoras, os oceanos quentes e as grandes extensões de superfícies vegetadas, como as florestas). Nas áreas temperadas e polares, seu percentual também é pequeno em razão das baixas temperaturas médias nestas latitudes, que levam o ar à saturação, consumindo o vapor na atmosfera. O Gráfico 6.1 mostra essa distribuição espacial estimada até a latitude de 50 N/S, além da variação temporal nessas latitudes. Ao longo do ano, a umidade específica aumenta no hemisfério de verão (janeiro/julho no hemisfério Sul/Norte).

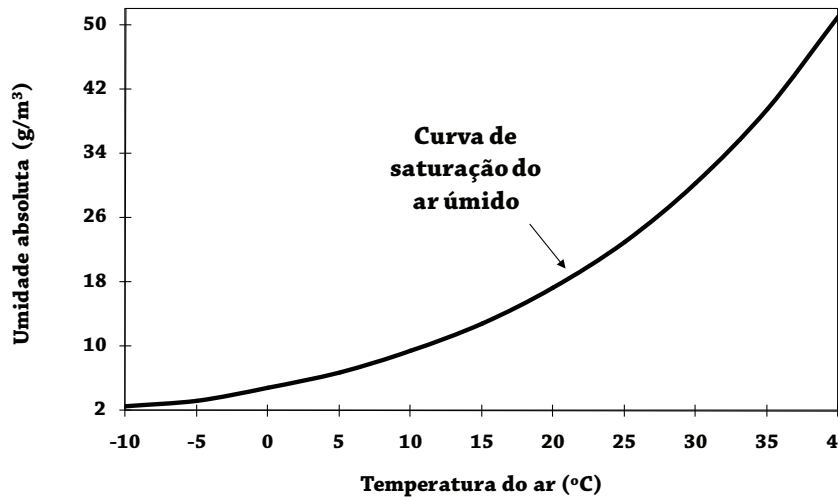


Embora a superfície terrestre possa produzir vapor d'água, a atmosfera tem restrições para absorvê-lo, ou seja, nem todo o vapor que pode ser produzido será absorvido pelo ar, que tem uma capacidade limitada de absorção. Os principais fatores que condicionam a quantidade de vapor d'água que a atmosfera pode receber serão listados nos itens a seguir.

6.2.1 Temperatura do ar

Pode-se verificar nas obras relacionadas a este tema (algumas indicadas na bibliografia de referência) que quanto mais aquecido/resfriado o ar, maior/menor é sua capacidade de reter vapor de água. Conclui-se que o ar quente se dilata, gerando espaços intermoleculares que permitem a entrada de mais moléculas de vapor de água. Dessa forma, quanto mais alta a temperatura do ar, mais vapor de água a atmosfera recebe, aumentando a taxa de evaporação da água da superfície líquida. Por outro lado, o ar frio se contrai, reduzindo espaços intermoleculares e dificultando a entrada de outras moléculas de vapor d'água. Assim, o ar frio reduz a capacidade da

atmosfera de receber vapor de água, diminuindo a taxa de evaporação da mesma pela superfície líquida. Ou seja, se a atmosfera está aquecida, admite vapor de água; se o dia está frio, a atmosfera recebe pouco vapor. O Gráfico 6.2 mostra a relação observada entre os valores de temperatura do ar úmido e a quantidade de umidade absoluta estimada que pode ser encontrada no ar para cada valor de temperatura, demonstrando que quanto mais aquecido o ar, maior é a quantidade de vapor de água registrado na baixa atmosfera.



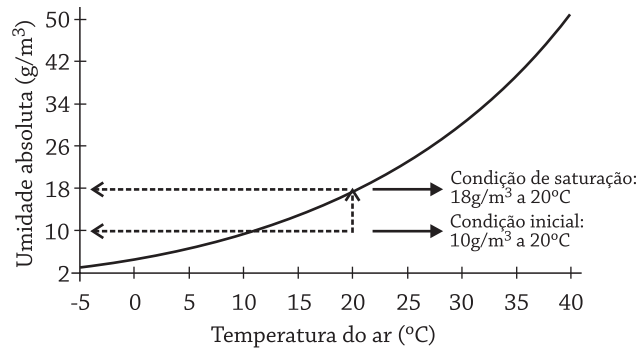
6.2.2 Saturação do ar

Quando a atmosfera atinge a condição de conter o máximo de vapor que ela admite, ocorre a saturação do ar. A partir desta condição, todo o vapor d'água introduzido na atmosfera é eliminado através da condensação do vapor (mudança de fase para o estado líquido) ou sublimação (mudança de fase para o estado sólido), dependendo da temperatura do ar.

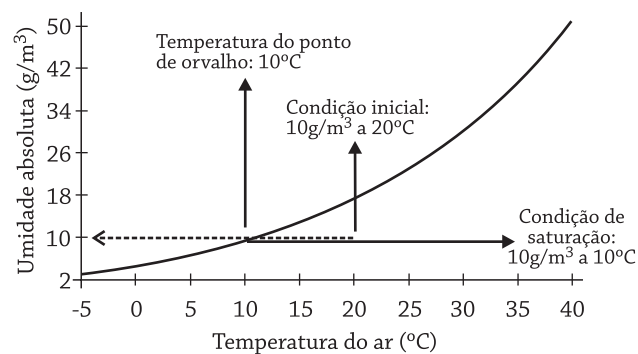
No Gráfico 6.2, a curva que representa a dependência entre a umidade absoluta e a temperatura do ar indica a sua condição de saturação. Assim, por exemplo, uma atmosfera a 10°C pode conter até 10 g de vapor d'água em um metro cúbico de ar (umidade absoluta de 10 g/m³).

Existem duas formas de atingir a saturação do ar. Imagine um recipiente de 1 m³ contendo 10g de vapor d'água a uma temperatura de 20°C. Para se promover a saturação do ar nestas condições, pode-se:

- Aumentar a quantidade de vapor d'água através de um vaporizador, por exemplo, mantendo-se a temperatura do ar constante (inalterada). Para atingir-se a saturação nestas condições, eleva-se a quantidade de vapor para aproximadamente 18 g até atingir-se a curva de saturação, alterando-se a umidade absoluta de 10 g/m^3 para 18 g/m^3 , como indica a Figura 6.3.



- Diminuir a temperatura do ar, através de um processo de refrigeração, por exemplo, mantendo-se o volume de vapor d'água constante. Para atingir-se a saturação nestas condições, será preciso resfriar o ar a 10°C até atingir-se a curva de saturação, como mostra a Figura 6.4. Esta temperatura do ar é denominada temperatura do ponto de orvalho.



6.2.3 Ventos

Os ventos criam movimentos turbulentos que dispersam o ar, misturando o vapor e transportando-o horizontal e verticalmente na atmosfera. Este processo permite que mais vapor ocupe o espaço anteriormente ocupado pelo vapor que se dispersa com a ação do vento. A quantidade de vapor que a atmosfera pode receber em dias

com ventos também depende da temperatura do ar. Dessa forma, quanto mais intensos os ventos, para uma dada temperatura, maior a capacidade da atmosfera de receber vapor.

6.3 UMIDADE RELATIVA

Uma das variáveis mais conhecidas é a umidade relativa do ar. Embora seja muito utilizada, a maior parte dos usuários não sabe o que ela significa. A umidade relativa do ar é a razão entre a quantidade de vapor d'água contido na atmosfera, para uma dada temperatura do ar, num dado momento e numa dada localidade, e a quantidade de vapor que o ar poderia suportar se estivesse saturado, nas mesmas condições atmosféricas. Ela é expressa em porcentagem. Matematicamente, podemos expressá-la de várias formas. A Equação 6.1 exemplifica a umidade relativa do ar expressa pela umidade específica do ar:

$$UR = \frac{q}{q_s} \times 100$$

Equação 6.1 – Em que q é a umidade específica do ar a uma dada temperatura e q_s é a umidade específica do ar saturado, nas mesmas condições atmosféricas de q . A razão é multiplicada por 100 para que a UR seja expressa de forma porcentual.

Para entender o conceito de umidade relativa do ar, suponhamos uma porção de 1.000 g de ar úmido (ar seco e vapor d'água), contendo 10 g de vapor, com a temperatura do ar de 20°C. A esta temperatura, a quantidade de vapor necessária para a saturação do ar úmido é de 18 g, como indica o Gráfico 6.2 na Figura 6.3.

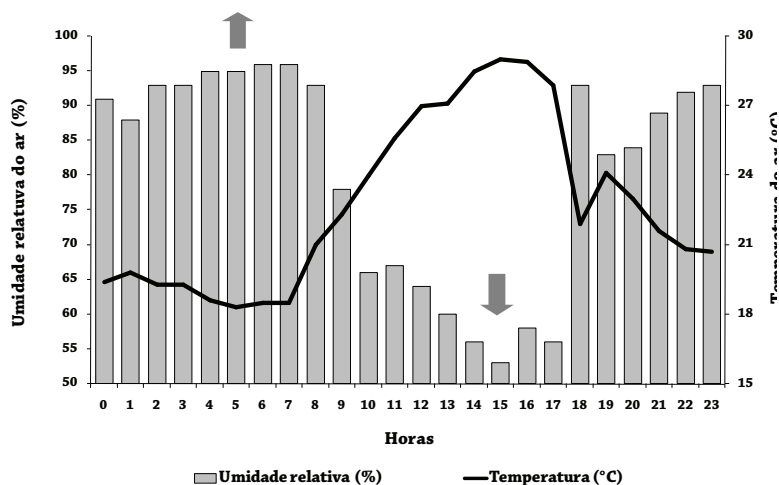
O cálculo da umidade relativa a 20°C é dado pela Equação 6.2:

$$UR = \frac{\frac{10}{1.000}}{\frac{18}{1.000}} \times 100 = \frac{10 \times 1.000}{18 \times 1.000} \times 100 = 0,56 \times 100 = 56\%$$

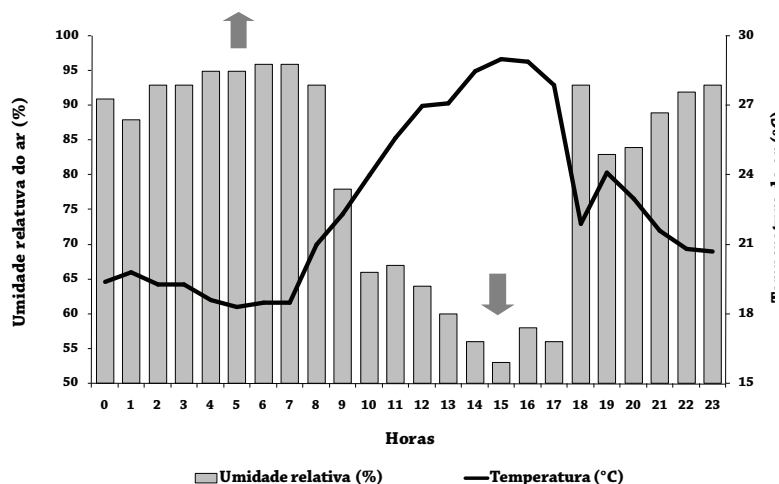
A umidade relativa expressa o quanto o ar está próximo da sua saturação para uma dada temperatura. Quanto menor/maior a umidade relativa do ar, mais distante/próxima a atmosfera está de sua saturação.

6.4 RELAÇÃO TEMPORAL ENTRE UR E TA

O Gráfico 6.3 ilustra a relação diária entre a umidade relativa (UR), e a temperatura do ar (T_a). Os dados horários são da estação automática (Pampulha) de Belo Horizonte. Observa-se que à noite a UR é alta quando a T_a é baixa, e o inverso é observado à tarde, quando a T_a é máxima e a UR mínima.



Comportamento semelhante é observado ao longo dos dias (Gráfico 6.4). Quando a temperatura média diária é alta/baixa, a umidade relativa média diária é baixa/alta.



O cálculo da umidade relativa do ar, média diária, proposta pelo INMET, é dado pela Equação 6.3:

$$UR_d = \frac{UR_{12} + UR_{18} + 2UR_{00}}{4}$$

Equação 6.3 – Em que UR_d é umidade relativa do ar média diária, UR_{12} , UR_{18} e UR_{00} , umidade relativa do ar nos horários de 12, 18 e 00 TMG, respectivamente.

O cálculo da UR média mensal é feito da mesma forma que para a temperatura do ar na Equação 4.3 da Aula 4. No caso da variabilidade mensal, a relação entre esta variável e a temperatura do ar é mais complexa. A exemplo da saturação do ar, existem duas formas de variar a sua umidade: a primeira depende da variação da quantidade de vapor d'água, mantendo-se a temperatura do ar constante; a segunda depende da variação da temperatura do ar, mantendo-se a quantidade de vapor d'água no ambiente constante. O Gráfico 6.5 ilustra essa dependência para quatro valores de umidade absoluta observados na atmosfera.

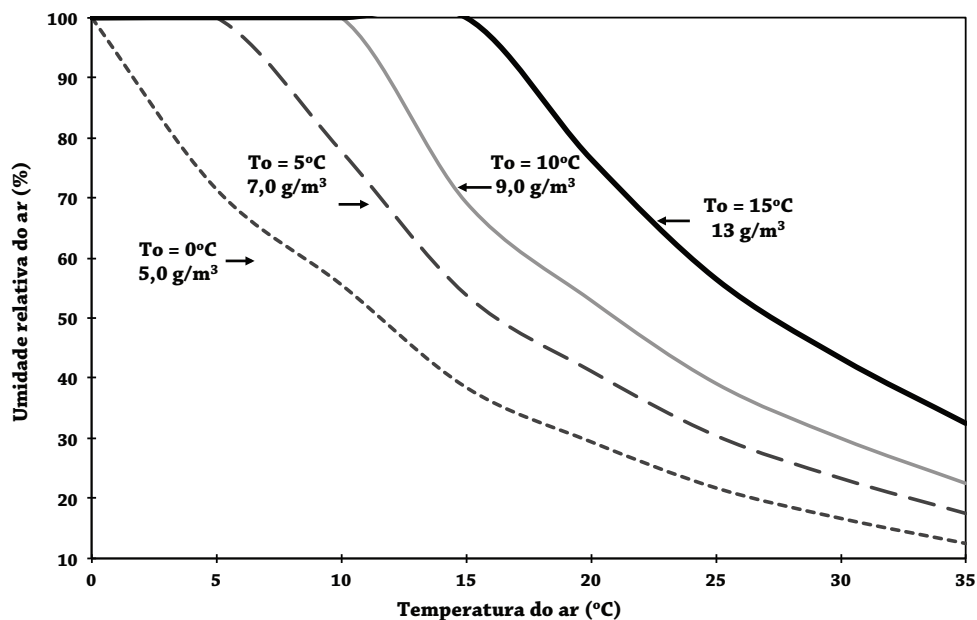
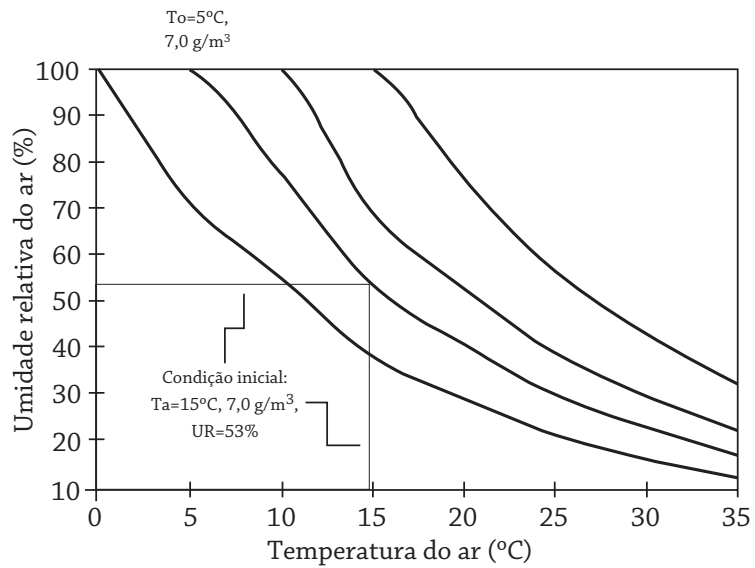


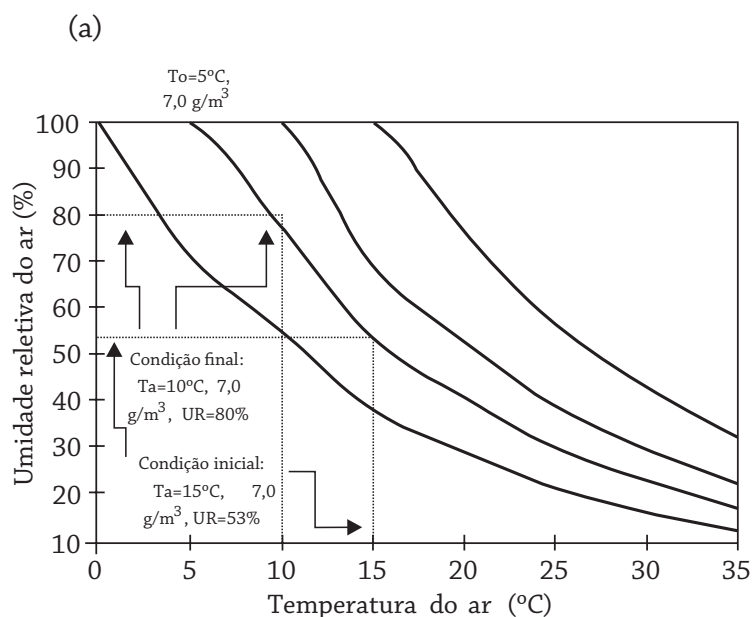
Gráfico 6.5 – Relação entre umidade relativa, umidade absoluta, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho (T_o). Valores de umidade absoluta fictícios.

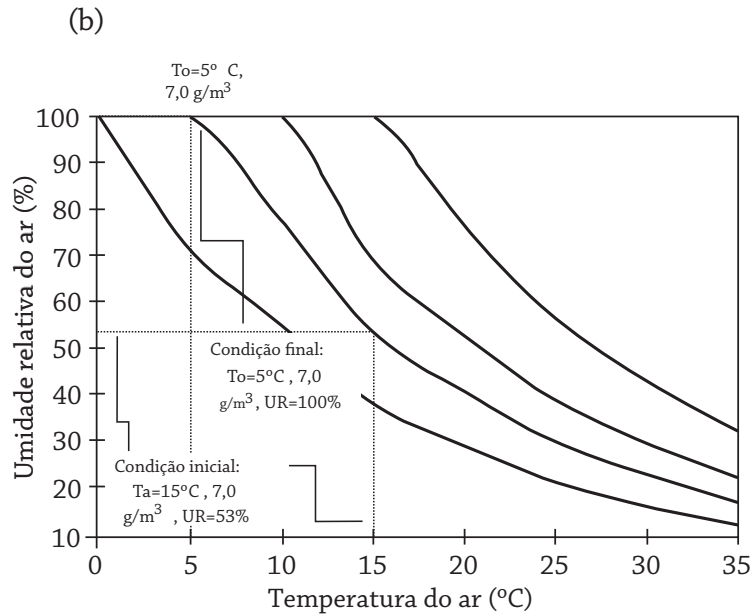
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

Suponha que um meteorologista registre uma atmosfera a $15^\circ C$, contendo $7,0 \text{ g/m}^3$ de umidade absoluta. Utilizando o Gráfico 6.5, ele conclui que a umidade relativa do ar é de aproximadamente 53% (Figura 6.5).

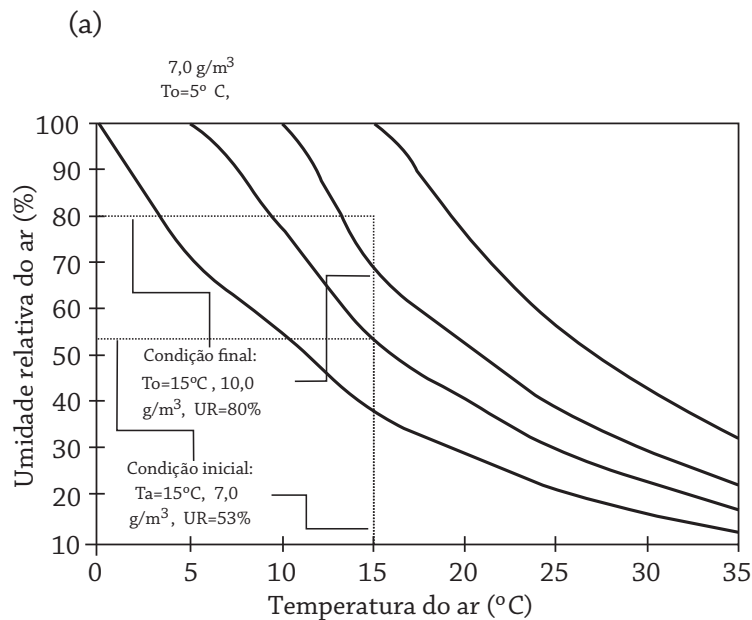


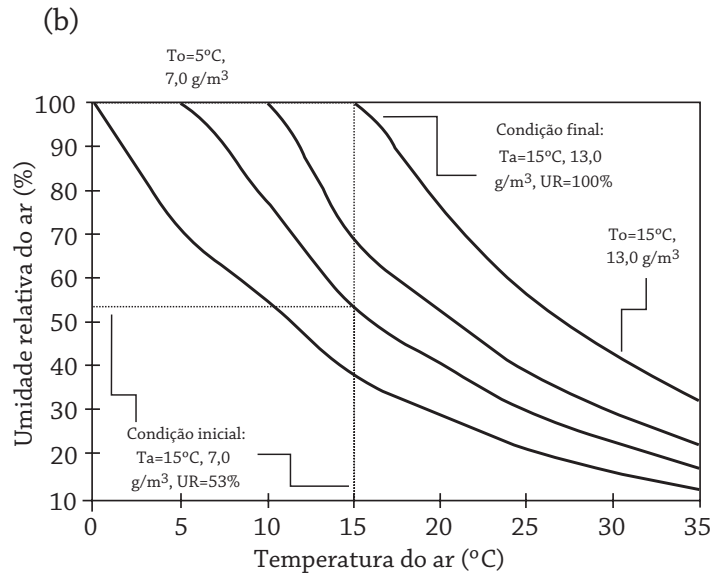
Seguindo o mesmo raciocínio apresentado anteriormente na análise das Figuras 6.3 e 6.4, o meteorologista primeiramente decide aumentar a umidade relativa do ar até 80%, mantendo a umidade absoluta constante. Neste caso, ele terá que resfriar o ambiente até a temperatura de aproximadamente 10°C (Figura 6.6a). Se ele quiser saturar o ar ($UR=100\%$), deverá resfriar o ambiente até atingir a temperatura do ponto de orvalho, $T_o = 5^\circ\text{C}$ (Figura 6.6b).





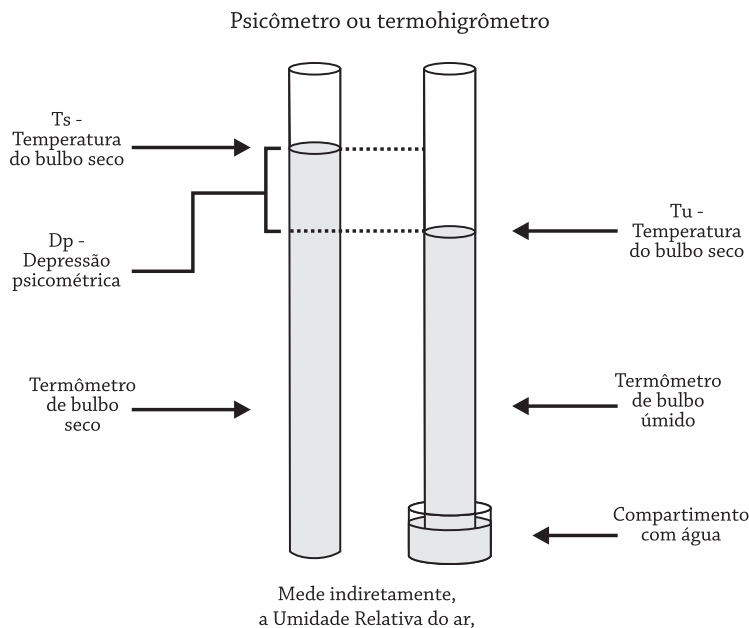
Suponha agora que o meteorologista quer aumentar a UR do ar, variando a quantidade de vapor d'água e mantendo a temperatura constante. Neste caso, ele deverá introduzir mais vapor até atingir o valor desejado, mantendo a temperatura do ar constante. Para obter UR de 80% a 15°C , o meteorologista terá que aumentar a umidade absoluta a um valor aproximado de 10 g/m^3 (Figura 6.7a). Para saturar o ar, deverá elevar a umidade absoluta a 13 g/m^3 (Figura 6.7b).





6.5 MEDIDA DA UR DO AR A PARTIR DE UM PSICÔMETRO

Um instrumento simples que mede a umidade relativa do ar é o termo-higrômetro ou psicômetro. Ele é composto de dois termômetros iguais ao indicado na Figura 6.8 e de um compartimento de água. Um dos termômetros tem sua extremidade envolta em um cadarço de pano. Os dois termômetros registram medidas idênticas de temperatura do ar. Quando o cadarço é mergulhado na água, o termômetro que ele envolve passa a medir a temperatura da água do compartimento, que é igual ou menor que a do ar e é denominada temperatura de bulbo úmido (T_u), e o termômetro é denominado termômetro de bulbo úmido. O termômetro que registra a temperatura do ar é denominado bulbo seco, e sua temperatura, a do bulbo seco (T_s). Quando o ar está seco, com baixa umidade relativa, a água evapora e libera vapor para a atmosfera. Ao evaporar-se, a água resfria, porque a evaporação gasta calor latente de evaporação. Isto faz com que o termômetro de bulbo úmido registre uma queda de T_u . A diferença entre T_u e T_s é denominada depressão psicométrica (D_p). Quanto menor/maior a umidade do ar, mais/menos água é evaporada, menor/maior é o valor de T_u e maior/menor é o da D_p .



Saiba mais!!!

Pesquise sobre os termo-higrômetros, higrômetros e higrógrafos. O site do INMET apresenta fotos destes instrumentos.

O Gráfico 6.6 mostra a relação entre UR e Dp. Os dados foram coletados durante um experimento sobre clima urbano realizado em Belo Horizonte, no período de 24h, entre 12h do dia 17/10/97 e 12h do dia 18/10/97.

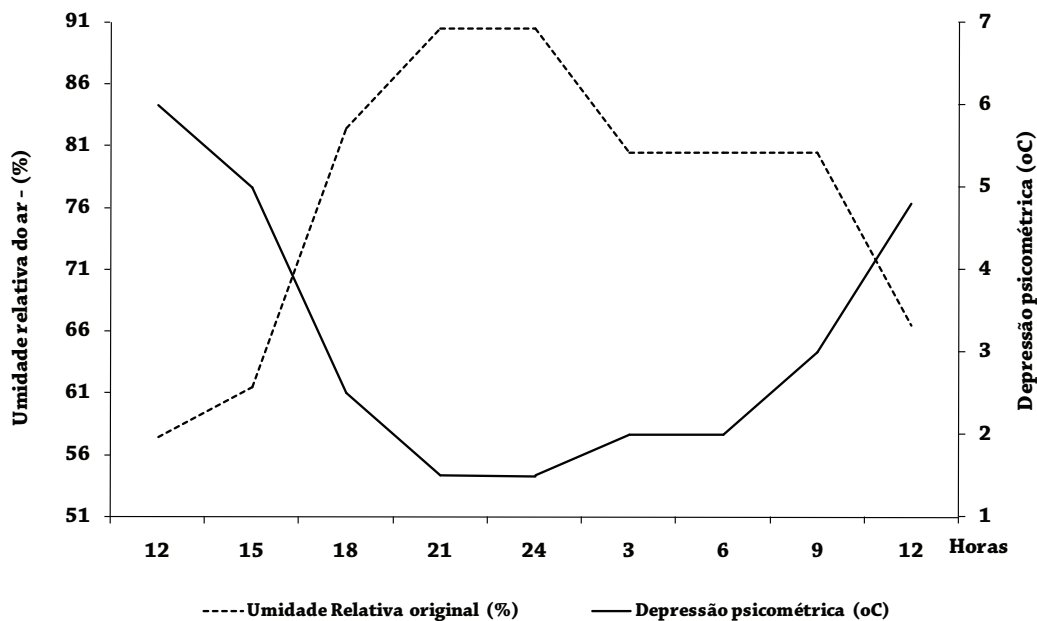


Gráfico 6.6 – Exemplo de relação entre UR e Dp, a partir de experimento em Belo Horizonte, no período entre 17 e 18 de out. 1997.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

Fonte: Assis, 1997.

O cálculo da UR a partir de D_p é complexo e não será demonstrado neste texto, mas existem tabelas, denominadas tabelas psicométricas, através das quais se estima o seu valor. Suponha os valores do experimento de Assis (1997), indicados na Tabela 6.1.

	12h	15h	18h	21h	24h
Temperatura do bulbo seco (°C)	28	25	21	18	17
Temperatura do bulbo úmido (°C)	23	21	19	17	16
Depressão psicométrica (°C)	6	5	2	1	1

Tabela 6.1 - Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

O cálculo do valor de UR é lido na Tabela 6.2, a partir da conjunção entre os valores de D_p e T_u . Na Tabela 6.1, o horário das 12 horas indica $D_p = 6^\circ\text{C}$ e $T_u = 23^\circ\text{C}$. Na Tabela 6.2, este valor de D_p equivale a UR = 58%. A Tabela 6.3 registra os valores de umidade relativa do ar a partir dos valores das Tabelas 6.1 e 6.2.

Tu (°C)	Depressão psicométrica (°C)						
	0	1	2,0	3,2	4,0	5,2	6,0
16	100	88	80	70	64	56	51
17	100	88	81	71	65	57	52
19	100	89	82	73	67	59	54
21	100	90	83	74	69	61	56
23	100	90	84	75	70	63	58
24	100	90	84	76	70	63	59

Tabela 6.2 - Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

	12h	15h	18h	21h	24h
Temperatura do bulbo seco (°C)	28	25	21	18	17
Temperatura do bulbo úmido (°C)	23	21	19	17	16
Depressão psicométrica (°C)	6	5	2	1	1
Umidade relativa do ar calculada (%)	58	61	82	88	88

Tabela 6.3 - Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

O valor de UR lida no termo-higrômetro ou na tabela psicométrica deve ser corrigido para a latitude e altitude da localidade onde se encontra o termo-higrômetro. Nesse capítulo não será discutida esta correção.

6.6 DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL DA UR

O Gráfico 6.7 apresenta a climatologia mensal de UR para Belo Horizonte, bem como sua relação com a temperatura mensal. Os maiores valores de UR são observados nas estações de primavera (setembro a novembro) e verão (dezembro a fevereiro), com máximos registrados em dezembro e janeiro. A partir de março, a UR decresce até atingir valores mínimos próximos de 60%, em agosto. Os dados que originaram o gráfico resultam em médias anuais de 72%.

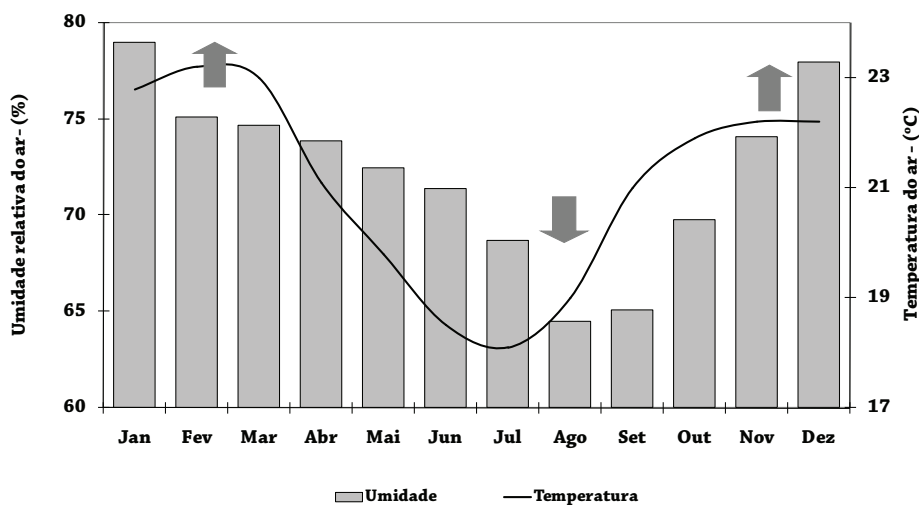


Gráfico 6.7 – Relação entre umidade relativa e temperatura do ar, médias mensais para Belo Horizonte - MG. Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

Diferentemente dos comportamentos horário e diário, a UR mensal, em Belo Horizonte, apresenta maiores/menores valores quando são registradas as maiores/menores temperaturas do ar. Tal comportamento indica que o comportamento mensal da UR nesta localidade não está associado à variação mensal da temperatura do ar. Se se considerar que a amplitude térmica anual de Belo Horizonte é de aproximadamente 5°C (Tabela 4.6, Aula 4) pode-se assumir que a temperatura mensal nesta localidade é constante ao longo do ano, comparada com o comportamento de localidades em latitudes temperadas. Conclui-se que a UR depende da distribuição mensal de umidade absoluta, ou seja, da quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera, ao longo do ano. O Gráfico 6.8 mostra a distribuição mensal da taxa de evaporação em Belo Horizonte, ao longo do ano, registrada como total acumulado de vapor d'água em mm. A maior taxa de evaporação é observada nos meses de inverno e parte da primavera, quando a atmosfera mais seca recebe menos vapor d'água e as temperaturas diurnas são altas por ausência de nebulosidade. Por outro lado, menor taxa de evaporação é observada no verão, quando a atmosfera recebe mais vapor d'água. Este comportamento justifica a dependência mensal da UR da disponibilidade de vapor d'água na atmosfera ao longo do ano, e não com a variação da temperatura.

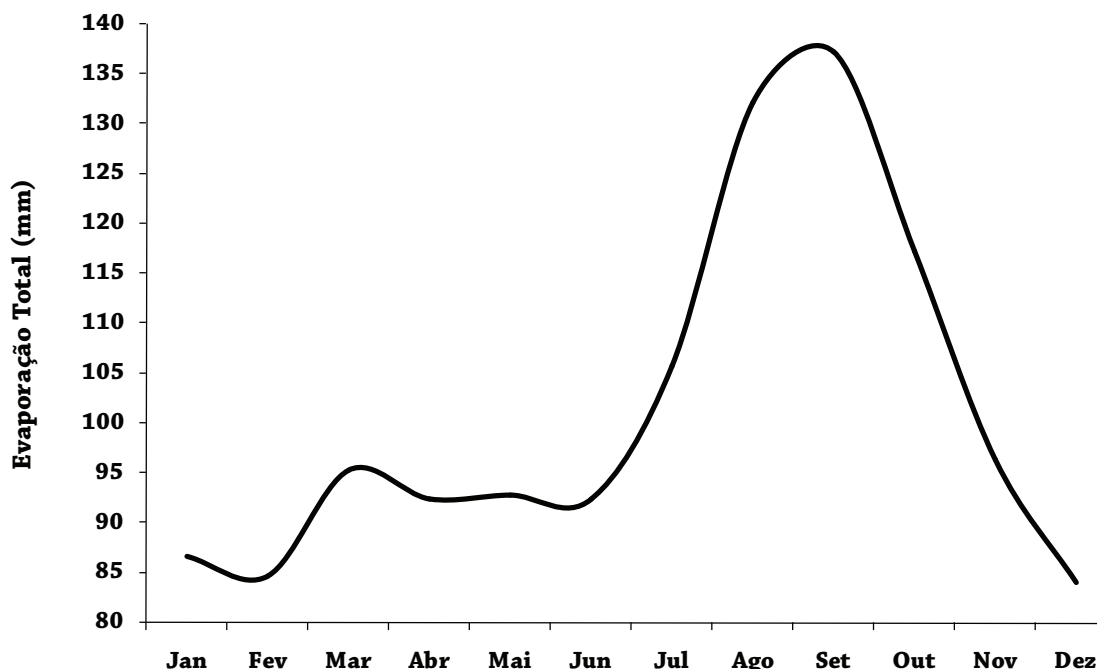
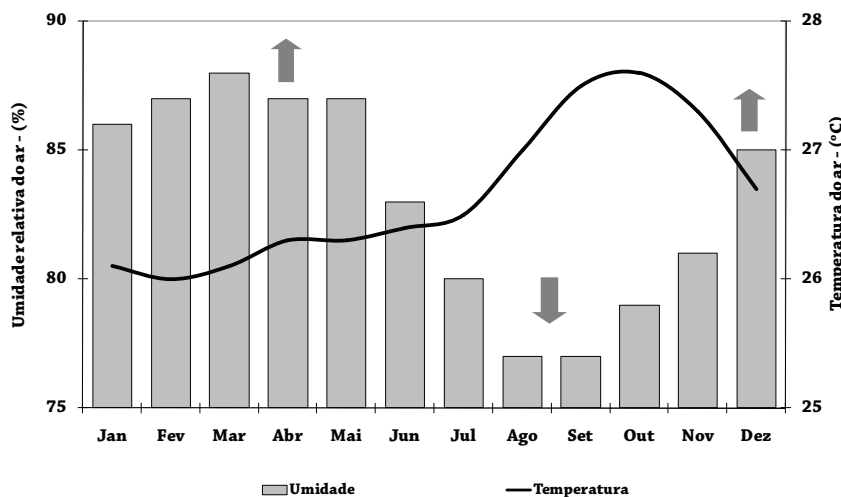


Gráfico 6.8 – Distribuição mensal climatológica da evaporação em Belo Horizonte - MG. Total anual acumulado de 1.217 mm. Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

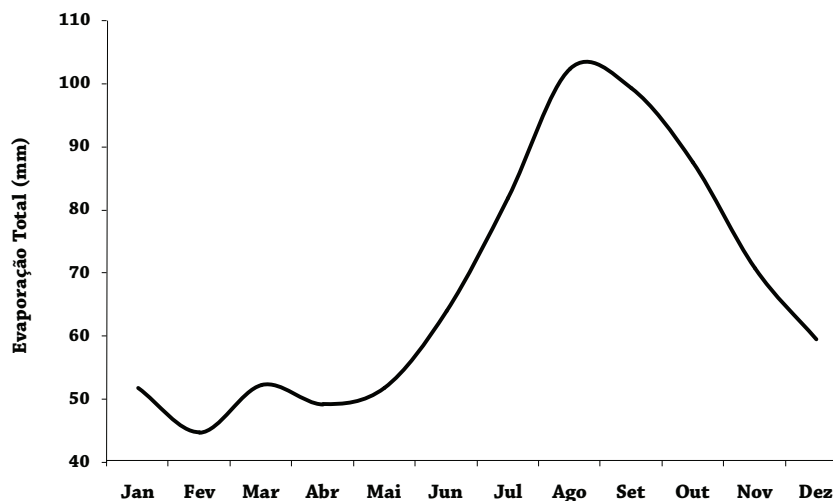
Esse padrão mensal é típico de climas tropicais semiúmidos, como os observados na maior parte de Minas Gerais, exceto no sul do estado, que apresenta uma transição para tropical úmido, e no norte, que apresenta características de semiárido. Os climas tropicais semiúmidos se caracterizam por invernos secos e de temperatura moderada e verões úmidos e quentes, além de amplitudes térmicas baixas (Aula 4).

No Brasil, destacam-se alguns padrões que exemplificam a variação climática nesta região do globo. O clima equatorial, representado por Manaus (AM), apresenta amplitude térmica anual desprezível, de 1,6° C (Tabela 4.6, Aula 4), temperatura e umidade relativa do ar com médias anuais de 27°C e 83% e total anual acumulado de evaporação de 818 mm. Para esse tipo climático, a distribuição anual da umidade relativa do ar, ao contrário de Belo Horizonte, mostra uma forte dependência da temperatura do ar, indicando grande disponibilidade de vapor d'água ao longo de todo o ano. O Gráfico 6.9 apresenta os dados de Manaus. Observa-se que os meses mais quentes (agosto a novembro)/frios (dezembro a julho) registram menores/maiores valores de UR.



A taxa de evaporação (Gráfico 6.10) se comporta como a de Belo Horizonte, sendo maior entre julho e novembro, quando a umidade relativa é menor e as temperaturas são ligeiramente mais altas que no verão em razão da diminuição da nebulosidade.

Distribuição mensal da evaporação em Manaus/AM



Porto Alegre, no Sul do Brasil, apresentando características de climas temperados, registra, como Manaus, dependência mensal da umidade relativa à temperatura do ar. A diferença é observada na maior/menor UR registrada nos meses de inverno/verão (Gráfico 6.11). Nos climas temperados, a disponibilidade de vapor d'água é mais baixa do que nos equatoriais, e o resfriamento/aquecimento do ar determina o aumento/decréscimo de umidade relativa.

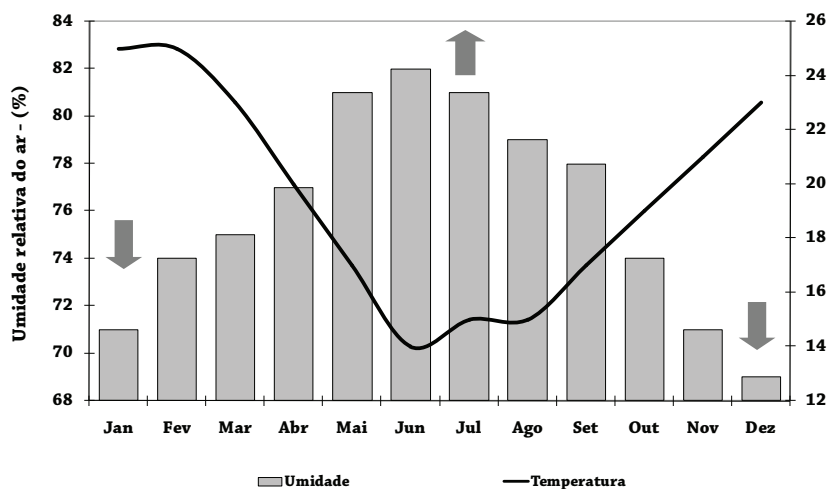


Gráfico 6.11 – Relação entre umidade relativa e temperatura do ar, médias mensais para Porto Alegre - RS.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

A evaporação em Porto Alegre totaliza 983 mm anualmente. Entretanto, a maior taxa de evaporação (Gráfico 6.12) ocorre no verão, ao contrário dos climas tropicais semiúmidos e equatoriais.

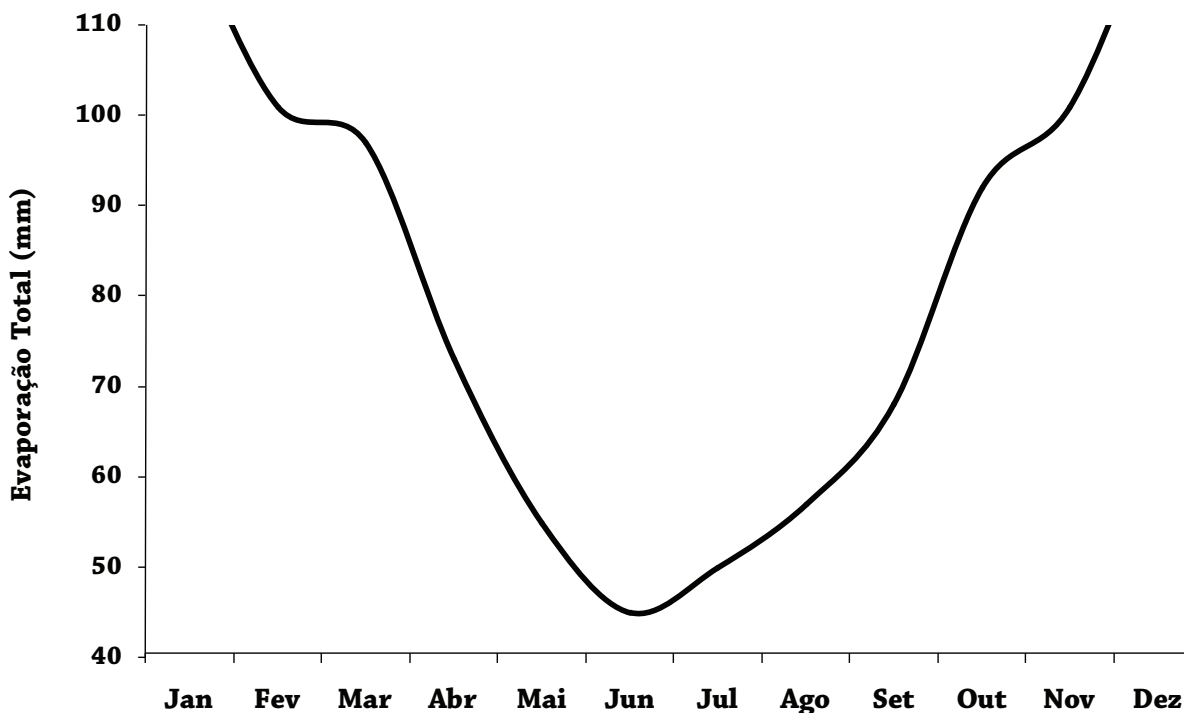


Gráfico 6.12 – Distribuição mensal, climatológica, da evaporação em Porto Alegre - RS. Total anual acumulado de 983 mm.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

6.7 DISTRIBUIÇÃO ESPAÇOTEMPORAL DA UR NO GLOBO E NO BRASIL

O cálculo anual da UR é feito da mesma forma que a Equação 4, Aula 4. A Figura 6.9 apresenta um esquema ilustrativo da UR anual, global. A UR à superfície é máxima na região equatorial devido à grande disponibilidade de vapor d'água nestas latitudes. À medida que se desloca em direção às latitudes médias, ela diminui, e, em latitudes altas, observa-se que a variável aumenta em direção aos polos, em razão das baixas temperaturas. Sobre os oceanos, seus valores são maiores do que sobre os continentes, e sobre os desertos continentais ela se apresenta muito baixa, em razão das superfícies áridas. Globalmente, a UR é máxima próxima à superfície, uma vez que o vapor d'água diminui com a altura, em razão de sua principal fonte estar à superfície.

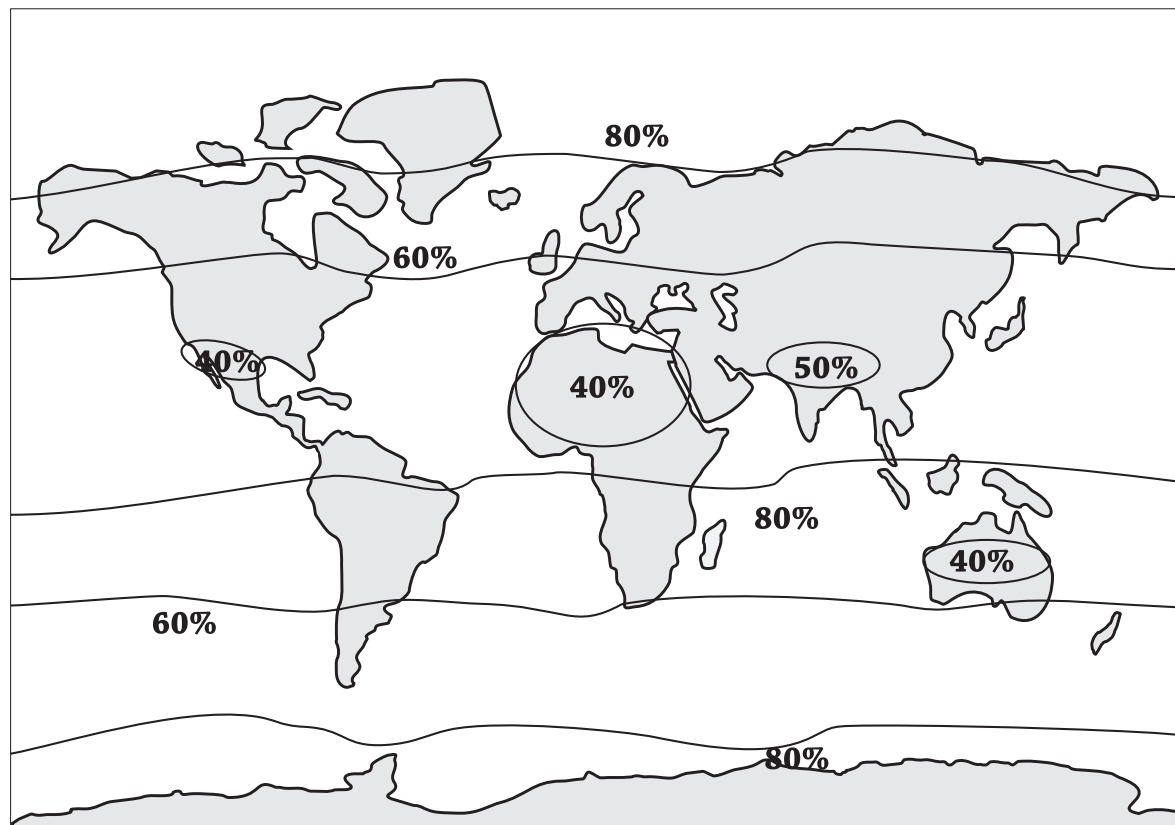


Figura 6.9 – Distribuição climatológica global, ilustrativa, das isolinhas de umidade relativa do ar à superfície. Valores fictícios. Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

Saiba mais!!!

Acesse o site: <www.inmet.gov.br> e confirme as afirmações acima analisando os mapas disponibilizados da climatologia da umidade relativa média do ar para o Brasil.

No Brasil, observa-se o mesmo padrão da região intertropical global. A umidade relativa é máxima na região Norte e decresce em direção ao Sul do país. Com relação aos efeitos da continentalidade e maritimidade, percebe-se que os menores valores são observados no interior do Nordeste, estendendo-se pelo Brasil central, e os maiores, ao longo da costa e na região Norte. A análise sazonal da UR no Brasil indica um padrão monçônico na UR com máximos valores no verão (dezembro a fevereiro) e mínimos no inverno (junho a agosto) na região central do Brasil.

Autoavaliação

1. Descreva a importância do vapor d'água na atmosfera.
2. O que são evaporação e evapotranspiração?
3. Descreva a importância dos seguintes elementos na produção de vapor para a atmosfera: temperatura do ar, saturação de vapor e ventos.
4. O que é temperatura do ponto de orvalho?
5. O que é calor latente de evaporação?
6. O que é umidade do ar?
7. O que é umidade relativa do ar? O que ela representa? Qual é a unidade de medida da umidade relativa do ar?
8. Como a umidade relativa do ar pode ser calculada a partir dos termômetros de bulbo seco (T_s) e bulbo úmido (T_u)?
9. Qual das alternativas abaixo apresenta maior valor de umidade relativa do ar? Justifique sua resposta através de um gráfico.
 $T_s = 32^\circ\text{C}$, $T_u = 23^\circ\text{C}$
 $T_s = 82^\circ\text{F}$, $T_u = 25^\circ\text{C}$
 $T_s = 92^\circ\text{F}$, $T_u = 72^\circ\text{F}$
10. O que são condensação e sublimação?

Para saber mais... pesquise:

1. Visite o site do INMET e responda:
 - a. Qual é a umidade relativa, média anual, do ar em Brasília?
 - b. Descreva o comportamento da UR mensal ao longo do ano para Brasília.
 - c. Compare a variabilidade mensal da UR nesta localidade com as outras apresentadas no texto e indique qual destas cidades apresenta comportamento semelhante ao de Brasília. Justifique sua resposta.

Para saber ainda mais... pesquise e integre os conteúdos aprendidos até esta aula:

1. Visite o site do INMET e de outros institutos de meteorologia mundiais e responda:
 - a. Faça uma tabela das variáveis temperatura e umidade relativa do ar e pressão atmosférica de Lima, no Peru, e Salvador, na Bahia.
 - b. Construa gráficos com as variáveis para as duas localidades.
 - c. Analise os gráficos. Por que Lima apresenta um clima desértico e frio e o mesmo não ocorre em Salvador, apesar das duas cidades se localizarem em latitudes próximas a 12S?

Formas de condensação

Objetivos

Apresentar e definir as várias formas de condensação sobre e próximo à superfície; definir núcleos de condensação e inversão térmica; apresentar e exemplificar a aplicação do modelo simplificado de circulação direta.

7.1 CONDENSAÇÃO À SUPERFÍCIE

Quando a atmosfera está saturada, isto é, com umidade relativa do ar em torno de 100%, ocorre a condensação/sublimação do ar (mudança de fase de vapor d'água para líquido/sólido), se a temperatura registrar valores acima/em torno de 0°C.

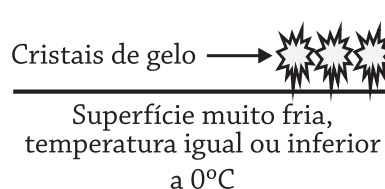
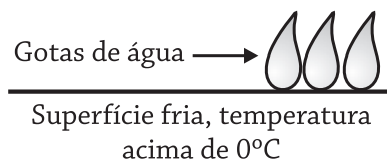
7.1.1 Orvalho

Orvalho é a formação de gotas de água sobre a superfície. Para sua formação, é preciso que o vapor d'água condense à superfície após saturar próximo a ela. Tal condição normalmente ocorre à noite, em razão da perda de radiação terrestre (ver item radiação de ondas longas, Aula 2). O ar em contato com a superfície é resfriado por ela, atingindo a temperatura do ponto de orvalho (ver item 6.2.2, Aula 6) e saturando acima de 0°C. O resfriamento da superfície é mais intenso em noites claras, sem nuvens, quando a radiação terrestre está livre para sair do planeta. Estas condições são observadas quando anticiclones atuam na atmosfera, causando forte subsidência na mesma (ver item 5.5, Aula 5). A Figura 7.1 resume as condições para a formação de orvalho.

FORMAS DE CONDENSAÇÃO SOBRE A SUPERFÍCIE

Orvalho:
formação de
gotas de água
(condensação)
sobre a superfície

Geadas:
formação de
cristais de gelo
(sublimação) sobre
a superfície



Alguns exemplos de formação de orvalho podem ser observados no dia a dia:

- Gotas de água na superfície externa de um copo de água gelada. O ar, resfriado pela superfície do copo, satura e condensa.
- Gotas de água na superfície de uma tampa de panela. O excesso de vapor liberado na ebulição da água em uma panela sobe e, ao encontrar a superfície da tampa relativamente mais fria, resfria e condensa.
- Gotas de água sobre as plantas no jardim ou sobre o teto de um carro estacionado, ambos em condições de noites frias. O ar é resfriado por estas superfícies e gotas de água se formam sobre elas.

7.1.2 Geadas

Geadas é a formação de cristais de gelo sobre a superfície. Para sua formação é preciso que o vapor d'água sublima à superfície após saturar próximo a ela, à temperatura igual ou inferior a 0°C. Tal como o orvalho, a geada é formada em noites claras, sem nuvens, em razão da grande perda de radiação de ondas longas pela superfície. O ar em contato com esta é resfriado pela geada, atingindo a temperatura do ponto de orvalho, em torno ou abaixo de 0°C. A Figura 7.1 resume também as condições para a formação de geada.

A geada é considerada um azar climático que atinge a agricultura. Sobre as culturas, ela queima as folhas das plantas, causando perda na colheita. No Brasil, as geadas são observadas nos estados do Sul e do Sudeste (São Paulo e sul de Minas Gerais) durante os meses de inverno (junho a agosto). Elas ocorrem principalmente nas áreas rurais, em regiões de topografia elevada, onde se perde muita energia terrestre para o espaço.

Em latitudes médias e altas, a ocorrência de geada é comum no inverno, em razão das baixas temperaturas, intensificadas pela continentalidade. Os agricultores tentam minimizar seus efeitos com algumas técnicas: 1. Plantar a cultura no meio de árvores mais altas, para criar um obstáculo à liberação de radiação infravermelha para o espaço, evitando a queda de temperatura acentuada na área da folhagem; 2. Criar áreas de fumaça para induzir o ar a efetuar movimentos turbulentos, misturando o quente com o frio e retardando a sua saturação; 3. Instalar grandes ventiladores que misturem o ar para obter efeito semelhante ao descrito na técnica 2; 4. Criar uma “parede de árvores” a montante da direção preferencial dos ventos com relação à cultura a ser protegida. Esta “parede” força o ar frio a se misturar com as camadas mais quentes, próximas à superfície, diminuindo sua intensidade.

Nessas regiões, pode ocorrer também a geada invisível. Ela se caracteriza pelo congelamento da seiva das culturas, dentro dos seus troncos. Este tipo de geada causa muito mais danos à atividade agrícola e ocorre com menor frequência que a anteriormente discutida. Por estar associada a temperaturas extremamente baixas, ela é difícil de ser evitada e provoca queda acentuada da safra na região atingida. No Brasil, ela é raríssima. Em de julho de 1975, um evento de geada invisível ou negra, como é popularmente conhecida, ocorreu no Paraná, atingindo a safra de café.

7.2 CONDENSAÇÃO ACIMA DA SUPERFÍCIE

Quando o ar úmido satura acima, mas próximo à superfície, forma-se o nevoeiro. Nevoeiros são definidos como grande quantidade de gotículas de água ou cristais de gelo (menos frequentes) em suspensão próximo à superfície, que provocam a diminuição da visibilidade. Por esta razão, este é um fenômeno atmosférico de grande interesse em atividades humanas, particularmente nos meios de transporte.

Semelhante à formação de orvalho e geada, nevoeiros se constituem quando o ar resfria até atingir a temperatura do ponto de orvalho e conseqüentemente saturar. A maneira pela qual o resfriamento da atmosfera ocorre, próxima à superfície, define o tipo de nevoeiro.

7.2.1 Núcleos de condensação

A formação de nevoeiro demanda grande consumo de energia para a condensação do ar à temperatura ambiente. Este consumo é diminuído na presença de núcleos de condensação, partículas sólidas, pequenas o suficiente para permanecerem em suspensão no ar. Elas têm grande afinidade com a água e por isso se associam com o vapor

Saiba mais!!!

Pesquise sobre a ocorrência de geadas na região sul do Brasil.

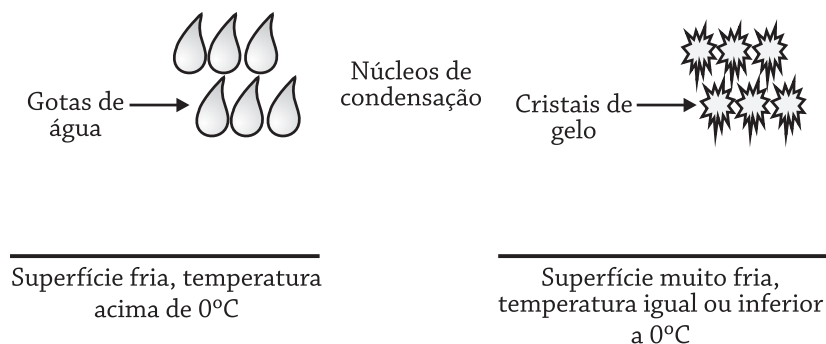
Saiba mais!!!

Pesquise sobre o impacto da ocorrência de nevoeiros no funcionamento de estradas e aeroportos.

d'água. As principais fontes naturais de núcleos de condensação são aerossóis emitidos por erupções vulcânicas, com grande teor de enxofre; sais liberados pela arrebentação de ondas oceânicas; finas partículas de areia carregadas para a atmosfera pelo vento que sopra, particularmente, sobre solos desnudados; fuligem liberada por queimadas. Atualmente, sabe-se que as atividades humanas produzem particulados que permanecem no ar em suspensão e que podem se comportar como núcleos de condensação. A Figura 7.2 resume as condições para a formação de nevoeiros.

FORMAS DE CONDENSAÇÃO ACIMA E PRÓXIMO A SUPERFÍCIE

Nevoeiro:
Condensação acima e próximo da superfície,
diminuindo a visibilidade



7.2.2 Nevoeiro de radiação

O nevoeiro de radiação ocorre quando o resfriamento do ar é produzido pela intensa perda de radiação terrestre, à noite. Neste caso, o resfriamento da superfície ocorre em noites claras e frias, mas com temperaturas mínimas acima de 0°C (Figura 7.2). O ar próximo à superfície é resfriado, saturando e formando minúsculas gotas de água que permanecem em suspensão. Em noites frias de inverno, nas latitudes médias, os nevoeiros podem conter minúsculos cristais de gelo em suspensão.

7.2.3 Nevoeiro de advecção

O nevoeiro de advecção ocorre quando massas de ar frio e úmido, próximas à superfície, são advectadas (trazidas de regiões remotas) para a área onde o nevoeiro é formado. Este tipo de nevoeiro está relacionado a massas de ar, associadas ao deslocamento de frentes frias.

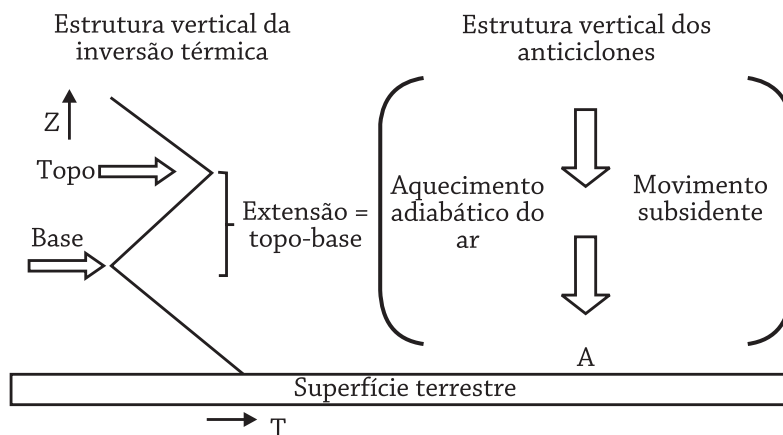
7.2.4 Nevoeiro de regiões quentes

Neste texto, define-se nevoeiro de regiões quentes aquilo que é observado em ambientes de temperaturas elevadas e que contém grande quantidade de vapor d'água. Nestas condições, o aumento da quantidade de vapor satura o ar, formando gotas de água. Este tipo de nevoeiro é observado nas regiões tropicais, sobre os oceanos quentes ou no interior de florestas equatoriais.

7.2.5 Inversões térmicas

Quando o ar, dentro da troposfera, aumenta sua temperatura com a altura, cria-se uma inversão térmica. A expressão se refere ao fato de este comportamento térmico contrariar o esperado para a referida camada da atmosfera, onde o ar normalmente esfria com a altura (ver item 4.4, Aula 4). Inversões térmicas são fenômenos naturais, e as mais intensas e persistentes do globo terrestre são observadas nas regiões polares e nas desérticas.

Anticiclones são áreas de formação de inversões térmicas. Nestes centros de pressão, a subsidência que os caracteriza (ver item 5.5, Aula 5) comprime o ar adiabaticamente. A região de maior compressão adiabática aquece o ar. A Figura 7.3 ilustra este mecanismo em um anticiclone térmico na região polar, onde o ar é constantemente resfriado pelo gelo. O resfriamento o deixa mais denso e ele descende, comprimindo-se e aquecendo-se na área de máxima compressão dentro da coluna de ar.

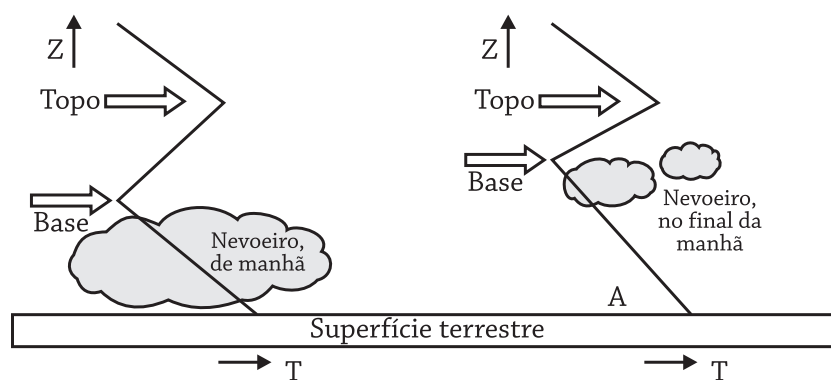


A altura onde a inversão térmica se inicia é denominada base da inversão; onde ela termina é chamado topo da inversão, e sua extensão é definida pela distância entre seu topo e sua base

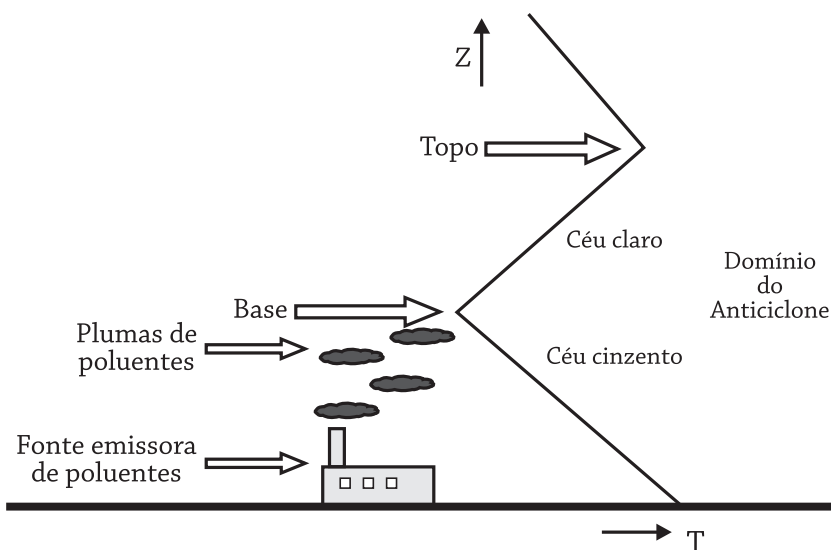
(Figura 7.3). Quanto mais intensa a inversão, mais próxima da superfície se encontra sua base e mais extensa ela é.

As inversões exercem importante papel na formação e duração de nevoeiros. Por se formarem em regiões de subsidência, sua base atua como uma “tampa” para os nevoeiros, que se espalham horizontalmente por serem impedidos de se expandir verticalmente, particularmente à noite e pela manhã. É por esta razão que, quando uma aeronave decola por instrumentos, em condições de baixa visibilidade, ao atravessar o nevoeiro, é possível visualizá-lo abaixo do avião (Figura 7.4).

Com o aquecimento da superfície pela energia solar, ao longo do dia, o ar se aquece, ascende verticalmente, se expande, resfria adiabaticamente e rompe a base da inversão. Quando isso ocorre, o nevoeiro se dissipa e o resto do dia apresenta condições de céu claro (sem nebulosidade).



As inversões térmicas dificultam também a dispersão de poluentes particulados, originados das atividades humanas, particularmente em regiões industrializadas. Quando isso ocorre, é possível observar uma região acinzentada ou amarelada no céu, próxima à superfície. A altura máxima onde estes particulados são encontrados define a base da inversão térmica no dia de observação da poluição atmosférica (Figura 7.5).

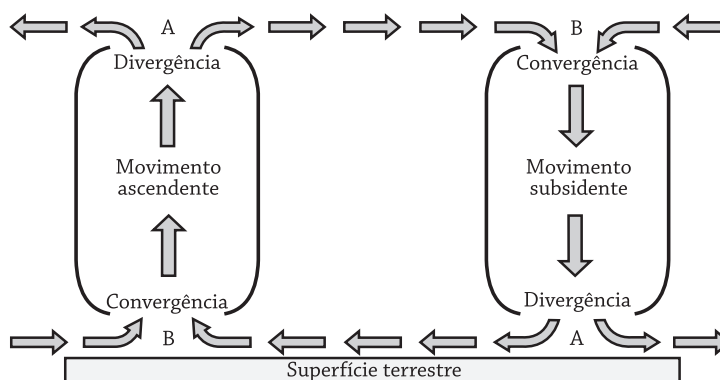


7.3 OUTROS EXEMPLOS DE NEVOEIROS

É comum observar-se nevoeiros em fundos de vale. Esse fenômeno associa a formação de nevoeiros à estrutura da circulação do ar entre vales e encostas, conhecida na literatura como circulação vale-montanha.

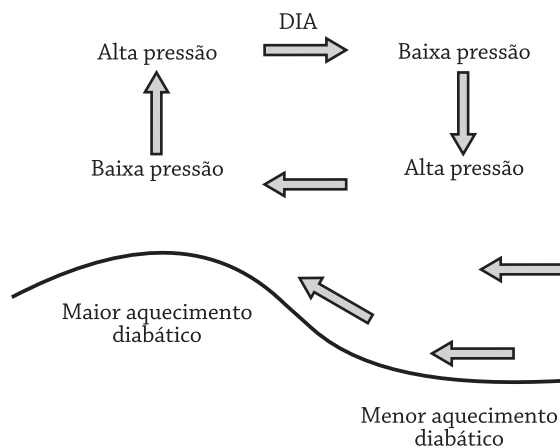
7.3.1 Circulação direta ou térmica

Quando ciclones e anticiclones de origem térmica se distribuem espacialmente, a combinação da circulação horizontal originada em cada centro de pressão cria uma célula de circulação denominada circulação direta. Na região de baixa pressão à superfície o ar converge nos baixos níveis (item 5.5, Aula 5), ascende e diverge nos altos níveis. Ele se dirige ao centro de alta pressão à superfície, onde converge nos altos níveis (ver item 5.5, Aula 5), descende e diverge à superfície, fechando a circulação direta (Figura 7.6).

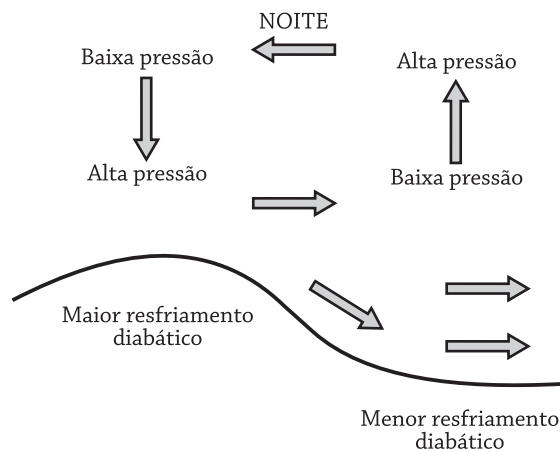


7.3.2 Nevoeiros de fundo de vale

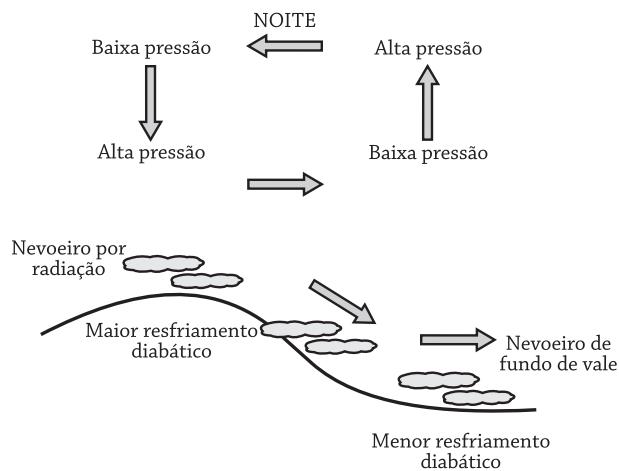
O modelo simples de circulação atmosférica, induzida por aquecimento e resfriamento do ar à superfície, apresentado na Figura 7.6, explica a circulação observada entre vales e encostas. Durante o dia, o ar é mais aquecido no topo da encosta, onde a coluna atmosférica é menor, comparado ao aquecimento observado, na mesma altura, acima do vale, onde a coluna de ar é maior. O aquecimento no topo da encosta gera um centro relativo de baixa pressão à superfície, que contrasta com o de alta pressão observado no fundo do vale, relativamente mais frio. Essa distribuição espacial origina um gradiente horizontal de pressão que define a circulação do ar em direção à encosta. Uma vez estabelecido o sentido de circulação do ar, a coluna atmosférica, próxima à superfície, se desloca, acompanhando o contorno do relevo, encosta acima (Figura 7.7).



À noite, a perda de radiação de ondas longas, resfria o ar mais eficazmente no topo da encosta, onde a coluna atmosférica é menor, comparada ao do fundo do vale. Estabelece-se um novo gradiente barométrico entre a alta pressão relativa no topo da encosta e a baixa no fundo do vale mais aquecido. A coluna atmosférica, próxima à superfície, se desloca acompanhando o relevo, em direção ao vale (Figura 7.8).



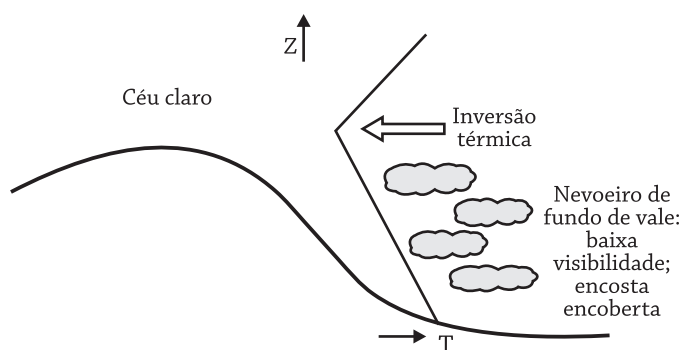
Se o ar está úmido, a temperatura baixa e o céu claro, caracterizando a ação de um anticiclone, o resfriamento radiativo noturno origina a saturação do ar, próximo à superfície, no topo da encosta, e um nevoeiro se forma. O deslocamento do ar transporta o nevoeiro em direção ao fundo do vale onde ele se deposita (Figura 7.9).



O resfriamento também induz à formação de forte inversão térmica, que restringe o nevoeiro ao vale. Ao amanhecer, o vale está coberto pelo nevoeiro e a encosta está clara, permitindo ver-se o nevoeiro encobrindo o vale e deduzir-se a altura da base da inversão térmica, definida pelo topo do nevoeiro (Figura 7.10a). Com o aquecimento diurno, a base da inversão se eleva e o nevoeiro se dissipa, deixando o topo da encosta visível para o observador no fundo do vale (Figura 7.10b).

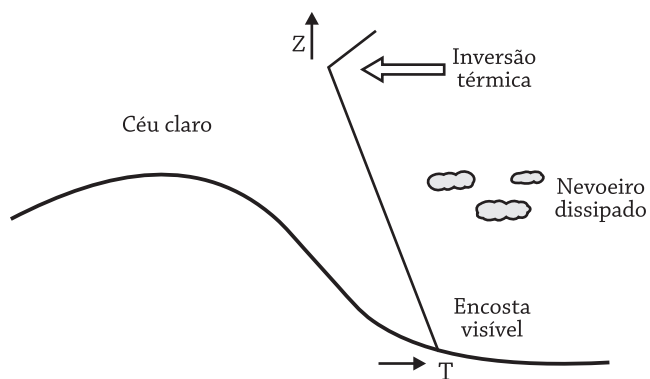
(a)

NEVOEIRO DE FUNDO DE VALE
AÇÃO DA INVERSÃO TÉRMICA - MANHÃ



(b)

NEVOEIRO DE FUNDO DE VALE
DISSIPACÃO DA INVERSÃO TÉRMICA - FINAL DA MANHÃ



7.3.3 Brisas

O modelo de circulação direta explica também outras formas de circulação local, induzidas termicamente. A circulação das brisas terrestre e marítima obedece ao mesmo princípio. Durante o dia o

litoral quente, em razão do baixo valor do calor específico do continente, a coluna de ar se aquece, comparado àquela sobre o oceano, que se aquece menos (alto calor específico da água), ficando relativamente mais frio e gerando um centro relativo de alta pressão. O ar marítimo, úmido, desloca-se em direção ao litoral. Em condições de inverno, com baixas temperaturas e forte inversão térmica, esse ar, carregado de sal marítimo (aerossol, que funciona como núcleo de condensação) pode se condensar no litoral, criando nevoeiros próximos à superfície, no final da tarde.

O nevoeiro criado a partir da brisa marítima, nas condições de inverno apresentadas no parágrafo anterior, em regiões industrializadas, pode apresentar características tóxicas para o ser humano, em razão da produção de particulados com alto teor de dióxido de enxofre, por exemplo, que também funcionam como eficazes núcleos de condensação. O dióxido de enxofre combina-se com a água durante o processo de condensação, formando ácido sulfúrico, que deixa as gotículas de água do nevoeiro ácidas. Situações como esta foram observadas na Europa e nos Estados Unidos, destacando-se o evento de 1952 em Londres, quando se registrou a ocorrência de mais de 4.000 mortes, direta ou indiretamente relacionadas a este tipo de fenômeno, que recebe o nome de *smog*.

Saiba mais!!!

Pesquise sobre a interação entre nevoeiros e poluição atmosférica, particularmente o *smog*.

Autoavaliação

1. O que são orvalho, nevoeiro e geada? Quais as condições necessárias à ocorrência destes fenômenos meteorológicos?
2. Defina inversão térmica.

Para saber ainda mais... pesquise e integre os conteúdos aprendidos até esta aula:

1. Descreva as características da massa de ar tropical úmida do Oceano Atlântico Sul.
2. Visite o site do INMET e outros institutos de meteorologia mundiais:
 - a. Faça uma tabela das variáveis umidade relativa do ar e pressão atmosférica de Belo Horizonte – MG.
 - b. Construa um gráfico com as variáveis.
 - c. Analise o gráfico. Belo Horizonte é uma região urbana onde ocorre grande emissão de particulados pela combustão fóssil por carros e indústrias. Em que época do ano os episódios de concentração de poluentes é mais grave? Justifique sua resposta, integrando os conhecimentos teóricos desenvolvidos até esta aula e as análises do gráfico.

AULA 8

Nuvens

Objetivos

Definir o conceito de nuvens e de estabilidade atmosférica; apresentar a relação entre estabilidade atmosférica e formação de nuvens e de condições de céu claro; apresentar os tipos de nuvens; definir sistemas frontais; apresentar o método de quantificação de nuvens e de identificação de nuvens em imagens de satélite meteorológico.

8.1 PROCESSO ADIABÁTICO

Para que nuvens possam ser formadas, parcelas de ar úmido precisam subir na atmosfera a alturas onde elas sejam resfriadas até saturar. Essa subida do ar depende das condições de estabilidade da atmosfera.

Imaginemos uma parcela de ar úmido com dimensões horizontais variando desde alguns centímetros a extensões que podem equivaler a toda a atmosfera terrestre. Quando essa parcela, em contato com uma superfície, troca calor sensível com esta, aquecendo-se, este processo é denominado mudança diabática, ou processo diabático. A parcela quente se torna mais leve e sobe. Ao subir, a parcela de ar encontra um ambiente mais rarefeito (item 3.1, Aula 3).

Se em cada altitude a pressão atmosférica é a mesma sofrida pela parcela nesse mesmo nível, a rarefação do ar troposférico permite que a parcela de ar se expanda, aumentando seu volume. Este aumento de volume promove a realização de trabalho pela parcela de ar, consumindo sua energia, o que reduz o calor de que ela dispõe por unidade de volume. A redução da quantidade de calor diminui a temperatura do novo volume da parcela de ar na altura em que ela se encontra.

A mudança da temperatura da parcela de ar durante o movimento ascendente ocorre sem troca de calor com o ambiente, ou seja, sem envolver adição ou subtração de calor. Essa mudança é denominada

adiabática, ou processo adiabático, e a taxa de redução da temperatura com a altura é denominada taxa de decaimento adiabática seca (Γ_p), contanto que a parcela úmida não mude de fase e libere calor latente. Nessas condições, Γ_p é aproximadamente $10^\circ\text{C} / \text{km}$. O processo adiabático assume que a parcela de ar úmida se move verticalmente de forma tão lenta que sua energia cinética é desprezível, comparada a sua energia total.

Se moléculas de vapor d'água, dentro da parcela de ar úmido em ascensão, condensam ou sublimam, calor latente será liberado para o meio, aquecendo-o. O processo de ascensão deixa de ser adiabático e denomina-se adiabático saturado, ou pseudoadiabático, dependendo da quantidade de vapor que muda de fase. Nessas condições, a taxa de redução da temperatura da parcela de ar com a altura é menor, ou seja, a temperatura da parcela de ar diminui mais lentamente, sendo denominada taxa de decaimento adiabática saturada (Γ_s).

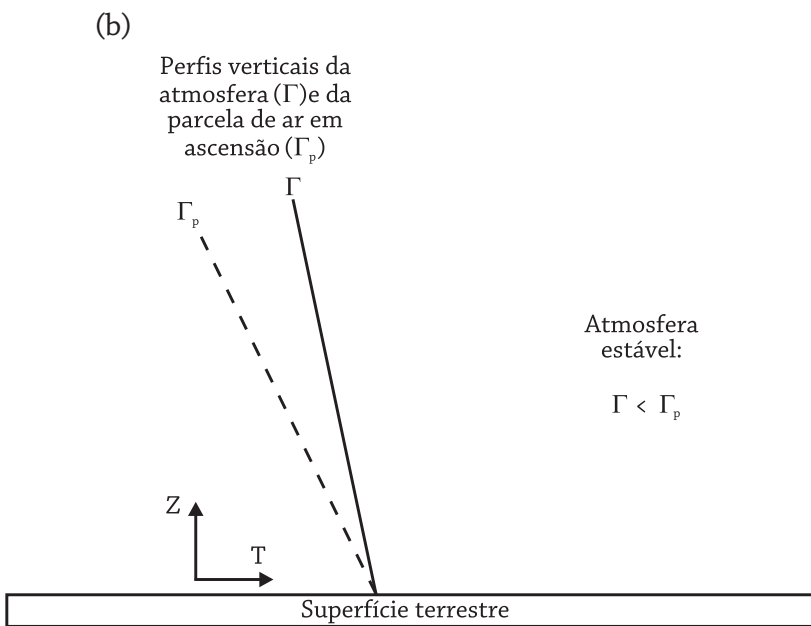
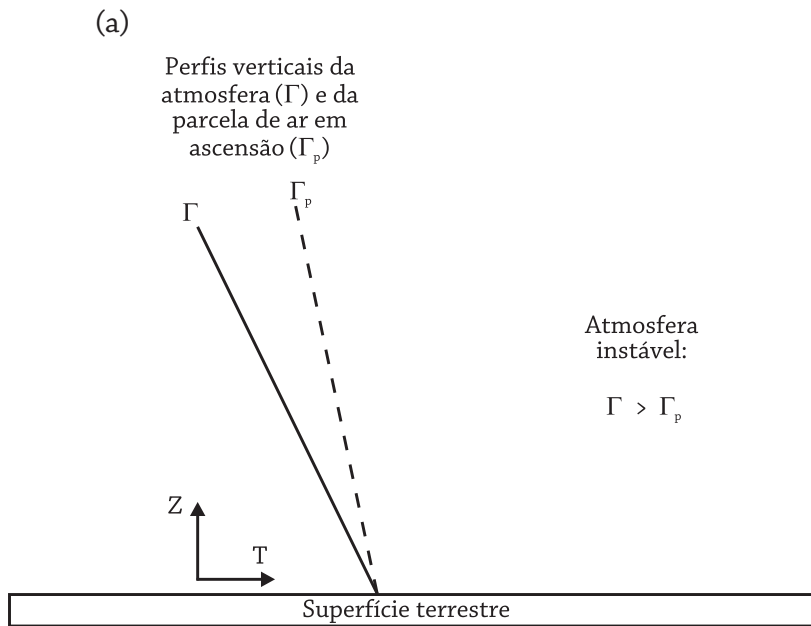
8.2 ESTABILIDADE E INSTABILIDADE ATMOSFÉRICA

A estabilidade atmosférica é definida pela capacidade de uma parcela de ar manter ou não os movimentos verticais que lhe são aplicados, em uma dada atmosfera. As propriedades térmicas da atmosfera variam diariamente e são expressas pelo gradiente vertical de temperatura, dependendo da quantidade de calor que ela recebe ou perde para a superfície, ou dos processos dinâmicos, dentro da troposfera, que induzam uma coluna de ar a expandir ou comprimir.

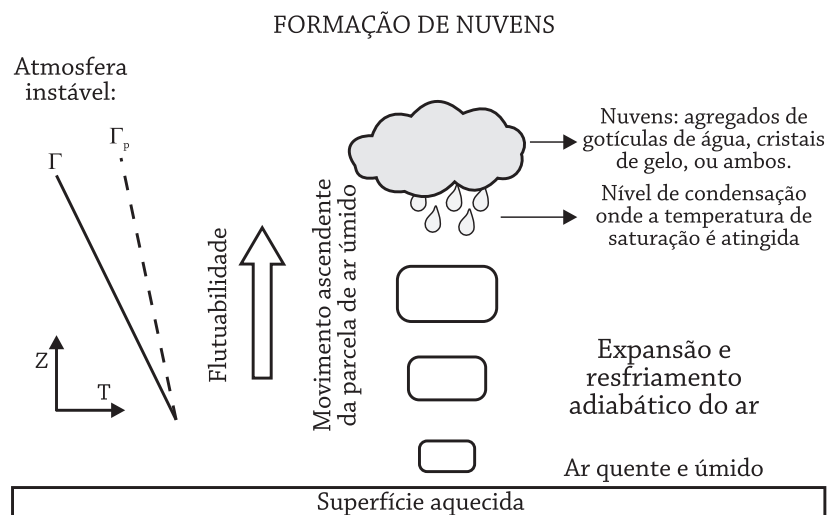
Uma atmosfera é estável se uma parcela de ar, sob a ação inicial de uma força, movimentando verticalmente a uma taxa de decaimento adiabática seca ou saturada, tende a retornar à sua posição original. Uma atmosfera é instável se uma parcela de ar, sob a ação inicial de uma força, movimentando-se verticalmente a uma taxa de decaimento adiabática seca ou saturada, tende a permanecer em movimento, mesmo quando a força cessa. Neste texto serão tratadas apenas as condições de estabilidade atmosférica para uma parcela de ar em ascensão.

Matematicamente, uma atmosfera é instável/estável quando seu gradiente térmico vertical (Γ) é maior/menor do que o da parcela de ar em ascensão (Γ_p).

A Figura 8.1 ilustra os perfis verticais de temperatura para as condições de estabilidade atmosférica no caso de uma parcela de ar em movimento ascendente.



Quando uma parcela de ar úmido e quente se movimenta verticalmente, em ascensão, em uma atmosfera instável, à medida que sobe, sofre expansão e resfria adiabaticamente (item 8.1). Se, apesar deste resfriamento, a parcela permanece mais quente do que o ar ambiente em uma dada altura, ela estará menos densa do que o ambiente. Sob essas condições, a parcela de ar mais leve que o meio vence a força da gravidade, continua subindo e, conseqüentemente, expande e resfria ainda mais, em um nível mais alto. Neste texto, denomina-se flutuabilidade a capacidade da parcela de ar de vencer a gravidade e continuar subindo (Figura 8.2). Se a flutuabilidade da parcela é mantida, esta continua subindo e resfriando, podendo alcançar um nível na atmosfera onde atingirá saturação, denominado nível de condensação, a partir do qual minúsculas gotas de água (ou de cristais de gelo) se formarão dentro da parcela de ar úmido, que poderá continuar subindo (Figura 8.2).



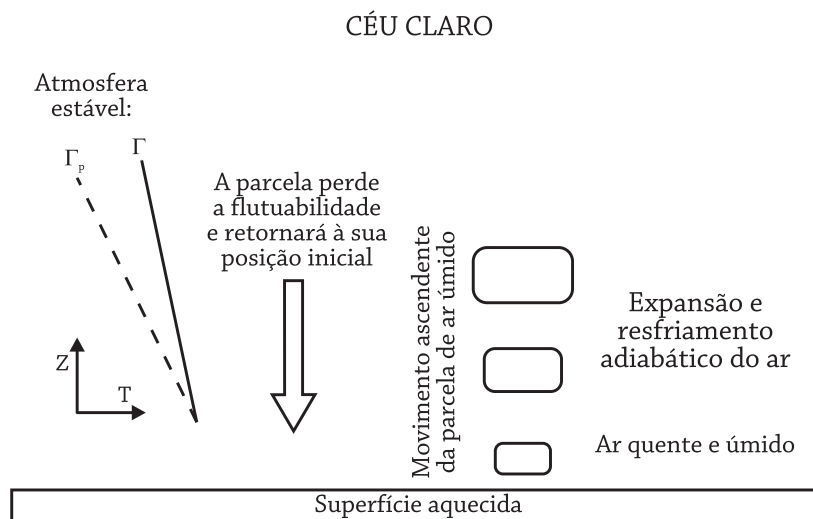
A altura do nível de condensação dependerá da capacidade de saturação e mudança de fase do vapor d'água, a qual é ampliada na presença de núcleos de condensação (item 7.2.1, Aula 7). Novas gotas (ou novos cristais de gelo) se formarão e muitas colidirão umas com as outras, aumentando seu tamanho.

Quando esse conjunto de gotas, ou de cristais de gelo, ou ainda de uma mistura de gotas e cristais de gelo, em suspensão na atmosfera, atinge um tamanho que o mantenha visível aos nossos olhos, ele é denominado nuvem (Figura 8.2). Como as gotas de água e os cristais de gelo mudam de tamanho continuamente, podendo

aumentar ou evaporar, as nuvens alteram sua forma constantemente, aumentando em tamanho horizontal e vertical, ou mesmo evaporando e desaparecendo aos nossos olhos.

8.4 CÉU CLARO

Quando a atmosfera está estável, ela não favorece a formação de nuvens, originando condições de céu claro, sem nuvens (Figura 8.3). Atmosferas estáveis são mais comumente observadas na presença de anticiclones. Os centros de alta pressão se caracterizam por forte subsidência e inversão térmica (item 5.5, Aula 5 e item 7.2.5, Aula 7). Nessas condições, uma parcela de ar em ascensão resfria-se mais rapidamente do que o meio, que aquece adiabaticamente, com a presença da inversão térmica. A parcela fria apresenta-se mais densa que o meio e perde a flutuabilidade, retornando à superfície (Figura 8.3). O ar úmido não consegue resfriar-se até atingir sua saturação e não há a formação de nuvens.



8.5 TIPOS DE NUVENS

Pode-se representar uma nuvem por uma estrutura que apresenta uma base, que é a altitude onde ela se inicia, ou seja, a do nível de condensação, e um topo, que é a altitude onde ela termina. A diferença, em metros ou quilômetros, entre o topo e a base das nuvens, expressa sua extensão vertical, denominada altura da nuvem (Figura 8.4). A distância horizontal ocupada pela base da nuvem é denominada extensão horizontal da base da nuvem.

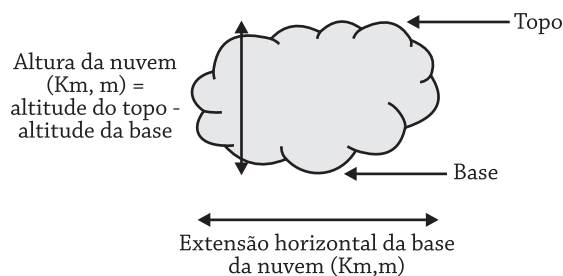
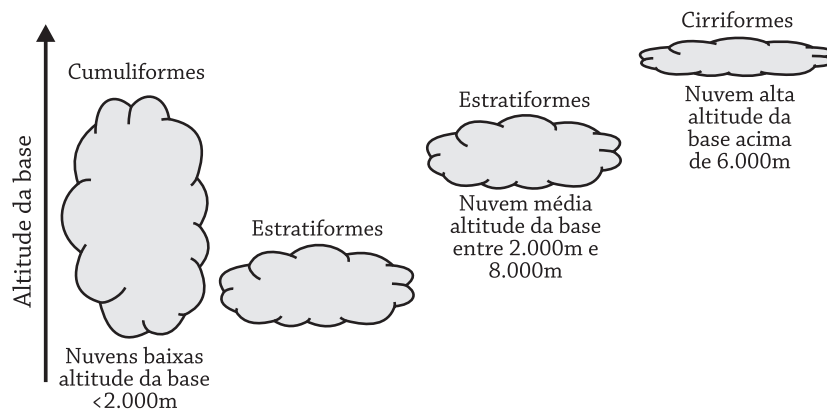


Figura 8.4 – Esquema dos elementos da estrutura física das nuvens.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Breno Marent.

As nuvens são descritas de acordo com sua formação e suas características. Com referência à altitude de sua base observam-se, segundo o Atlas Internacional de Nuvens da OMM (INMET, 2009), nuvens baixas (base abaixo de 2.000 m), médias (base entre 2.000 e 8.000 m na região equatorial) e altas (base acima de 6.000 m) (Figura 8.5).



As nuvens são também identificadas pela sua origem. Nuvens baixas, de origem convectiva, têm expressivas alturas, comparadas à sua extensão horizontal, particularmente na região equatorial. As nuvens convectivas são formadas em atmosferas muito instáveis e seu mecanismo de formação foi descrito anteriormente (itens 8.2 e 8.3). Estas nuvens recebem a denominação geral de nuvens cumuli-formes (Figura 8.5). As de menor altura são denominadas cúmulus e estão associadas às pancadas de chuvas. As de maior altura podem atingir mais de 10 km na região tropical e equatorial, sendo denominadas cúmulus-nimbus. Apresentam tons escuros na base e são muito brilhantes no topo em razão da forte reflexão de radiação solar, própria das nuvens com grande presença de gelo (item 3.3, Aula 3), criando sombra abaixo de sua base. Além disso, estão associadas a tempestades severas.

A instabilidade atmosférica observada na formação desse tipo de nuvem está relacionada ao intenso aquecimento da superfície, e

consequentemente do ar na baixa troposfera. Este aquecimento origina forte gradiente térmico vertical no ambiente, permitindo a formação de água e gelo na mesma nuvem. Tal instabilidade atmosférica também pode ser observada sob o domínio de centros de baixa pressão à superfície. Nessas condições de tempo, os movimentos ascendentes são intensificados pela convergência horizontal (item 5.5, Aula 5), intensificando a flutuabilidade das parcelas úmidas de ar. O intenso resfriamento das parcelas em ascensão diminui a altitude dos níveis de condensação. No Brasil, primavera e verão são as estações que mais favorecem a formação de nuvens convectivas, particularmente nas regiões Sudeste e Centro-Oeste. A grande disponibilidade de energia solar no Equador favorece ainda a presença dessas nuvens ao longo de todo o ano na região Norte.

Nuvens estratiformes são nuvens baixas e médias (Figura 8.5), contendo água na região intertropical e latitudes médias, e gelo nas latitudes médias (no inverno, particularmente em áreas continentais) e altas. Elas apresentam pequena altura, grande extensão horizontal e são formadas por condensação ou sublimação em massas de ar frias e úmidas. As nuvens estratiformes refletem muita energia solar em razão de sua extensão horizontal, o que provoca baixas temperaturas durante o dia. Por outro lado, elas promovem grande retenção de energia terrestre à noite, mantendo as temperaturas noturnas amenas. As nuvens médias não geram precipitação.

No inverno, em latitudes médias, os baixos estratos estão presentes em eventos de precipitação sólida (neve). As precipitações são contínuas e podem durar várias horas ou dias. Nuvens estratiformes podem interagir com as cumuliformes, em condições de média instabilidade atmosférica, ou com nuvens altas, em condições de baixa temperatura. Quando isso ocorre, são observados tipos denominados nimbostratus, altostratus e cirrostratus.

Nuvens cirriformes são nuvens altas formadas por cristais de gelo, em altitudes com baixa temperatura e umidade absoluta (Figura 8.5). Elas não geram precipitação.

Nuvens orográficas se formam quando as parcelas de ar em ascensão se deslocam em direção ao topo de relevos acentuados, tais como montanhas, serras e encostas. Neste caso, como o ar é forçado a subir em razão do contorno da superfície, as parcelas de ar resfriam-se mais rapidamente e atingem o nível de condensação próximo ao topo do relevo. Minas Gerais apresenta uma topografia que favorece a formação de nuvens orográficas. No inverno, essas nuvens, de modo geral, não provocam chuvas, exceto no leste do estado, onde o ar, de origem marítima, é muito úmido e carregado de núcleos de condensação (sais). Nos eventos associados à circulação direta (item 7.3.1, Aula 7), a circulação vale-encosta pode formar nuvens no topo da encosta, e a da brisa marítima, no

continente. Em ambas as situações, nuvens se formam à tarde ou à noite. A combinação da brisa marítima com os efeitos orográficos está relacionada à constante presença de nuvens ao longo do litoral brasileiro.

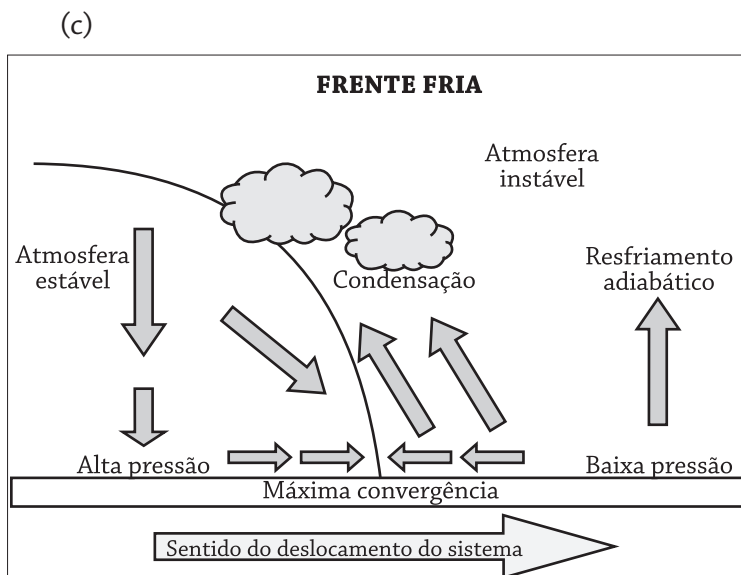
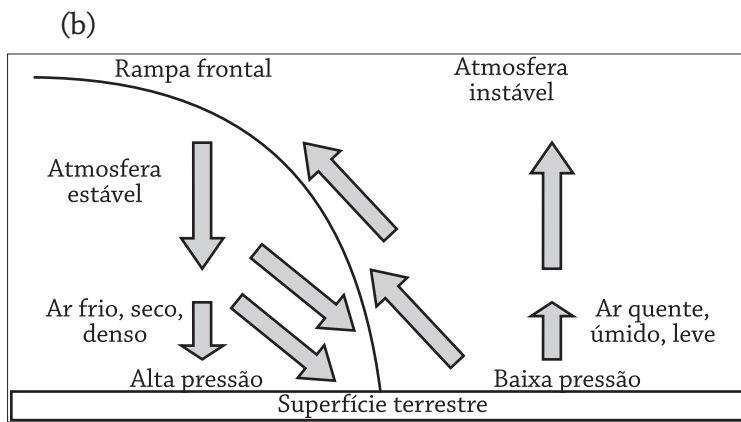
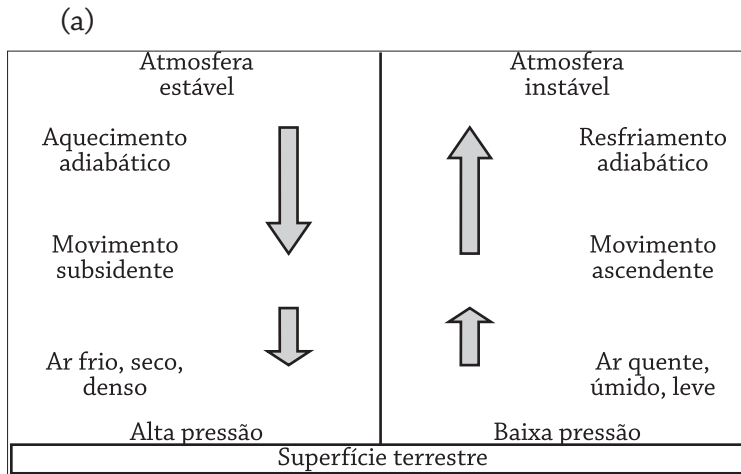
8.6 SISTEMAS FRONTAIS

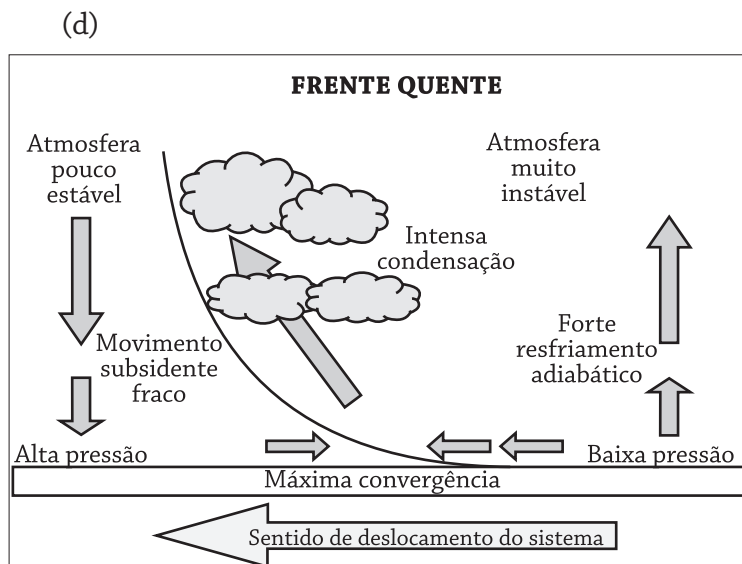
Nuvens frontais são observadas ao longo do deslocamento de sistemas frontais, originados da interação de duas massas de ar distintas, como descrito a seguir.

O ar em contato com a superfície por longo período de tempo adquire características hídricas e térmicas. Quando isso ocorre, define-se o conceito de massas de ar. Massas de ar são porções da atmosfera, de grande extensão horizontal, que apresentam propriedades térmicas e hídricas espacialmente homogêneas e que se deslocam ao longo do globo.

Para adquirir as características homogêneas das regiões formadoras dessas massas, o ar deve circular acima dessas superfícies durante longo período de tempo, em condições de estabilidade atmosférica, para evitar sua mistura. Esta é a razão pela qual áreas sob o domínio de anticiclones são as que preferencialmente formam massas de ar. As principais massas de ar são as polares, frias e secas e as subtropicais, quentes e úmidas (se oceânicas), ou secas (se continentais). As demais regiões do globo apresentam características heterogêneas nas propriedades térmicas e hídricas, estando sujeitas à forte sazonalidade. É extensa a bibliografia que trata desta questão, que não será aqui aprofundada.

Suponha duas massas de ar de características diferentes. Por questões didáticas, define-se neste texto uma massa de ar fria, seca e estável, caracterizando um anticiclone frio, e outra quente, úmida e instável, definindo um ciclone quente. Inicialmente, essas massas de ar estão separadas por uma parede imaginária (Figura 8.6a). Quando elas entram em contato com a retirada da parede – a massa de ar fria, densa – descende e desliza sob a massa de ar quente que, leve, ascende. Entre elas surge uma interface, aqui denominada rampa frontal, que contém gradientes horizontais máximos de temperatura, densidade e pressão (Figura 8.6b). Ao longo dessa rampa, na massa de ar quente, o ar úmido sobe, alcançando o nível de condensação (item 8.3). Nuvens são formadas ao longo da rampa: na área da massa de ar quente formam-se as convectivas, e no lado frio, as estratiformes. Se nesse sistema, denominado frontal, o ar frio se desloca em direção à região quente, define-se uma frente fria (Figura 8.6c). Ao contrário, se o deslocamento é no sentido de o ar quente ocupar o espaço da massa fria, define-se uma frente quente (Figura 8.6d).





Frentes frias e quentes atuam no Brasil ao longo de todo o ano, produzindo nuvens frontais, convectivas, estratiformes e cirri-formes. Em Minas Gerais, no inverno, predominam as frias, com poucas nuvens em razão da pouca disponibilidade de umidade nesta estação (item 6.6, Aula 6). No verão, ambos os tipos de frentes atuam no estado, produzindo extensa cobertura de nuvens.

O Gráfico 8.1 ilustra as condições meteorológicas associadas à passagem de uma frente fria em Belo Horizonte, no período de 11 a 19 de setembro de 2008. As condições de tempo na superfície, associadas a sistemas frontais indicam que, antecedendo uma frente fria (até o dia 14), registra-se aumento da temperatura do ar (Gráfico 8.1a) e tendência de queda da pressão atmosférica local (Gráfico 8.1b). Essas são características da massa de ar quente, no Brasil – continental com pouca umidade, sob o predomínio do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). A nebulosidade está representada pela radiação solar difusa, medida no radiômetro (Gráfico 8.1b). À medida que a rampa frontal (entre os dias 14 e 16) se aproxima da localidade de observação do sistema, a pressão, a umidade do ar e (Gráfico 8.1a) a nebulosidade aumentam (a radiação diminui), e a temperatura declina (em razão da nebulosidade nesse evento). Dependendo da nebulosidade resultante (convectiva ou estratiforme), ocorre precipitação ao longo da rampa frontal. Após a passagem da rampa frontal, denominada pelo previsor como frente fria (após o dia 16), a massa de ar frio se estabelece na localidade de observação. Sob ação do ar frio, a temperatura, a umidade relativa do ar e a nebulosidade diminuem (radiação aumenta), enquanto a pressão atmosférica aumenta. A massa de ar frio é conhecida como Anticiclone Polar (AP).

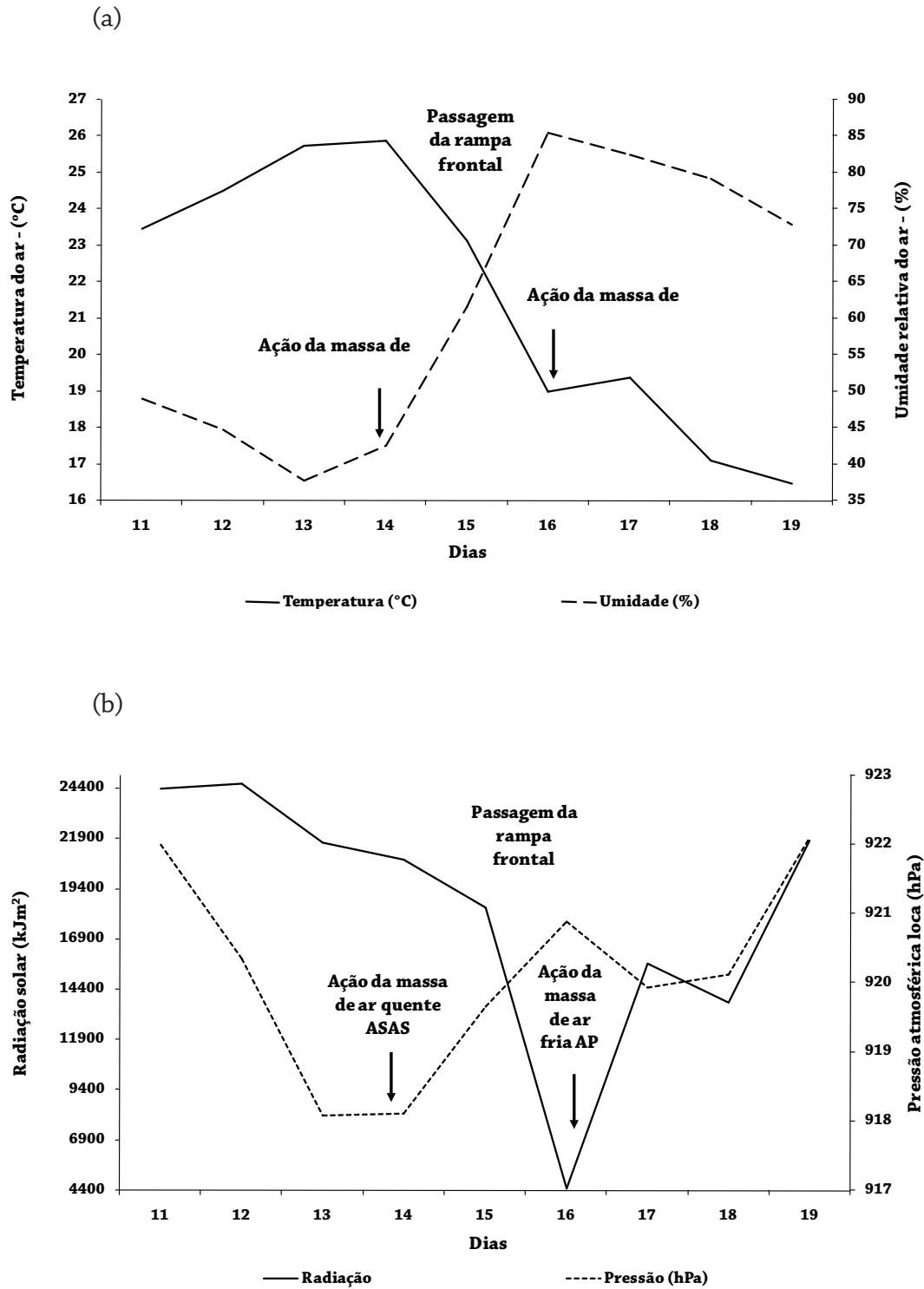


Gráfico 8.1 – Passagem de frente fria em Belo Horizonte - MG, no período de 11 a 19 de set. 2008. Comportamento das variáveis meteorológicas: (a) temperatura do ar e umidade relativa do ar; (b) pressão atmosférica e radiação solar.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

8.7 QUANTIFICAÇÃO DE NUVENS

As nuvens são quantificadas pela observação do meteorologista. O céu é dividido em dois hemisférios, com cinco partes cada, e o meteorologista estima quantos décimos do céu estão cobertos com nuvens. A quantidade de nuvens é então expressa em décimos. O Gráfico 8.2 apresenta a nebulosidade de duas localidades mineiras. Observa-se que ambas apresentam maior/menor nebulosidade no verão/inverno. No inverno, predomina a ação do ASAS (item 8.6), e no verão, a dos centros de baixa pressão continental. Entretanto, Aimorés, localizada próximo ao litoral do estado do Espírito Santo, a 82 m de altitude, apresenta maior nebulosidade ao longo de todo o ano que Belo Horizonte, no interior do estado de Minas Gerais, devido à maior disponibilidade de umidade, oriunda da circulação oceânica.

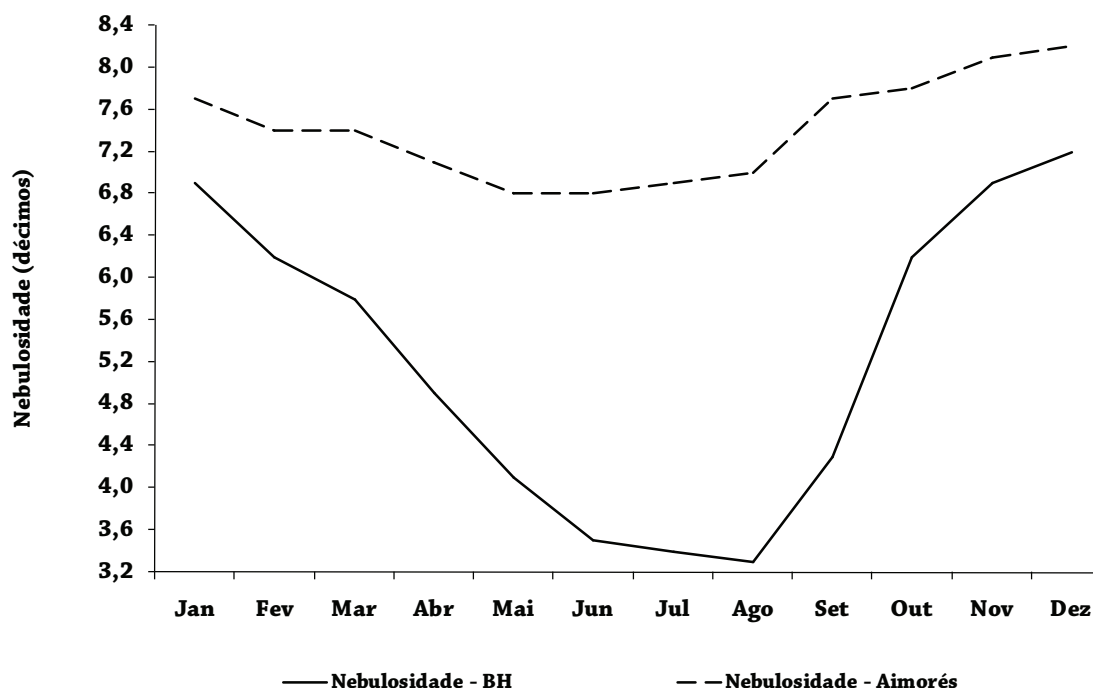


Gráfico 8.2 – Relação mensal da nebulosidade nas localidades de Belo Horizonte -MG e Aimorés - MG.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

8.8 IDENTIFICAÇÃO DE NUVENS EM IMAGENS DE SATÉLITES

A identificação de nuvens pode ser feita através de imagens de satélites meteorológicos. Entre os diversos sensores destaca-se o que opera em frequências de ondas longas. As imagens são produzidas a partir da recepção da energia emitida pelas nuvens e pela superfície. A energia emitida por um corpo é proporcional à sua temperatura (Aula 2). Na atmosfera, os topos de nuvens emitem pouca

energia infravermelha, pois são muito frios, por estarem a grandes altitudes. A superfície, por outro lado, emite muita energia infravermelha, por ter temperaturas muito altas, quando comparadas às dos topos das nuvens.

A energia registrada pelos sensores é enviada para uma central de coleta de dados que, através de algoritmos numéricos, transformam esta informação em cores, codificadas em tons de cinza. O branco indica baixos valores de energia, ou seja, baixas temperaturas associadas a topos de nuvens muito altos, como ocorre com as nuvens convectivas que apresentam estruturas isoladas, muito brilhantes (Figura 8.7). O preto indica altos valores de energia associados a altas temperaturas, isto é, à superfície terrestre. Esta tonalidade registra ausência de nuvens ou céu claro (item 8.4) (Figura 8.7), o que está associado à ação de anticiclones, cuja posição pode ser deduzida a partir da presença de grandes extensões de áreas escuras, indicando atmosferas estáveis.

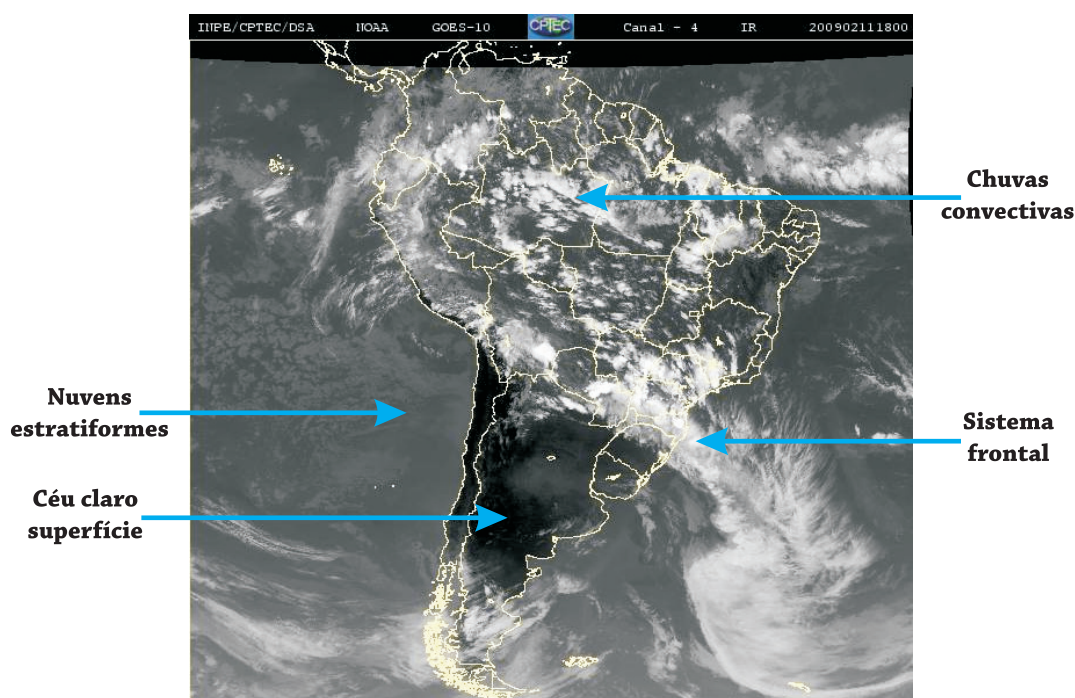


Figura 8.7 – Identificação de nuvens na imagem de satélite meteorológico GOES-10, do dia 11/02/2009, às 18h TMG. Adaptado de imagem disponibilizada no site <www.cptec.gov.br>. Acesso em 28 abr. 2009
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu.

As cores entre o branco e o preto – tons de cinza – indicam os diferentes tipos de nuvens com topos em várias altitudes (Figura 8.7), como as estratiformes com estruturas contínuas. As rampas frontais são identificadas como grandes extensões contínuas de diferentes tons de cinza, indicando diferentes tipos de nuvens.

Autoavaliação

1. Defina estabilidade e instabilidade atmosférica.
2. O que é fluutuabilidade?
3. Defina taxa de decaimento adiabática.
4. O que são núcleos de condensação?
5. Quais as condições necessárias para a formação de nuvens?
6. Como são medidas as nuvens?
7. Defina nuvens por processos convectivos e orográficos.
8. Acesse o site do INMET. Considere os dados climatológicos das normais climatológicas 1961-1990.
 - a. Faça um gráfico com a distribuição mensal das variáveis: insolação, temperatura do ar, evaporação total e nebulosidade para Belo Horizonte.
 - b. Justifique o comportamento da relação mensal entre elas.

Para saber mais... pesquise:

1. Consulte o site do Atlas de nuvens, indicado na bibliografia, e descreva os tipos de nuvens de seu interesse, escolhendo pelo menos um de cada classe.

Precipitação

Objetivos

Definir o conceito de precipitação; apresentar os tipos de precipitação e instrumentos de medida; tipos de precipitação no Brasil e em Minas Gerais; apresentar principais características da espacialização da precipitação no Brasil.

9.1 DEFINIÇÃO DE PRECIPITAÇÃO

Quando gotas de água dentro das nuvens crescem o suficiente para que a força de gravidade atue sobre elas, ocorre precipitação, ou seja, as gotas caem e atingem a superfície.

A precipitação acontece quando algumas gotas de água atingem uma dimensão tal que passam a cair, atingindo a superfície.

O crescimento das gotas de água ocorre através de sucessivas subidas dentro das nuvens, utilizando os movimentos ascendentes (item 8.3, Aula 8).

9.2 INSTRUMENTOS DE MEDIDA

A chuva é medida através de pluviômetros (Figura 9.1), que capta a água da chuva, a qual é coletada em uma proveta. O total de água acumulado na proveta cria uma coluna cuja altura, em milímetros (mm) representa a chuva coletada pelo pluviômetro. Cada milímetro de chuva equivale a um litro de água acumulado em um recipiente com uma área de um metro quadrado.

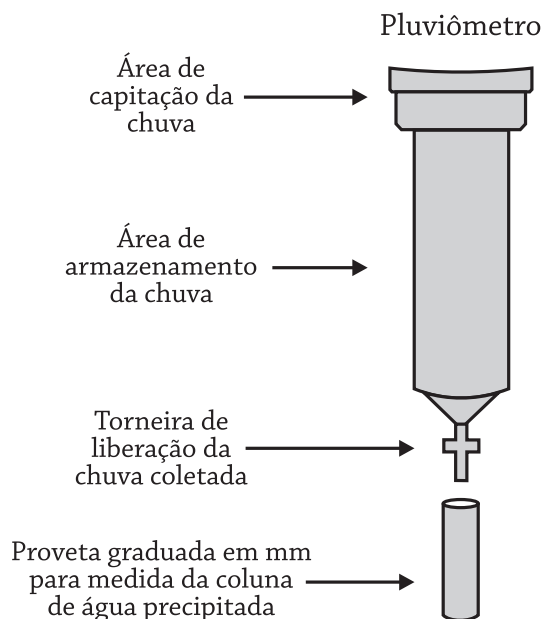


Figura 9.1 – Diagrama do pluviômetro.

Elaboração: Magda. Luzimar de Abreu e Breno Marent.

A chuva pode também ser coletada em pluviógrafos, que registram a precipitação continuamente. Este instrumento permite a avaliação da intensidade da chuva, que representa a quantidade de chuva acumulada por tempo (mm/hora; mm/dia).

As categorias de intensidade de chuva variam de acordo com o problema a ser analisado. Moreira e Abreu (2002) propuseram a classificação de intensidade de chuvas diárias, indicada na Tabela 9.1, para a precipitação em Belo Horizonte - MG.

Tabela 9.1 – Classes de intensidade de chuvas diárias

Classe de precipitação	Tipo de precipitação
0 – 1mm	Chuvisco
1 – 10 mm	Chuva fraca
10 – 20 mm	Chuva moderada
20 – 30 mm	Chuva moderada à forte
30 – 40 mm	Chuva forte
40 – 50 mm	Chuva muito forte
> 50 mm	Chuva extremamente forte

Tabela 9.1 - Fonte: Adaptado de Moreira e Abreu, 2002.

Essa informação é de grande importância, por exemplo, para a Defesa Civil, durante as chuvas de verão na região Sudeste do Brasil. Nesta época do ano, o grande acúmulo de precipitação diária pode levar à saturação do solo. Quando isso ocorre, episódios de chuva intensa podem levar a escorregamentos de solos instáveis e a danos em residências localizadas em áreas de risco. Tal condição pode fazer vítimas fatais.

Ao contrário das variáveis contínuas (temperatura do ar, umidade relativa do ar e pressão atmosférica), as descontínuas como a precipitação não podem ser tratadas como uma média diária. Esta é registrada como total acumulado em 24 horas. O INMET registra a chuva acumulada em 24 horas, no horário de 12h TMG, ou 9h local, em Belo Horizonte. O total acumulado também se aplica ao total mensal e anual. Médias são computadas nas análises climáticas, ou seja, é possível calcular a média mensal de vários anos de cada mês e a anual de vários totais anuais. Em climatologia, são utilizadas também médias sazonais, particularmente nas regiões tropicais, onde a maior parte da chuva é acumulada na primavera e no verão. Uma análise sazonal da climatologia da precipitação em Belo Horizonte, por exemplo, indica meses de inverno secos e primavera e verão chuvosos, como apresentado no Gráfico 9.1.

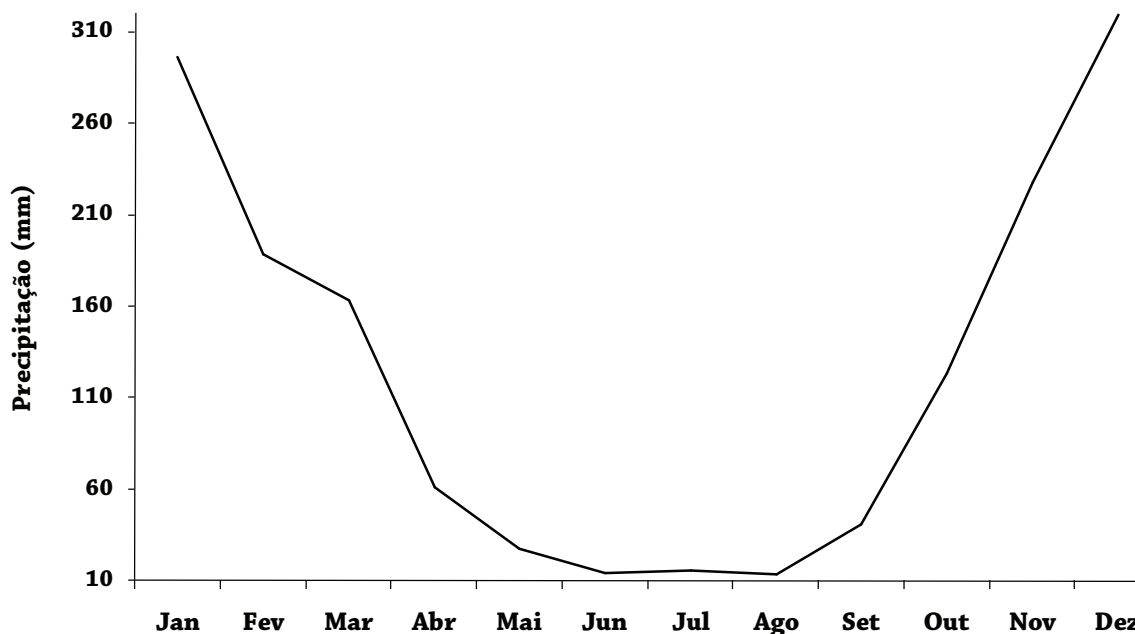


Gráfico 9.1 – Climatologia da chuva acumulada, mensal, para Belo Horizonte - MG.
Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

9.3.1 Chuvas convectivas

Quando gotas de água atingem a superfície, a precipitação é denominada chuva. Se as gotas de água evaporam antes de atingir a superfície, e se é possível ver, de longe, a precipitação na forma de uma “cortina de água”, este fenômeno é conhecido como virga.

Chuvas intensas, que acumulam grande volume de água em pouco tempo, se originam de nuvens convectivas (Aula 8). As chuvas fortes ocorrem principalmente no final da tarde e princípio da noite, associadas a elevadas temperaturas ao longo do dia. O Gráfico 9.2 apresenta os dados de chuva e temperatura do ar registrados na estação automática de Belo Horizonte no dia 29/12/2008. 20 mm de chuva precipitaram em apenas uma hora, entre 18 e 19h local. A Tabela 9.1 indica que chuvas de 20 mm em 24 horas são moderadas, porém, em uma hora, elas representam chuvas intensas. A temperatura máxima do ar foi de 26,8°C em torno de 14h, antecedendo o máximo de chuvas.

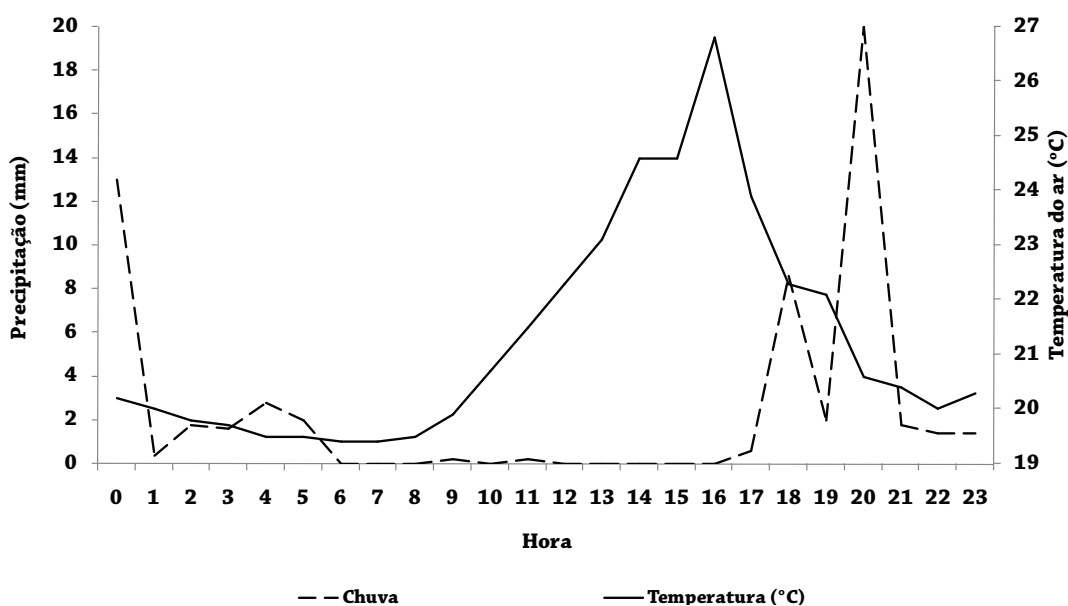


Gráfico 9.2 – Níveis de chuva acumulada e temperatura do ar, indicados por horário, para o dia 29/12/2008, na estação automática Pampulha, em Belo Horizonte - MG.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

A Figura 9.2 mostra a imagem infravermelha do satélite meteorológico GOES-10, que apresenta o sistema de nuvens convectivas que causou a chuva do Gráfico 9.2.

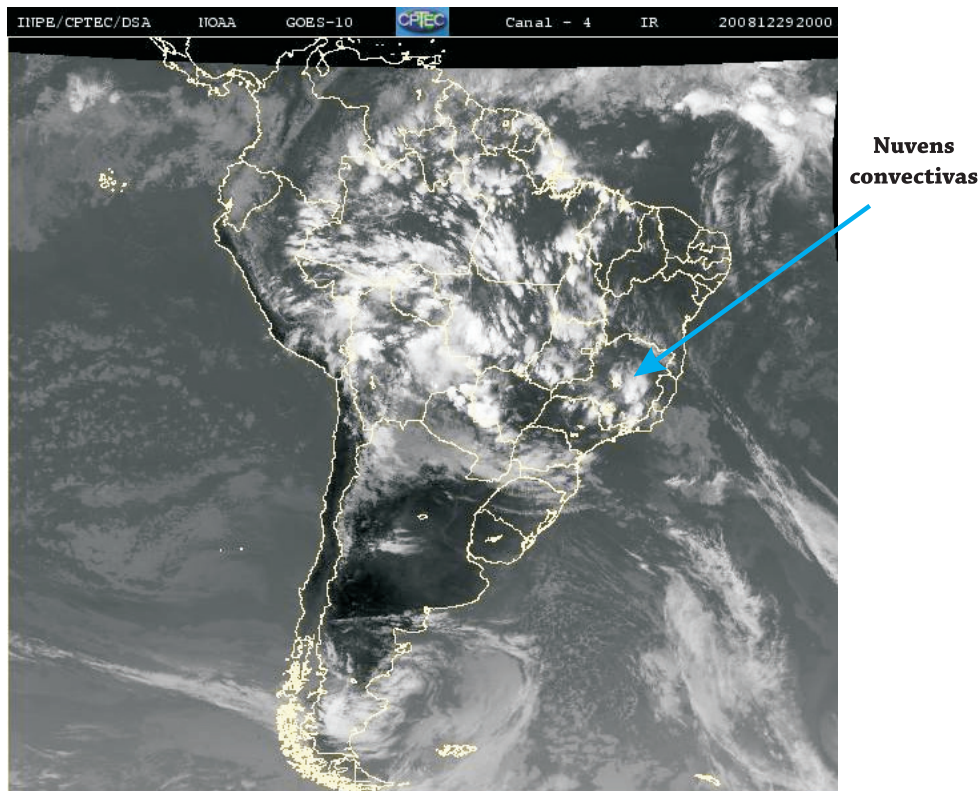


Figura 9.2 – Imagem infravermelha do satélite meteorológico GOES-10 do dia 29/12/2008, às 20h TMG.
 Fonte: Adaptado de imagem disponibilizada no site: <www.cptec.gov.br>. Acesso em: 20 abr. 2009.

Nuvens convectivas podem originar granizo. Esse fenômeno ocorre quando partículas de gelo no interior das nuvens crescem a tamanhos grandes o suficiente para que, ao precipitarem, ainda atinjam a superfície na forma sólida com tamanho superior a 5 mm de diâmetro (INMET, 2009). A precipitação em forma de granizo é considerada um “azar climático” para a agricultura. Quando uma tempestade, associada à precipitação de granizo, atinge uma cultura, ela pode causar grandes prejuízos econômicos, interferindo nas safras de grãos. No Brasil, esse tipo de precipitação ocorre na primavera e no verão. As áreas urbanas também são afetadas por precipitação de granizo nas referidas estações do ano, quando são registrados quedas de árvores e danos a telhados.

O Gráfico 9.3 apresenta um episódio de chuva convectiva, associada a um sistema frontal, acompanhada de granizo, ocorrido em Belo Horizonte, no dia 17/09/08. Embora este evento tenha totalizado menor valor de chuva que o discutido anteriormente (17 mm), os primeiros minutos de precipitação foram de granizo, e o episódio durou apenas uma hora, entre 18h e 19h TMG. A temperatura máxima do ar atingiu 23,2°C entre 17h e 18h TMG. O evento causou grandes prejuízos a várias regiões da cidade e da Região Metropolitana, destelhando casas e danificando carros. A Figura 9.3 mostra a imagem de satélite correspondente ao evento.

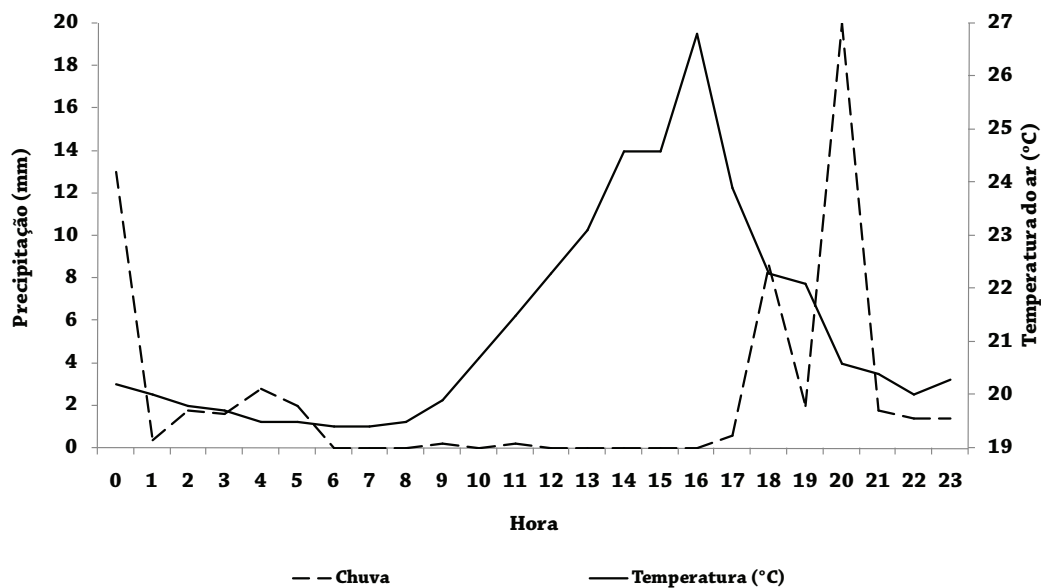
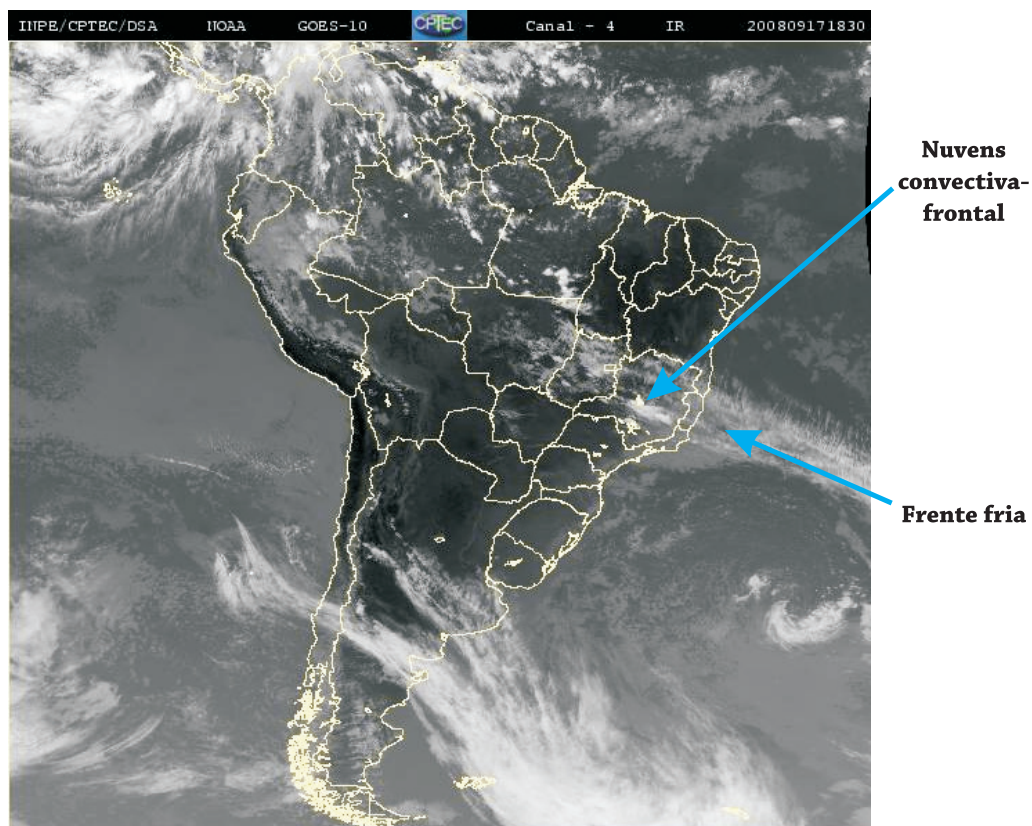


Gráfico 9.3 – Chuva acumulada e temperatura do ar, indicados por horário, para o dia 17/09/2008, na estação automática Pampulha, em Belo Horizonte - MG.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.



Duas características distinguem os dois eventos. A primeira é que a temperatura do ar à superfície foi em torno de 3°C mais fria no dia 17/09 do que no dia 29/12. As imagens do satélite meteorológico GOES-10, tratadas para realçar o topo das nuvens, não mostradas neste texto, mas disponíveis no site do CPTEC, indicado na bibliografia, mostram que o episódio de chuva de granizo esteve associado a nuvens com topos mais baixos e frios, em torno de - 40°C, portanto, com menos água precipitável. As chuvas de dezembro se originaram de topos de nuvens mais altos e mais frios (- 60°C), e consequentemente com mais água precipitável. A segunda característica é que o episódio de chuva de granizo teve origem na atuação de um sistema frontal, caracterizando assim precipitação ocasionada por nuvens convectivas-frontais, enquanto em dezembro, as chuvas se originaram de um processo convectivo relacionado ao aquecimento continental.

9.3.2 Chuvas frontais

Chuvas contínuas com duração de vários dias normalmente se originam de nuvens baixas estratiformes (Aula 8). Em latitudes médias, continentais, no inverno, a precipitação associada a este tipo de nebulosidade é constituída de partículas de gelo que precipitam e atingem a superfície na forma de frágeis cristais de gelo denominados neve. Normalmente, frentes frias estão associadas a este tipo de precipitação, denominada chuva frontal. O ar úmido e quente ascende à rampa frontal, à medida que a frente avança em direção ao Equador.

No Sudeste do Brasil as chuvas frontais, contínuas e frias ocorrem no final do outono e durante o inverno. Elas estão relacionadas com a rampa frontal das frentes frias (item 8.6, Aula 8), que se deslocam do sul do continente sul-americano em direção ao Equador. Como nesta época do ano, particularmente no inverno, o continente apresenta pouca umidade e forte subsidência originada do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (item 5.5, Aula 5), as nuvens estratiformes que se formam na região se originam do forte resfriamento do Anticiclone Polar na retaguarda da frente, contribuindo com pequenos totais diários de precipitação.

O Anticiclone Polar atinge a capital mineira modificado pela superfície, com características de massa de ar seca e fria, resultando em chuvas estratiformes, frontais, de pouca duração e com pequena precipitação acumulada. O Gráfico 9.4 mostra a chuva frontal registrada em Belo Horizonte no dia 25 de junho de 2008, totalizando 9,6 mm. A frente se deslocou do Sul do Brasil, provocando 10 mm de chuva em Porto Alegre nos dias 20 e 21/06/08, e 4,0 mm em São Paulo, nos dias 22 e 23.

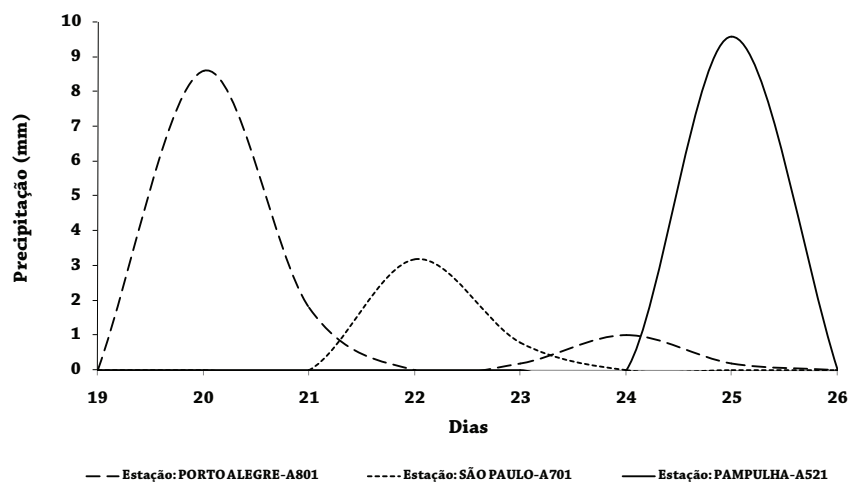
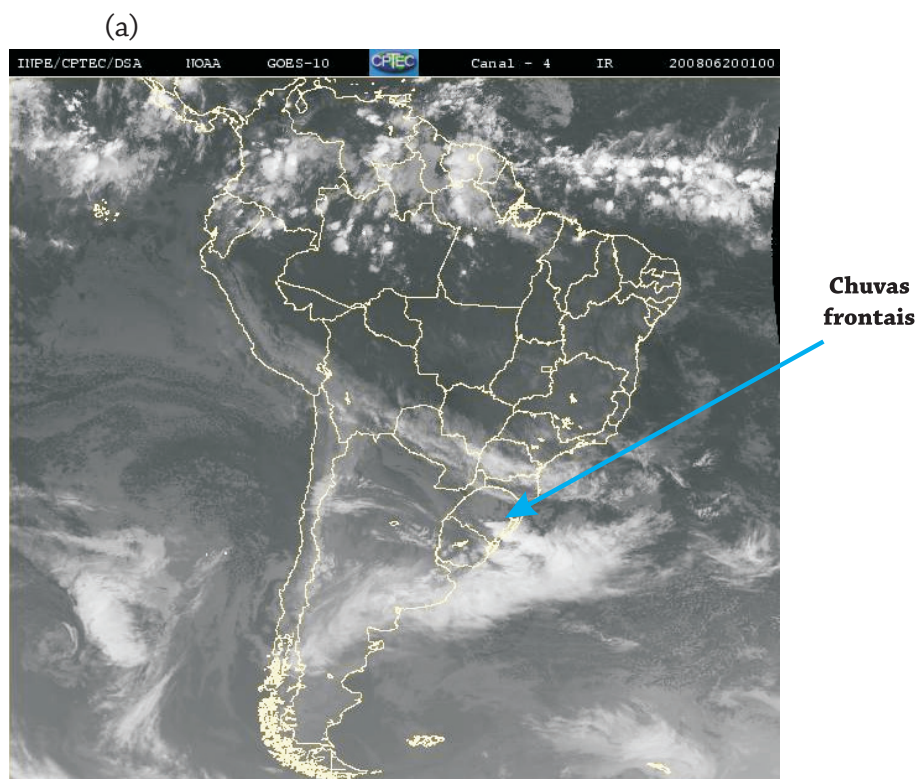


Gráfico 9.4 – Chuva frontal acumulada, diária, para o período entre 19 e 26 de jun. 2008, registrada nas estações automáticas de Porto Alegre - RS, São Paulo - SP e Belo Horizonte - MG.

Elaboração: Magda Luzimar de Abreu e Joyce Bonna.

A Figura 9.4 ilustra o deslocamento da frente fria, do Sul do Brasil em direção ao Sudeste, pelo oceano, através das imagens GOES.



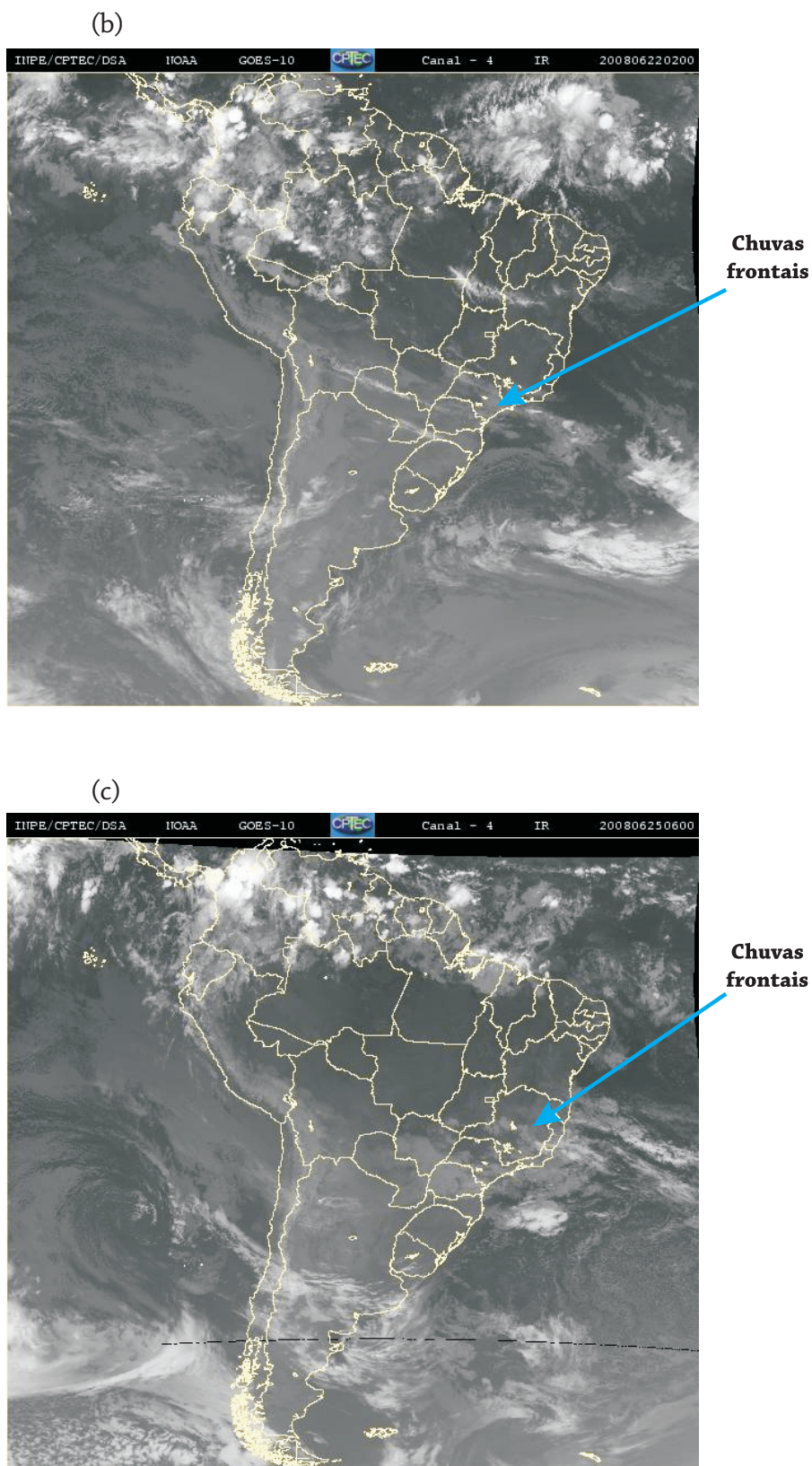


Figura 9.4 – Imagem infravermelha do satélite meteorológico GOES-10 dos dias (a) 20/06/2008, à 1h TMG; (b) 22/06/2008, às 2h TMG, e (c) 25/06/2008, às 6h TMG.

Fonte: Adaptado de imagens disponibilizadas no site <www.cptec.gov.br>. Acesso em: 20 abr. 2009.

9.3.3 Chuvas orográficas ou topográficas

A topografia influencia as chuvas de uma região quando a atmosfera tem umidade disponível. Chuvas orográficas são produzidas quando a parcela de ar úmido, forçada pelo escoamento do ar, ascende ao longo da topografia, ganha flutuabilidade e condensa (item 8.5, Aula 8), produzindo gotas de água grandes o suficiente para se precipitarem. Embora a existência de relevo não garanta a produção de precipitação, esse é um fator facilitador.

Em Minas Gerais, observa-se que no inverno a nebulosidade e a chuva aumentam com a altitude. Porém, a ação da subsidência, originada do ASAS (item 5.5, Aula 5), resulta em pequenos totais acumulados quando comparados com os esperados em regiões próximas ao Equador. No verão, as mesmas condições topográficas resultam em elevados totais pluviométricos, indicando que, nessa região tropical, a topografia tem papel intensificador dos processos convectivos.

Por outro lado, Moreira e Abreu (2002) concluíram que a Serra do Curral é um fator de grande importância na organização e intensificação das chuvas convectivas de primavera e verão, responsável por mais de 80% das chuvas anuais em Belo Horizonte. A Figura 9.5 ilustra esta interação entre as chuvas continentais e a topografia local.

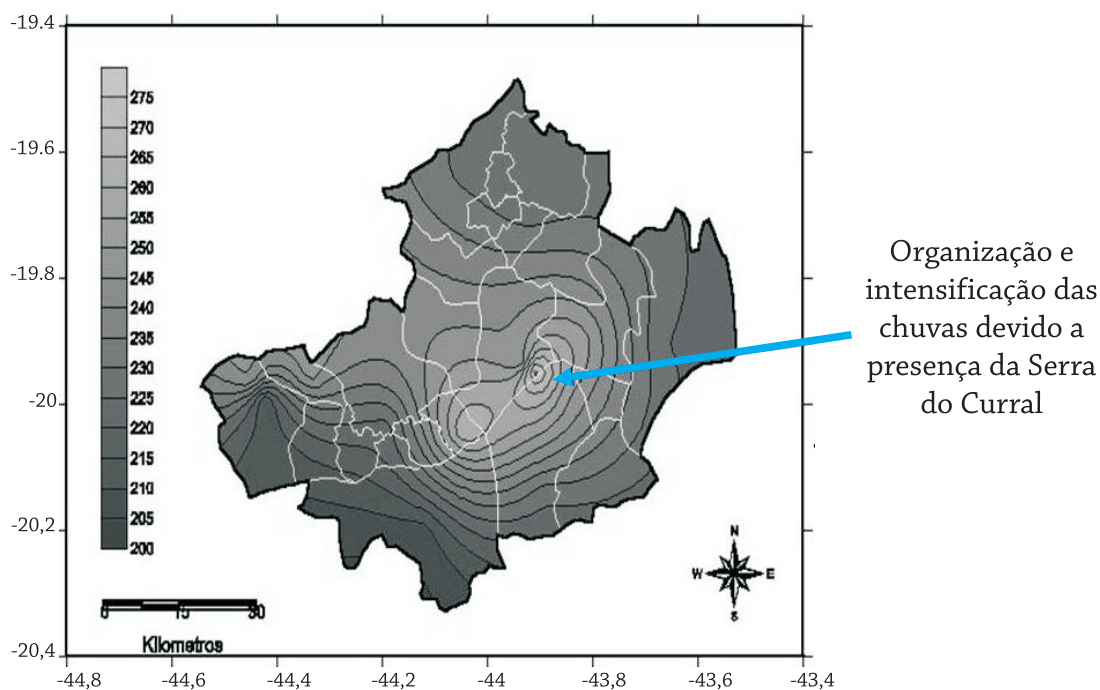
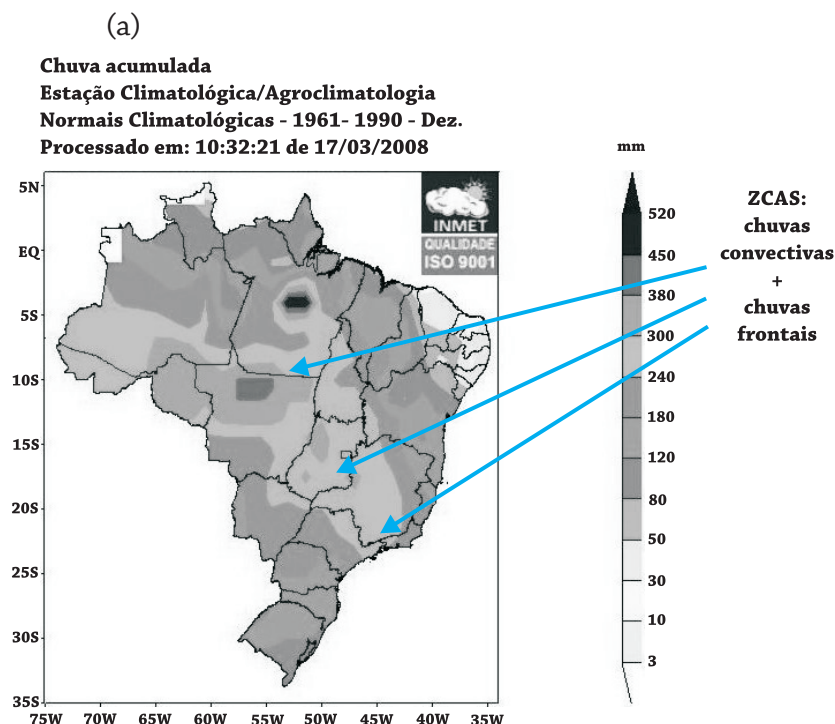


Figura 9.5 – Exemplo da interação entre topografia e chuvas convectivas na RMBH (Região Metropolitana de Belo Horizonte).
Fonte: Adaptado de Moreira e Abreu, 2002.

9.4 PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS CHUVAS NO BRASIL

No Brasil, chuvas convectivas estão associadas ao aquecimento do continente sul-americano na primavera e no verão. O forte aquecimento origina centros de baixa pressão e intensos movimentos ascendentes de ar quente e úmido. No inverno, a ação dos sistemas frontais sobre o continente seco e frio, sob o predomínio espacial do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), origina baixas precipitações, exceto no litoral e nas regiões de altitudes elevadas (Figura 9.6b). A região mais chuvosa é a Norte, e a mais seca, a Nordeste. O Sul do Brasil apresenta precipitação homogênea ao longo do ano (Figuras 9.6a e 9.6b).

As regiões Centro-Oeste e Sudeste apresentam características semiúmidas, com verões chuvosos (Figura 9.6a) e invernos secos (Figura 9.6b). No verão, embora sistemas frontais possuam pequenos gradientes térmicos na região tropical, a grande disponibilidade de umidade no ar, originada dos oceanos e da Floresta Amazônica, favorece a associação dos movimentos convectivos com a convergência do ar ao longo da rampa frontal (item 8.6, Aula 8). Essa associação origina um sistema de larga escala denominado Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS é associada às chuvas intensas que se estendem desde a região amazônica até o litoral do Sudeste brasileiro (Figura 9.6a). Normalmente, o sistema frontal associado à ZCAS se movimenta como frente fria vindo do sul do continente e, ao se deslocar lentamente nos trópicos, adquire padrão estacionário, característico de frentes quentes.



(b)

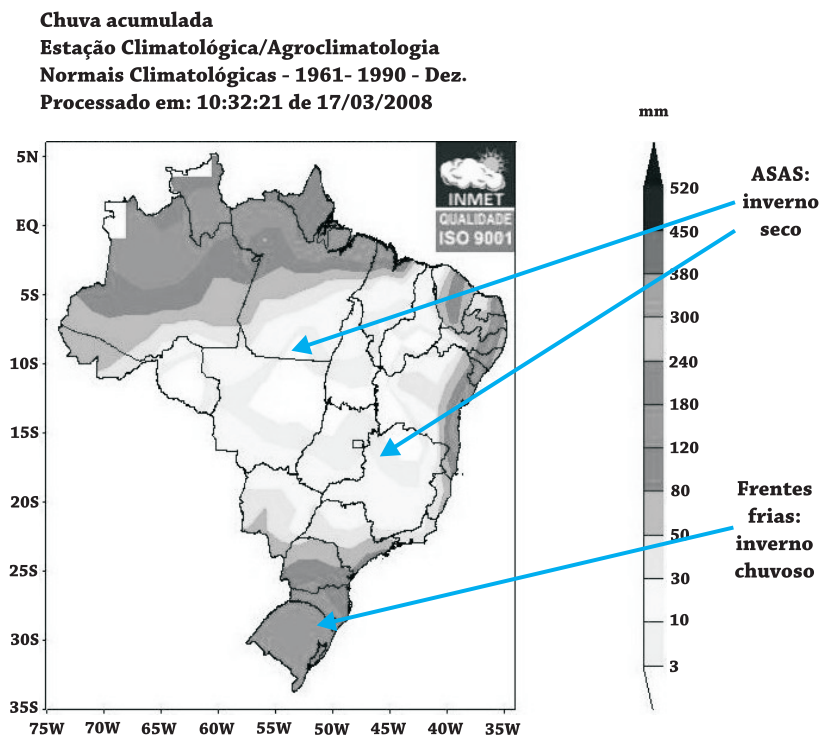


Figura 9.6 – Chuva acumulada mensal no verão (a) em dezembro, e no inverno (b) julho.
 Fonte: Adaptado de <<http://www.inmet.gov.br/html/clima/mapas>>. Acesso em: 21 abr. 2009.

Autoavaliação

1. Quais são os tipos de precipitação conhecidos?
2. Qual é a relação entre nuvens e precipitação?
3. Qual é a unidade de medida da precipitação e o que ela significa?
4. Acesse o site do INMET. Considere os dados climatológicos das normais climatológicas 1961-1990:
 - a. Quais são as capitais brasileiras que registram os menores e os maiores valores de precipitação anual?
 - b. Quais são as capitais brasileiras que registram os menores e os maiores valores de precipitação mensal? Em que época do ano?
 - c. Quais são as capitais brasileiras que registram a menor e a maior variação sazonal de precipitação?
 - d. Justifique o comportamento mensal da precipitação comparada com o da insolação para as localidades observadas nos itens a e b.

Referências

ASSIS, W. L. *Estudos preliminares para um programa de diagnóstico de ilha de calor para a mancha urbana de Belo Horizonte – MG*. 1997. 84 p. Monografia (Graduação em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1997.

ATLAS NUVENS. Disponível em: <http://atlas_nuvens/atlas_nuvens.html>. Acesso em: 12 abr. 2009.

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. São Paulo: Difel, 1986.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. *Atmosphere, weather and climate*. London: Methuen & Co. Ltd., 1972.

INEP, 2008. Disponível em: <http://www.educacaosuperior.inep.gov.br/funcional/lista_cursos.asp>. Acesso em: 13 nov. 2008.

INMET, 2009: ATLAS DE NUVENS. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/>.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. *Normais climatológicas, 1961-1990*. Brasília: Ministério da Agricultura e Reforma Agrária, Brasília, 1992.

MENDONÇA, F & DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MOREIRA, J. L. B.; ABREU, M. L. Distribuição espacial da precipitação sobre a região metropolitana de Belo Horizonte – MG e sua associação com a topografia local. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2002, Foz do Iguaçu. [*Anais eletrônicos...*]. Foz do Iguaçu: 2002. 1 CD-ROM.

OLIVEIRA, L. L.; VIANELLO, R. L.; FERREIRA, N. J. *Meteorologia fundamental*. Erechin: EdiFapes, 2001.

SCHMIDT, R. *Você e a meteorologia – acertos, erros e dicas*. Porto Alegre: Sagra-DC Luzzatto, 1994.

SEEDS, M. A. *Horizons: exploring the universe*. Belmont, California: Wadsworth Publishing Company, 1989.

TREWARTHA, G. T. *An introduction to climate*. Columbus: McGraw-Hill Book Company, Inc., 1954.

TUBELIS, A. & NASCIMENTO, F. J. L. *Meteorologia descritiva – fundamentos e aplicações brasileiras*. São Paulo: Livraria Nobel, 1992.

VIANELLO, R. L. & ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: Imprensa Universitária, 1991.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric science – an introductory survey*. [S.l.]: Academic Press, 1977.

ATLAS DE NUVENS - INMET, 2009. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/atlas_nuvens/atlas_nuvens.html>.

BANCO DE PERIÓDICOS ON-LINE DO INMET. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/html/biblioteca>>.

BANCO DE PERIÓDICOS ON-LINE DO MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA. Disponível em: <<http://www.canalciencia.ibict.br/pesquisas>>.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS - CPTEC, 2009. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br>>.

CINTRA, J. L.; TEIXEIRA, O. P. B. Calor e temperatura e suas explicações por intermédio de um enfoque histórico. 2004. Disponível em: <<http://ghhc.ifi.unicamp.br/AFHIC3/Trabalhos/32-Jose-Lourenco-Cindra-Odete-Teixeira.pdf>>.

CLIMATOLOGIA DA PRECIPITAÇÃO NO BRASIL - CPTEC, 2009. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/chuesp.html>>.

CRITÉRIOS DE INTENSIDADE DE CHUVAS. Disponível em: <<http://www.funceme.br/DEMETS/ds/saci/criterios.htm>>.

CPTEC. “Geadas: o que é geada?” 2009. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/products/geadas/TextGeada.html>>. Acesso em: 11 abr. 2009.

DEFINIÇÃO DA ZCAS - CPTEC, 2009. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/glossario>>.

ESCALA BEAUFORT. Disponível em: <<http://www.scubadiver.com.br/scubadiver/ventos.html>>.

FOTOS DE NUVENS. Disponível em: <<http://www.avvsilva.net/desc.htm>>.

GEADAS. Disponível em: <http://www.master.iag.usp.br/ensino/apostila_agrometeorologia.pdf>.

GEADAS NO BRASIL. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA12/AULA12.HTML>>.

IACOMINI, F.; GALINDO, R. W. A herança da geada negra. Notícia publicada no site Página Rural, em 17 jul. 2005. Disponível em: <http://www.paginarural.com.br/noticias_detalhes.php?id=20498>. Acesso em: 11 abr. 2009.

IMPACTOS DE CHUVAS DE GRANIZO NA AGRICULTURA. Disponível em: <http://www.portalbage.com.br/index.php?option=com_content&view=article&id=418:vento-forte-e-granizo-afetam-lavouras-da-regiao&catid=58:futebol&Itemid=182>.

IMPACTOS DE CHUVAS DE GRANIZO NA ÁREA URBANA. Disponível em: <http://www.portalbage.com.br/index.php?option=com_content&view=article&id=418:vento-forte-e-granizo-afetam-lavouras-da-regiao&catid=58:futebol&Itemid=182>.

INTERPRETAÇÃO DE SÍMBOLOS DE VENTO. Disponível em: <http://www.redemet.aer.mil.br/vento/ajuda_vento.html>.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA-INMET, 2009. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br>>.

MEDIDA DE CHUVAS: INSTRUMENTOS DE MEDIDA. Disponível em: <<http://www.dec.ufcg.edu.br/saneamento/Dren02.html>>.

NEVOEIROS. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ensino/Sinotica/AULA11/AULA11.HTML>>.

NEVOEIROS NO BRASIL. Disponível em: <http://www.redemet.aer.mil.br/Artigos/ocorr_nev_sbpa.pdf>.

NEVOEIROS NO BRASI. Disponível em: <<http://mtc-m17.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/05.27.23.29/doc/publicacao.pdf>>.

NIMER, E. Climatologia da região Sul do Brasil: introdução à climatologia dinâmica – subsídios à geografia regional do Brasil. IBGE, 1971. Disponível em: <http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS%20-%20RJ/RBG/RBG%201971%20v33_n4.pdf>.

ORGANIZAÇÃO MUNDIAL DE METEOROLOGIA - OMM, 2009. Disponível em: <<http://www.wmo.ch>>.

PINTO, H. S.; ZULLO JR. J. Geadas: condições de ocorrência e cuidados. Disponível em: <<http://www.cpa.unicamp.br/artigos-especiais/geadas.html>>. Acesso em: 11 abr. 2009.

PRESSÃO. Disponível em: <<http://www.if.ufrj.br/teaching/fis2/hidrostatica/pressao.html>>.

SISTEMA DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS DE MINAS GERAIS - SIMGE, 2009. Disponível em: <<http://www.simge.mg.gov.br>>.

SMOG. Disponível em: <http://www.london.gov.uk/mayor/environment/air_quality/docs/50_years_on.pdf>.

SMOG. Disponível em: <<http://www.metoffice.gov.uk/education/secondary/students/smog.html>>.

SPIGOSSO, D. A geada negra. Notícia publicada no site do Sindicato Rural de Maringá, em 03 Jun. 2008. Disponível em: <http://www.sindrural.com.br/index.php?option=com_content&task=view&id=6744&Itemid=151>. Acesso em: 11 abr. 2009.

TEMPORAIS COM VÍTIMAS EM BELO HORIZONTE. Disponível em: <http://www.uai.com.br/UAI/html/sessao_2/2009/03/18/em_noticia_interna,id_sessao=2&id_noticia=103049/em_noticia_interna.shtml>.

TIPOS DE PRECIPITAÇÃO - INMET, 2009. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/glossario>>.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. Versão digital 2; 2006. Disponível em: <<http://www.agritempo.gov.br>>.

VÍDEOS EDUCACIONAIS PRODUZIDOS PELO INPE. Disponível em: <<http://videoseducacionais.cptec.inpe.br>>.

VISUALIZAÇÃO DE INSTRUMENTOS METEOROLÓGICOS – INMET. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html>.

Sobre a autora

MAGDA LUZIMAR DE ABREU é graduada em Física pela UFMG e PhD em Meteorologia pela Pennsylvania State University. É professora associada do Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais e desenvolve pesquisas em climatologia e variabilidade climática no estado de Minas Gerais e em ensino de climatologia.



Para obter mais
informações sobre
outros títulos da
EDITORA UFMG,
visite o site

www.editora.ufmg.br

A presente edição foi composta pela Editora UFMG, em caracteres Chaparral Pro e Optima Std, e impressa pela Imprensa Universitária UFMG, em sistema offset, papel 90g (miolo) e cartão supremo 250g (capa), em novembro de 2011



CENTRO DE APOIO
À EDUCAÇÃO A
DISTÂNCIA UFMG

PRÓ-REITORIA DE GRADUAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Ministério da
Educação

Secretaria de
Ensino a Distância

