



Clima e Ambiente

Introdução à Climatologia para Ciências Ambientais

Fábio Ricardo Marin
Eduardo Delgado Assad
Felipe Gustavo Pilau



Fábio Ricardo Marin é graduado em Engenharia Agrônômica pela Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" (ESALQ), da Universidade de São Paulo, com mestrado e doutorado em Física do Ambiente Agrícola pela mesma instituição. É pesquisador da Embrapa Informática Agropecuária, em Campinas, SP. Também atua como professor do Programa de Pós-Graduação em Física do Ambiente Agrícola da ESALQ, na Pontifícia Universidade Católica de Campinas e no Mestrado Profissional em Agroenergia da Fundação Getúlio Vargas em parceria com a Embrapa e a ESALQ. É colunista do suplemento agrícola do jornal "O Estado de São Paulo", com a coluna "O Tempo no Campo".

Clima e Ambiente

Introdução à Climatologia para Ciências Ambientais

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA
EMBRAPA INFORMÁTICA AGROPECUÁRIA
MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, PECUÁRIA E ABASTECIMENTO



Clima e Ambiente

Introdução à Climatologia para Ciências Ambientais

Fábio Ricardo Marin
Eduardo Delgado Assad
Felipe Gustavo Pilau

Embrapa

Campinas - SP
2008

Exemplares desta publicação podem ser adquiridos na:

Embrapa Informática Agropecuária

Av. André Tosello, 209, Caixa Postal 6041,
Barão Geraldo - 13083-970 - Campinas, SP
Telefone (19) 3211-5700 Fax (19) 3211-9594
www.cnptia.embrapa.br
sac@cnptia.embrapa.br

Coordenação Editorial
Suzilei Almeida Carneiro

Revisão de Texto
Patrícia Soares de Oliveira

Normalização Bibliográfica
Marcia Izabel Fugisawa Souza

Projeto Gráfico
COMHUM Comunicação Humana

Capa e Editoração Eletrônica
Osmar T. Neves

1ª Edição

1ª Impressão (2008): 400 exemplares

Todos os direitos reservados

A reprodução não autorizada desta publicação, no todo
ou em parte, constitui violação dos direitos autorais (Lei Nº 9.610).

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação - CIP
Embrapa Informática Agropecuária**

Marin, Fábio Ricardo.

Clima e ambiente : introdução à climatologia para ciências ambientais / Fábio Ricardo
Marin, Eduardo Delgado Assad, Felipe Gustavo Pilau. – Campinas, SP : Embrapa Informática
Agropecuária, 2008.

127 p. : il.

ISBN: 978-85-86168-01-7

1. Clima. 2. Climatologia. 3. Atmosfera. 4. Radiação solar. 5. Temperatura. 6. Umidade do ar.
7. Vento. 8. Chuva. 9. Balanço hídrico. 10. Mudança climática. I. Assad, Eduardo Delgado.
II. Pilau, Felipe Gustavo. III. Título.

CDD – 21. ed.
551.69

© EMBRAPA 2008

Sumário

Apresentação	07
1. A Atmosfera Terrestre	09
1.1 Estrutura da Atmosfera	09
1.2 Composição da Atmosfera	10
2. A Radiação Solar	17
2.1 Leis da Radiação	19
2.1.1 Lei de Stefan-Boltzmann	19
2.1.2 Lei de Wien	20
2.1.3 Lei do Cosseno de Lambert	21
2.2 Movimentos Terra-Sol	22
2.3 Estações do Ano	25
2.4 Quantificando a Irradiância Solar	28
3. Balanço de Radiação e Energia	35
3.1 Balanço de Radiação	37
3.1.1 Balanço de Radiação de Ondas Curtas	37
3.1.2 Balanço de Radiação de Ondas Longas.....	38
3.1.3 Saldo de Energia Radiante	40
3.2 Balanço de Energia	42
4. Temperatura do Ar e do Solo	47
4.1 Temperatura do Ar	48
4.1.1 Variação Espaço-temporal da Temperatura do Ar	51
4.1.2 Inversão Térmica	55
4.2 Temperatura do Solo	56
4.2.1 Variação Diária da Temperatura do Solo	56
4.3 Medida da Temperatura do Ar e do Solo	57
4.4 Estimativa da Temperatura do Ar	60

5. Umidade do Ar	65
5.1 Quantificação da Umidade do Ar	66
5.2 Medida Direta da Umidade do Ar	71
5.3 Importância da Umidade do Ar	73
6. Chuva	77
6.1 Processo de Formação e Tipos de Chuva	78
6.2 Medida da Chuva	80
6.3 Influência dos Fenômenos El Niño e La Niña	82
7. Vento	85
7.1 Dinâmica da Atmosfera	85
7.2 Formação dos Ventos	87
7.3 Medida da Velocidade e Direção do Vento	90
7.4 Potencial Eólico	92
8. Balanço Hídrico Climatológico	97
8.1 Evapotranspiração	97
8.2 Balanço Hídrico Climatológico	100
9. Mudanças Climáticas Globais	105
9.1 Causas das Mudanças Climáticas	108
9.2 Mecanismos de Controle das Mudanças Climáticas ...	113
9.3 Impactos das Mudanças Climáticas	115

Apresentação

O clima é fator essencial para a caracterização do ambiente, sendo alvo de estudo em diversas áreas do conhecimento. São de longa data os primeiros registros relatando o interesse do homem em relação ao clima e sua influência nas atividades cotidianas da humanidade. Com os gregos, por volta de 400 a.C., o estudo do clima começou a ganhar traços de atividade científica, notadamente com os textos escritos por Hipócrates e Aristóteles. Há também relatos de que por volta do ano 1000 os chineses já teorizavam sobre a variabilidade temporal do clima. No século 14, Galileu inventou o termômetro e, cerca de 50 anos depois, Torricelli concebeu o termômetro de mercúrio.

Há mais de 100 anos a meteorologia é aceita como ciência formal e, atualmente, seu desenvolvimento é muito rápido se comparado ao ritmo observado até o século 15. Isso ocorre porque, hoje, sua importância para a sociedade é inquestionável e sua aplicação é imprescindível em muitos ramos da atividade econômica. Foram desenvolvidas diversas áreas do conhecimento dela derivadas ou a ela associadas, buscando estabelecer a relação do clima com a agricultura, os animais, as florestas e a saúde humana, por exemplo.

No início do século 21, o estudo do clima recebeu um impulso adicional com os relatórios divulgados pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) da ONU. Estes relatórios tratavam de forma científica as causas do aquecimento global e seus efeitos sobre a humanidade, para demonstrar a confiabilidade dos modelos utilizados nas projeções climáticas e apontando formas de solucionar ou minimizar o problema.

Desde então, o clima passou a despertar o interesse nos mais diversos ramos da atividade acadêmica, científica e, até mesmo,

econômica. Em 2007, com a divulgação de uma série de novos relatórios pelo IPCC, o assunto ganhou destaque e mobilizou a sociedade sobre as questões ambientais e, especialmente, sobre as mudanças climáticas globais.

É neste contexto que este livro foi concebido, ao considerar a crescente demanda por material didático sobre o tema e buscando atender especialmente aos alunos de graduação das áreas relacionadas às ciências ambientais. Além destes, este trabalho também se dirige àqueles que tenham interesse em compreender o clima, mesmo que não possuam uma formação específica em áreas relacionadas.

O livro está estruturado em duas partes principais. Uma trata dos principais elementos climáticos e seu modo de interação com os demais elementos e com os seres vivos, e está dividido nos seguintes tópicos: atmosfera, radiação solar, temperatura e umidade do ar, vento, chuva e balanço hídrico.

Na segunda parte, a idéia foi estabelecer uma relação entre esses elementos básicos e o contexto das mudanças climáticas globais, resgatando o histórico dos estudos que estabeleceram relações entre o clima e a questão ambiental nos últimos 30 anos. Nesta parte, buscou-se também abordar, ainda que sucintamente, aspectos relacionados aos esforços para minimizar os impactos e reverter o processo de aquecimento global, notadamente o mecanismo de desenvolvimento limpo.

Sendo foco especial de pesquisa dos autores, apresenta-se no livro uma breve revisão enfocando os impactos das mudanças climáticas sobre a agricultura e as florestas no Brasil e no mundo.



A Atmosfera Terrestre

1.1 Estrutura da Atmosfera

A atmosfera é uma camada gasosa que envolve o planeta Terra, com espessura máxima de cerca de 100 km de altitude, não representando mais que 0,6% de seu diâmetro ou 0,2%, se considerado que, sob o ponto de vista meteorológico, a camada mais importante da atmosfera está restrita a 20 km de altitude.

Cerca de 50% da massa da atmosfera está concentrada nos primeiros 5 km de altitude, sendo que até os 20 km, estão 95% da sua massa total. Essa variação na concentração de gases ao longo da atmosfera confere propriedades distintas à medida que se afasta da superfície terrestre. Por isso, uma opção interessante é dividir a atmosfera em camadas, com o objetivo de facilitar seu estudo e compreensão. Um critério normalmente utilizado para divisão da atmosfera em camadas é a observação da variação da temperatura do ar com a altitude, podendo-se estratificá-la em quatro grandes camadas (troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera), separadas por três zonas de transição (tropopausa, estratopausa e mesopausa) (Fig. 1). Vale frisar, contudo, que essa divisão é meramente didática, e que tais camadas e suas respectivas altitudes não são fixas, mas referenciais aproximados.

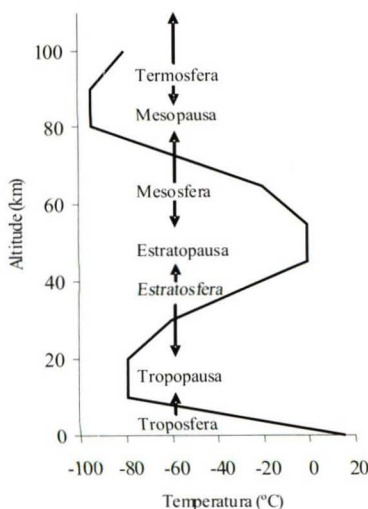


Fig. 1. Variação vertical da temperatura do ar com as respectivas camadas homogêneas da atmosfera e zonas de transição.
Fonte: Assunção (2004).

1.2 Composição da Atmosfera

A atmosfera mantém-se aderida à crosta terrestre por causa da força da gravidade. Ela compreende uma mistura de gases, vapor d'água e partículas dispersas, tendo como principais constituintes o nitrogênio, o oxigênio, o argônio, o dióxido de carbono e o vapor d'água (Tabela 1). Outros gases ocorrem em pequenas proporções, como o neônio, criptônio, hélio, metano e o hidrogênio e possuem uma importância secundária sob o ponto de vista meteorológico.

Tabela 1. Fração com base em volume dos seis constituintes principais da atmosfera.

Constituinte	Fração com base em Volume
Nitrogênio (N)	78%
Oxigênio (O ₂)	21%
Argônio (Ar)	0,9%
Dióxido de Carbono (CO ₂)	0,03%
Neônio (Ne)	0,0018%
Hélio (He)	0,00052%

Fonte: Varejão Silva (2001), adaptada pelos autores.

Embora todos os constituintes atmosféricos tenham sua importância na dinâmica e estrutura da atmosfera, na manutenção da vida e na formação dos sistemas meteorológicos, o oxigênio, o ozônio, o vapor d'água e o dióxido de carbono merecem atenção especial quando se estuda a atmosfera sob o ponto de vista ambiental.

A importância do oxigênio está diretamente relacionada à manutenção da vida, como agente essencial oxidante das substâncias orgânicas através do processo fisiológico da respiração. O oxigênio é um elemento gasoso incolor e inodoro e sua forma química mais comum é a de uma molécula com dois átomos (O_2). Ele reage com a maioria dos outros elementos para formar óxidos e é o elemento mais abundante na crosta terrestre, representando 49,2%, em termos de massa, e 58% dos átomos (DUURSMA; BOISSON, 1994).

O oxigênio é liberado durante o processo fotossintético através de duas reações principais. Quando expostos à luz, os pigmentos fotossintéticos absorvem a energia radiante e procedem a fotólise da água, liberando elétrons para a redução de um nucleotídeo fosfatado conhecido como NADP. Este atua durante a fase independente da luz para a redução do carbono presente no CO_2 a hidrato de carbono. Essa redução ocorre numa via metabólica conhecida como Ciclo de Calvin.

Além da sua interferência decisiva na evolução do planeta e no desenvolvimento na vida na Terra, a concentração do oxigênio também teve uma forte influência da atividade biológica. Estima-se que se não houvesse vida na crosta terrestre, a concentração de O_2 seria muito mais baixa que os níveis atuais, já que ao longo da história da Terra, a concentração de O_2 partiu de valores próximos a 0,08%, há pouco mais de 2 bilhões de anos, até os quase 21% observados atualmente (LENTON, 2003).

A elevação da concentração de oxigênio na crosta terrestre deu origem a uma camada com maior concentração de ozônio (O_3) na alta atmosfera que atua como um protetor efetivo contra a incidência da radiação ultravioleta (UV) – com comprimento de onda menor que 242,5 nm - emitida pelo Sol sobre a superfície terrestre (MILLER JUNIOR, 2006). O processo de absorção do UV ocorre através da dissociação do O_3 quando as ondas UV incidem sobre ele, liberando átomos de oxigênio (O). Estes átomos, por sua vez, podem se

combinar com outros componentes atmosféricos, tal como N_2 ou mesmo com outra molécula de O_2 , dando origem a uma nova molécula de ozônio, havendo neste caso liberação de energia química. A esta liberação de energia é que se atribui o aquecimento da atmosfera na camada próxima a 50 km de altitude, onde essa reação ocorre com maior frequência.

Por absorver radiação na faixa do ultravioleta, o ozônio possui papel relevante como protetor da vida na Terra. Mas, como é possível depreender a partir dessa sucinta descrição, o ozônio é um gás muito instável que está continuamente em processo de decomposição e reconstituição, num ciclo contínuo e natural.

A presença de determinados gases, contudo, pode afetar esse balanço, sendo este o fator responsável por promover uma expressiva redução na concentração do ozônio na faixa atmosférica compreendida entre 15 e 35 km de altitude (AYOADE, 1996). Os benefícios da camada de ozônio são bem conhecidos atualmente e ainda não foi identificado outro constituinte atmosférico natural que desempenhe funções similares quanto à extinção do UV e proteção da vida na Terra.

Na década de 70, pesquisadores apontaram para o fato que alguns compostos químicos fabricados pelo homem, com destaque para o Clorofluorcarbono (CFC), contribuíram para a destruição da camada de ozônio, reduzindo perigosamente a sua espessura (PICKERING; OWEN, 1995). Na época, esses componentes químicos eram largamente utilizados na produção de refrigeradores, em sistemas de pressurização, como solventes na indústria eletrônica, produção de isopor e *sprays*, entre outros.

Quando ascende às camadas mais altas da atmosfera, o átomo de cloro (Cl) liberado da molécula de CFC reage com o oxigênio, formando um composto muito estável que dificilmente se dissocia, interferindo no equilíbrio dinâmico do processo de formação do ozônio.

Consciente do perigo que o afinamento na camada de ozônio significa ao meio ambiente e à saúde humana, a partir de 1º de janeiro de 1989 passou a vigorar o Protocolo de Montreal (RUMMEL-BULSKA; OSAFO, 1991). Esse tratado internacional passou a incentivar os países a eliminarem o consumo dos produtos químicos

que destroem a camada de ozônio. Segundo estimativas da Divisão de Estatística das Nações Unidas, as emissões de CFCs caíram quase 95% em relação ao que era emitido em 1990, após a assinatura do Protocolo.

Apesar da forte redução nas emissões, superando os limites estabelecidos na maioria dos países que aderiram ao acordo, os seus efeitos ainda não foram completamente sentidos pela humanidade. Isto é resultado do longo tempo de emissão descontrolada de compostos que demoram várias décadas, até séculos, para se decomporem e por ainda haver diversos tipos de aparelhos elétricos e utensílios domésticos de fabricação antiga, em pleno uso, que ainda utilizam o CFC como gás propelente.

Reduções na concentração de ozônio na estratosfera podem influir na temperatura da Terra, porque maior quantidade de energia na faixa do ultravioleta chega à superfície conforme se reduz a ozonoesfera, favorecendo o aquecimento do globo. Se comparado aos demais fatores que atuam no balanço de radiação da Terra, entretanto, este efeito tem pouca importância quantitativa, mas é relevante qualitativamente, promovendo aumento da incidência de casos de câncer em humanos e diminuição da capacidade fotossintética dos vegetais.

O vapor d'água é encontrado em concentrações maiores próximo à superfície da Terra, podendo representar no máximo 4% em volume, mas exercendo função fundamental na composição climática e na presença de vida. As camadas de ar próximas à superfície das regiões tropicais quentes e úmidas podem conter grandes quantidades de vapor, enquanto que as zonas polares e frias têm uma atmosfera mais seca. O vapor d'água tem a propriedade de absorver grandes quantidades de energia radiante na faixa do infravermelho, desempenhando papel fundamental no equilíbrio energético da atmosfera.

Um exemplo interessante relacionado ao vapor d'água é que as geadas normalmente ocorrem em ocasiões em que a atmosfera tem baixos níveis de umidade, permitindo que a radiação de onda longa emitida pela Terra escape em direção ao espaço sideral e favoreça o resfriamento mais intenso da crosta terrestre. Em regiões com maior quantidade de vapor d'água na atmosfera, em contrapartida, a atmosfera atua absorvendo e re-emitindo uma fração importante dessa energia radiante emitida pela Terra, mantendo a temperatura do

ar em níveis normalmente mais elevados do que nas regiões mais secas. Fato interessante que comprova essa relação é que as geadas não ocorrem em noites com céu nublado.

O CO_2 é uma molécula que resulta da respiração aeróbica dos seres vivos, da queima de combustíveis e das queimadas agrícolas e florestais. Devido à importância e extensão espacial que esses processos ocupam na dinâmica da matéria e da energia no globo terrestre, fica fácil entender porque ele é considerado o principal Gás de Efeito Estufa (GEE).

Sua concentração aumenta continuamente desde a Revolução Industrial, em meados do século 19, quando o consumo de combustíveis fósseis se intensificou. Estima-se que nos últimos 160 anos a concentração de CO_2 tenha saltado de 270 ppm para cerca de 370 ppm (Fig. 2a).

Vale ressaltar que as emissões de CO_2 pouco se modificaram nos últimos anos, mantendo os padrões de emissão observados nas últimas décadas, a despeito do intenso debate público sobre as causas e efeitos negativos do aquecimento global sobre o planeta Terra.

Observando-se a Fig. 2, que ilustra a forte tendência de elevação da concentração de CO_2 nos últimos anos, talvez não pareça exagerado supor que as emissões tenham se intensificado em consequência da expansão da atividade econômica mundial.

O CO_2 atua como um forte absorvedor da radiação de onda longa, emitida preferencialmente pela superfície do solo, mantendo o equilíbrio no balanço de radiação da Terra. A esse processo de “aprisionamento” da radiação de onda longa emitida pela superfície dá-se o nome de Efeito Estufa, abordado com mais detalhe no Capítulo 9. Os oceanos são os principais sumidouros de CO_2 , além da biota terrestre, especialmente as florestas tropicais, que têm potencial de acúmulo de até 250 toneladas de carbono por hectare no estágio clímax (GIBBS et al., 2007).

As emissões mundiais de CO_2 diferem entre os países de acordo com seu desenvolvimento econômico e sua atividade industrial. De modo geral, conforme dados divulgados pelo IPCC, países desenvolvidos respondem pela maior parte das emissões, sendo elas oriundas do funcionamento de indústrias, transporte urbano e rodoviário e geração de energia elétrica pela queima de combustíveis

fósseis (carvão mineral, gás natural e derivados de petróleo). Já nos países em desenvolvimento, como o Brasil, outros processos de ação humana respondem pela maior parte do CO_2 emitido, com destaque para a derrubada e queima das florestas.

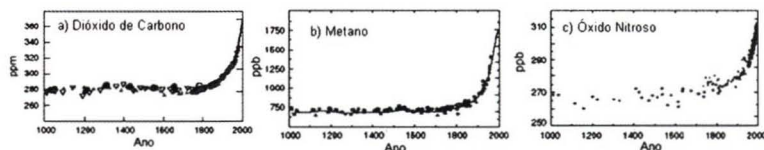


Fig. 2. Variação temporal da concentração de Dióxido de carbono, Metano e Óxido nítrico na atmosfera terrestre nos últimos 1.000 anos.
Fonte: IPCC (2001), adaptada pelos autores.

O metano é outro importante GEE que teve sua concentração elevada a partir da Revolução Industrial (Fig. 2). Estima-se que o potencial de “aprisionamento” de radiação de onda longa, também denominado potencial de aquecimento global (do inglês, *global warming potential, GWP*) pelo metano seja entre 10 e 20 vezes maior que o do CO_2 .

Entretanto, pela concentração relativamente menor de metano na atmosfera e a sua menor estabilidade temporal, mantém-se o dióxido de carbono como o centro das atenções quando o assunto é efeito estufa.

O metano resulta da decomposição de matéria orgânica em ambiente anaeróbico e isso faz dos aterros sanitários uma importante fonte de metano antropogênico para a natureza. As áreas de cultivo do arroz irrigado, os gases oriundos da digestão dos animais ruminantes, as minas de carvão, a queima de biomassa, as refinarias de petróleo e os vazamentos nos sistemas de distribuição de gás natural, são outras fontes de emissão de metano relacionadas às atividades humanas. Entre as fontes naturais, as áreas pantanosas merecem destaque.

O óxido nítrico (N_2O) é outro GEE que ganhou importância por causa do aumento rápido na sua concentração desde o início da Era Industrial (Fig. 2). Estima-se que entre 1980 e 1998 a concentração de N_2O tenha subido a uma taxa de 0,25% ao ano (IPCC, 2001). A principal fonte natural de emissão de N_2O é o solo agrícola e os oceanos e, dentre as fontes antrópicas, a queima de biomassa e as atividades industriais são apontadas como as principais (TAVARES, 2004).

Referências bibliográficas

ASSUNÇÃO, J. V. Controle ambiental do ar. In: PHILIPI JUNIOR, A.; ROMÉRO, M. de A.; BRUNA, G. C. (Ed.). *Curso de gestão ambiental*. Barueri: Manole, 2004. p. 101-154.

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 332 p.

DUURSMA, E. K.; BOISSON, M. P. R. M. Global oceanic and atmospheric oxygen stability considered in relation to the carbon cycle and to different time scales. *Oceanologica Acta*, v. 17, p. 117-141, 1994.

GIBBS, H. K.; BROWN, S.; NILES, J. O.; FOLEY, J. A. Monitoring and estimating tropical forest carbon stocks: making REDD a reality. *Environmental Research Letters*, v. 2, p. 1-13, 2007.

IPCC, 2001. *Climate change 2001: the scientific basis: contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2001. 881 p. Editors: J. T. Houghton et al.

LENTON, T. M. The coupled evolution of life and atmospheric oxygen. In: ROTHSCILD, L.; LISTER, A. *Evolution on planet earth: impact of the physical environment*. Burlington: Academic Press, 2003. p. 35-53.

MILLER JUNIOR, G. *Ciência ambiental*. São Paulo: Thomson Pioneira, 2006. 123 p.

PICKERING, K. T.; OWEN, L. A. *An introduction to global environmental issues*. London: Routledge, 1995. 390 p.

RUMMEL-BULSKA, I.; OSAFO, S. *Selected multilateral treaties in the field of the environment*. Cambridge, UK: Grotius Publications, 1991. 2 v.

TAVARES, A. C. Mudanças climáticas. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (Org.). *Reflexões sobre a geografia física no Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. 280 p.

VAREJÃO SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Brasília, DF: INMET, 2001. 525 p.



A Radiação Solar

A radiação solar é o principal fator para manutenção da vida na Terra, desencadeando todos os demais processos que ocorrem na crosta terrestre e na atmosfera. Ela é a fonte principal de energia para o aquecimento e para a dinâmica dos ecossistemas terrestres nos diferentes níveis tróficos. Como fonte de energia para manutenção do equilíbrio energético da Terra e da vida nos ecossistemas, a radiação solar tem relação com os processos fundamentais de aquecimento do ambiente, evaporação, transpiração e fotossíntese.

Por isso, a radiação solar é considerada como o principal elemento meteorológico e seu estudo para a climatologia envolve desde as relações entre a Terra e o Sol até as leis da radiação. Esses conceitos formam a base principal para o entendimento dos balanços de radiação e energia de ecossistemas naturais e urbanos, a formação das ilhas de calor nas grandes cidades, o efeito estufa e, em última análise, as mudanças climáticas globais.

A natureza da radiação ainda é alvo de intensas pesquisas no meio científico e isso denota que a sua definição não é algo simples. Radiação, ou energia radiante, pode ser definida como a energia que se propaga sem a necessidade de um meio material (VAREJÃO SILVA, 2001). São duas as abordagens mais comuns quando se estuda a radiação: uma trata a radiação como um processo de propagação de ondas eletromagnéticas, denominada teoria ondulatória, e a outra considera a radiação como propagação de partículas denominadas fótons, conhecida como teoria corpuscular.

A teoria corpuscular contou com uma contribuição importante de Albert Einstein e foi desenvolvida com base na teoria ondulatória. Nela, postula-se que a radiação é composta por pequenas partículas denominadas “quanta” ou “fótons” e que podem ser caracterizadas por sua carga, massa e velocidade.

A abordagem ondulatória é a que mais interessa no estudo do clima. É derivada dos estudos de James Clerk Maxwell, para quem a radiação é um modo de propagação de energia, na forma de um campo oscilatório que contém um componente elétrico e outro magnético. Nesse sentido, a radiação pode ser caracterizada por sua frequência de oscilação¹ e comprimento de onda² (λ), admitindo-se velocidade de propagação constante e igual a 300.000 km.s⁻¹.

Esta abordagem é especialmente útil para o estudo do espectro de radiação solar, constituído por uma grande variedade de comprimentos de onda, desde a radiação ultravioleta até a radiação infravermelha. A Fig. 1 apresenta as diferentes bandas do espectro de radiação solar sendo que, a partir dela, é possível perceber que o olho humano é sensível apenas a uma pequena fração do espectro de comprimentos de onda emitidos pelo Sol, denominada de faixa do “visível”.

Além disso, há outros tipos de radiação produzidos por tipos diferentes de objetos, não sendo apenas o Sol o único emissor de radiação. Na verdade, como será abordado no estudo das leis da radiação, qualquer objeto com temperatura acima de zero absoluto (0K) emite radiação e esse conceito é a base para o estudo do balanço de radiação dos ecossistemas.

O espectro de radiação pode ser dividido em dois grandes grupos, utilizando a radiação emitida pelo Sol como referência para essa divisão. Por ser um corpo extremamente quente (como visto a seguir na Lei de Wien), o Sol emite radiação em comprimentos de onda predominantemente menores que 3000 nanômetros (nm) e, por convenção, denominam-se os comprimentos maiores que 3000 nm ($\lambda > 3000$ nm) como radiação de onda longa, enquanto que para $\lambda < 3000$ nm denomina-se de onda curta.

Além dessa denominação genérica, é comum dividir o espectro de radiação em faixas (ou bandas) menores com o objetivo de facilitar a comunicação entre os interessados, de acordo como se segue:

- Raios-gama: radiação com comprimento de onda menor que 1 nm;
- Raios-X: radiação com comprimento de onda entre 1nm e 10 nm;
- Ultravioleta: região compreendida entre $10 \text{ nm} < \lambda < 400 \text{ nm}$;
- Visível ou radiação fotossinteticamente ativa: $400 \text{ nm} < \lambda < 700 \text{ nm}$;

¹A frequência é o número de cristas que passam num determinado ponto de referência por unidade de tempo, expressa em oscilações por segundo (Hertz, Hz).

² Comprimento de onda (λ) é a distância que separa duas cristas consecutivas de uma onda e é expresso em micrômetrosmicra (10^{-6} m) ou nanômetros (10^{-9} m).

- Infravermelho: $700\text{nm} < \lambda < 100.000\text{ nm}$. A banda do infravermelho é normalmente dividida em dois intervalos: o infravermelho próximo (IVP), em que $700\text{nm} < \lambda < 3.500\text{ nm}$, e o térmico, em que $3.500\text{ nm} < \lambda < 100.000\text{ nm}$;
- Microondas: radiação com comprimentos de onda entre 3 mm e 300 mm;
- Ondas de rádio: radiação com comprimento de onda maior que 300 mm.

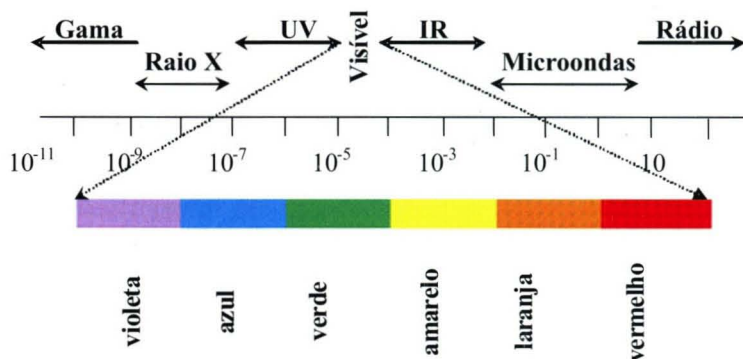


Fig. 1. Representação esquemática do espectro eletromagnético (m) e sua terminologia, com ênfase para a radiação na faixa do visível.

2.1 Leis da Radiação

2.1.1 Lei de Stefan-Boltzmann

A abordagem ondulatória permitiu relacionar a energia emitida na forma de radiação por um corpo com a sua temperatura, com base nos estudos de Jozef Stefan e Ludwig Boltzmann. A equação 1 é fruto do trabalho desses cientistas e, por isso, recebe o nome de Lei de Stefan-Boltzmann. Nela pode-se observar que a energia total emitida por um corpo é função da quarta potência da sua temperatura.

$$Q_e = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (1)$$

Sendo que, ϵ é a emissividade, variável com a substância que constitui o corpo emissor (Tabela 1). Na prática, a emissividade, utilizada como premissa para a dedução da equação 1, é um fator de proporcionalidade que permite relacionar a energia emitida por um

determinado corpo à energia emitida por um corpo negro, usado como referência³; σ é a constante de Stefan-Boltzmann, para a qual se adota o valor $5,6697 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$; e T é a temperatura do corpo (K).

Quando se compara a energia emitida pelo Sol com a energia emitida pela Terra, nota-se que enquanto o Sol, a uma temperatura de 6.000 K (5727°C), irradia aproximadamente $7,35 \cdot 10^6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ segundo a Lei de Stefan-Boltzmann, a Terra apresenta densidade de fluxo de radiação de apenas $390 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, admitindo temperatura média de 288 K (15°C).

Tabela 1. Valores da emissividade para diversas superfícies.

Superfícies	ϵ
Água	0,92 a 0,96
Areia molhada	0,95
Areia seca	0,89 a 0,90
Gelo	0,82 a 0,99
Solo claro/seco	0,98
Solo escuro/molhado	0,95
Folhagem de algodoeiro	0,96
Folhagem de cana-de-açúcar	0,97
Folhagem de feijão	0,94
Folhagem de milho	0,94

2.1.2 Lei de Wien

A Lei de Wien (equação 2) é normalmente estudada em associação com a Lei de Stefan-Boltzmann, pois ela fornece o comprimento de onda em que a radiação emitida por um corpo é máxima em função da sua temperatura. Ela foi proposta em 1883 por Wilhelm Wien. Segundo a Lei de Wien, o valor do comprimento de onda para o qual a emitância de um corpo negro é máxima é inversamente proporcional à sua temperatura ou, em outras palavras, quanto maior a temperatura do corpo, menor será o comprimento de onda de máxima emissão.

$$\lambda_m = \frac{2,898 \cdot 10^6 \text{ nm} \cdot \text{K}}{T} \quad (2)$$

³ Segundo Varejão Silva (2001), um corpo negro apresenta uma superfície absorvedora perfeita. Embora não haja similar na natureza, alguns corpos possuem superfícies com características similares à do corpo negro para determinados comprimentos de onda, permitindo admitir que seu comportamento espectral possa ser simulado, tendo como base o comportamento teórico do corpo negro.

Sendo que λ_m é o comprimento de onda de máxima emitância do corpo (nm) e T é a temperatura do corpo (K).

Pela Lei de Wien, os comprimentos de onda de máxima emitância de dois corpos, um a 6000K (temperatura do Sol) e outra a 288K (temperatura da Terra), são, respectivamente, de 480 nm e 10.000 nm, evidenciando as diferenças espectrais entre os dois corpos em decorrência da diferença de temperatura entre eles.

Desse conceito, pode-se também compreender o porquê dessas leis serem normalmente estudadas em conjunto. Enquanto a Lei de Stefan-Boltzman tem a finalidade de quantificar o montante de radiação produzido por um corpo em função da sua temperatura, a Lei de Wien é empregada normalmente para qualificar a radiação emitida pelo corpo, informando sobre o comprimento de onda de máxima emissão. Juntas, essas leis permitem compreender de modo simples e rápido o comportamento espectral de um dado corpo e entender o balanço de radiação da Terra.

2.1.3 Lei do Cosseno de Lambert

Uma forma simples de compreender a aplicação e importância da Lei do Cosseno de Lambert é imaginar que uma lanterna é utilizada para iluminar uma sala escura. Numa primeira simulação, a lanterna é posicionada perpendicularmente à superfície do solo, de modo que a figura geométrica formada pela luz seja o círculo. Neste caso, o ângulo (θ) da Fig. 2 é igual a zero.

Imaginando que a lanterna fosse mantida na mesma altura em relação ao solo, mas em uma direção não mais perpendicular à superfície, a radiação atingiria o solo com certa inclinação. Neste caso, ter-se-ia um θ maior que zero e menor que 90° , semelhante ao esquema observado na Fig.2. A forma geométrica observada no solo nesta segunda simulação seria uma elipse, com área maior que aquela do círculo observado na primeira situação.

Considerando que a potência da lâmpada não muda (pois se trata da mesma lanterna), percebe-se que a irradiância (dada pelo fluxo radiante dividido pela área incidente) seria reduzida quando a energia radiante que provém da lanterna atingisse o solo com alguma inclinação.

De modo mais formal, pode-se estabelecer que a Lei do Cosseno de Lambert (equação 3) descreve matematicamente o fato da irradiância incidente sobre uma superfície depender da orientação da radiação de acordo com a seguinte relação:

$$Q = Q_n \cdot \cos\theta \quad (3)$$

Sendo que Q é a irradiância incidente sobre uma superfície; Q_n é a irradiância que hipoteticamente incidiria sobre uma superfície posicionada perpendicularmente à direção da radiação; θ é o ângulo formado entre a direção predominante da radiação e a normal à superfície (Fig. 2).

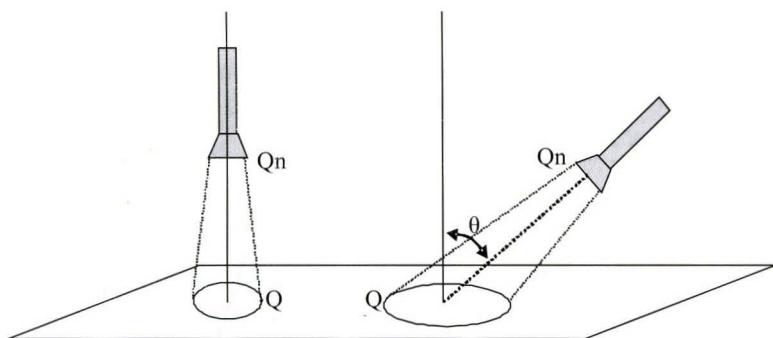


Fig. 2. Representação esquemática da Lei do Cosseno de Lambert.

2.2 Movimentos Terra-Sol

Num local situado entre os trópicos de Câncer e Capricórnio, duas vezes por ano, ao meio-dia local, a radiação solar incidirá perpendicularmente sobre a superfície do solo e a irradiância será máxima nesta ocasião, pois o θ será igual a zero, e, por isso, Q será igual à Q_n (Fig. 2). Esta situação ocorrerá entre a primavera e o verão. Nas estações de outono e inverno, ao contrário, observa-se que θ aumenta progressivamente até um valor máximo (quando Q atinge seu valor mínimo), passando a diminuir novamente.

Esse mesmo ângulo formado entre a linha zênite local⁴ e o ângulo de incidência da radiação solar direta é chamado de ângulo zenital (Z), variando em função da latitude local (ϕ), da hora do dia (h)

⁴ Linha imaginária que parte do centro da Terra passa pelo objeto posicionado na superfície e se estende ao espaço.

e da declinação solar (δ) (equação 4). A declinação solar também pode ser entendida como o ângulo formado pelo plano que liga o centro da Terra à Linha do Equador e o plano que liga o centro da Terra e o ponto na superfície em que os raios solares incidem de modo perpendicular à superfície (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

$$\cos Z = \sin\phi \cdot \sin\delta + \cos\phi \cdot \cos\delta \cdot \cos h \quad (4)$$

No seu movimento de rotação, a Terra dá uma volta completa, 360° , em torno de seu próprio eixo no tempo de 24 horas, ou seja, a uma velocidade de $15^\circ/\text{hora}$. Como o Sol descreve diariamente uma trajetória simétrica, ele divide o dia em duas partes iguais, manhã e tarde, quando está localizado sobre o meridiano local. Como o horário local verdadeiro é dado pela passagem meridiana do Sol, o ângulo horário pode ser calculado, em graus, como mostra a equação 5:

$$h = \frac{(\text{hora local} - 12) \cdot 15^\circ}{\text{hora}} \quad (5)$$

Ao intervalo entre o nascer e do pôr-do-sol, denomina-se fotoperíodo (N), ou seja, é o tempo máximo que o Sol poderá permanecer brilhando acima do horizonte em um determinado local, numa certa data (equação 6).

$$N = 2 \cdot \frac{hn}{15^\circ} \quad (6)$$

Nos horários do nascer e do pôr-do-sol, o ângulo zenital (Z) assume seu valor máximo, 90° . Como o cosseno de 90° é igual a zero, rearranjando-se a equação 4, o ângulo horário no nascer (hn) pode ser obtido pela equação 7:

$$hn = \arccos [-\operatorname{tg}\phi \cdot \operatorname{tg}\delta] \quad (7)$$

Além do ciclo diurno, produzido pelo movimento de rotação da Terra, a quantidade de radiação solar que atinge o topo da atmosfera terrestre varia de acordo com a época do ano. Cada época do ano é caracterizada por uma posição da Terra em relação ao Sol. Tomando-se o Equador como referência e traçando-se uma linha

imaginária do centro da Terra ao centro do Sol (Fig. 3), tem-se um ângulo denominado declinação solar (δ).

À semelhança da latitude, a declinação solar também é contada a partir do Equador (0°) em direção aos pólos, para o norte ou para o sul, recebendo os mesmos sinais atribuídos às latitudes de acordo com o hemisfério em que o astro se encontrar naquele instante (latitude norte: sinal positivo; latitude sul: sinal negativo).

De acordo com a Lei do Cosseno de Lambert apresentada anteriormente, a declinação solar, que varia entre $-23^\circ 27'$ (solstício de verão) e $+23^\circ 27'$ (solstício de inverno), tem influência fundamental sobre a duração do dia e da noite e sobre a intensidade da radiação que incide numa dada região. A Fig. 3 ilustra a variação anual da declinação solar enquanto a equação 8 permite observar que a declinação solar é função apenas da época do ano, visto que se conhece de antemão a órbita da Terra em torno do Sol ao longo desse período.

24

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen} \left[360 \cdot \frac{(NDA - 80)}{365} \right] \quad (8)$$

Na equação 8, δ é a declinação solar (graus) e NDA é o número do dia do ano, sendo contado continuamente do primeiro ao último dia do ano, indo de 1 a 365 (366 nos anos bissextos), como ilustra a Tabela 2.

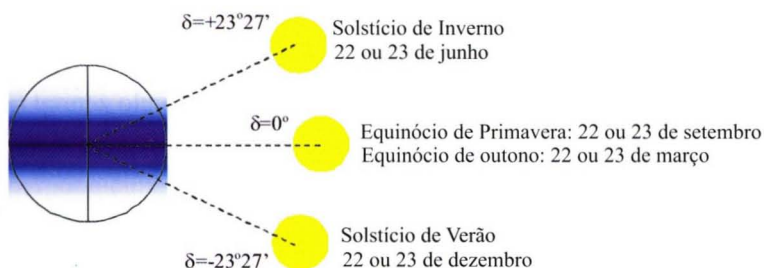


Fig. 3. Variação anual da declinação solar, representada pelo movimento aparente do Sol ao longo das estações do ano e indicação das efemérides.

Tabela 2. Número do Dia do Ano (NDA) para anos normais. Para anos bissextos, adicionar um dia a partir de 1 de março.

Dia	Mês											
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1	1	32	60	91	121	152	182	213	244	274	305	335
2	2	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
3	3	34	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
4	4	35	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
5	5	36	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
6	6	37	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
7	7	38	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
8	8	39	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
9	9	40	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
10	10	41	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
11	11	42	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
12	12	43	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
13	13	44	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
14	14	45	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
15	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
16	16	47	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
17	17	48	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
18	18	49	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
19	19	50	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
20	20	51	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
21	21	52	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355
22	22	53	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
23	23	54	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
24	24	55	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
25	25	56	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
26	26	57	85	116	146	177	207	238	269	299	330	360
27	27	58	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
28	28	59	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
29	29		88	119	149	180	210	241	272	302	333	363
30	30		89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
31	31		90		151		212	243		304		365

2.3 Estações do Ano

Sendo a estrela mais próxima da Terra, o Sol constitui a sua principal fonte de energia. A temperatura aproximada do Sol é de 6.000K, tendo como fonte de energia a fusão termonuclear de átomos de hidrogênio, que são transformados em hélio. A distância Terra-Sol (d) é de, aproximadamente, $1,5 \times 10^8$ km, sendo que a órbita terrestre em torno do Sol é elíptica, essa distância (d) varia de $1,471 \times 10^8$ km em janeiro à $1,521 \times 10^8$ km em julho (Fig. 4).

As estações do ano são produzidas do movimento de translação ao longo dessa órbita. Em função do movimento de translação e da inclinação do seu eixo orbital ($23^{\circ}27'$), a Terra assume posições diferentes em relação à incidência de energia radiante nos hemisférios sul e norte. Com base nesse movimento circular, adotaram-se algumas posições referenciais, conhecidas como efemérides, sempre associadas ao início das estações do ano. A Fig. 4 representa o trajeto da Terra ao longo do ano em volta do Sol, com a indicação das efemérides.

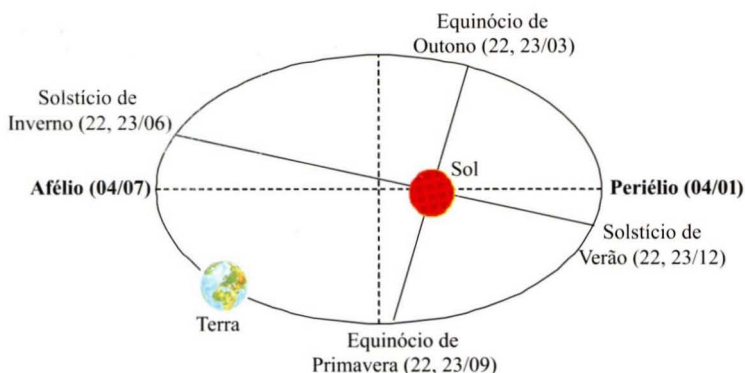


Fig. 4. Representação esquemática do movimento de translação da Terra ao redor do Sol, com destaque para as datas das efemérides.
Fonte: Hartmann (1994), adaptada pelos autores.

Os movimentos de rotação e translação da Terra dão origem às variações na duração do dia e da noite, nas diferentes latitudes do globo terrestre ao longo do ano, como mostra a Fig. 5 obtida pelas aplicações das equações 6 e 7 para diferentes latitudes. A duração do dia regula o crescimento e a reprodução de grande número de espécies de plantas, os ciclos de vida de diversos tipos de animais e interfere decisivamente no balanço de radiação da Terra.

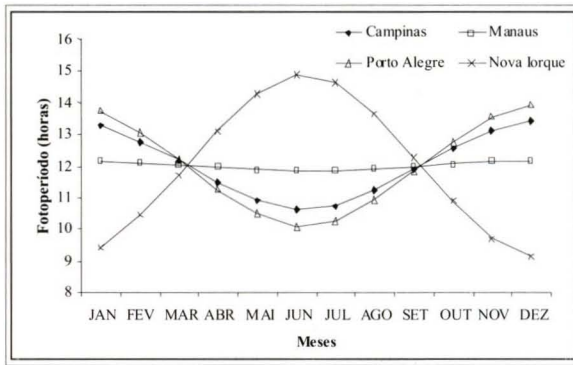


Fig. 5. Variação mensal do fotoperíodo em diferentes localidades, ilustrando a influência da latitude na variação temporal do comprimento do dia.

A Fig. 6 ilustra o efeito combinado do movimento de translação com a inclinação do eixo da Terra, onde a área clara representa o período diurno e a área escura representa o período noturno. Nota-se que a inclinação do eixo de rotação da Terra não coincide com a área sombreada do globo, o que explica a variação de fotoperíodo entre os hemisférios norte e sul ao longo do ano.

Observando a posição em 22 de junho na Fig. 6, tem-se que um ponto situado no Hemisfério Norte fica exposto à luz durante um maior período de tempo que outro ponto no Hemisfério Sul. Situação contrária ocorre na posição em 22 de dezembro, quando os raios solares incidem sobre o Hemisfério Sul com menor inclinação. Neste caso, um ponto situado na parte sul do globo terrestre permanece iluminado por mais de 12 horas, enquanto outro ponto situado na parte norte tem fotoperíodo menor.

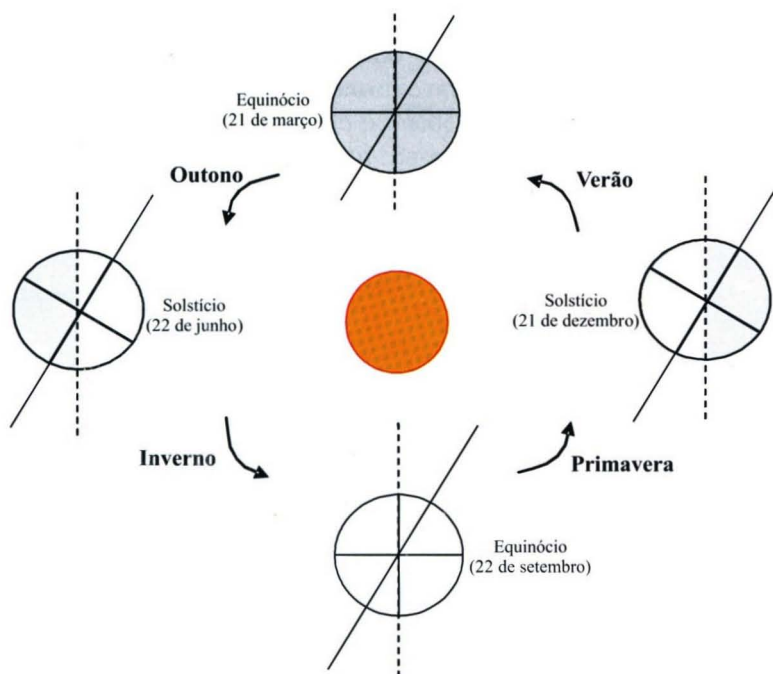


Fig. 6. Representação esquemática do movimento de translação da Terra ao longo do ano.

2.4 Quantificando a Irradiância Solar

Uma estratégia muito comum para a quantificação da radiação solar que atinge a superfície da Terra é determiná-la tendo como base a radiação solar emitida pelo Sol e que chega ao topo da atmosfera terrestre.

Esta, por sua vez, pode ser calculada com segurança a partir de equações relativamente simples (equações 9 e 10), tomando-se como referência a energia total emitida pelo Sol e sua distância até a Terra, como segue: sabendo que a temperatura do Sol é de 6000K e que a densidade de fluxo de energia emitida por ele é $7,35 \cdot 10^6 \text{ W.m}^{-2}$ (como discutido no tópico 2.1.1 sobre a Lei de Stefan-Boltzmann), o potencial total emitido pelo Sol (P_{sol}) será o produto da área da esfera Sol (A_{sol}) pela densidade de fluxo de energia desse astro (E_{sol}).

Sabendo-se que o raio do Sol (r_{Sol}) é de, aproximadamente, 650.000 km, tem-se que:

$$A_{\text{Sol}} = \pi \cdot r_{\text{Sol}}^2 = \pi \cdot (650 \cdot 10^6 \text{ m})^2 = 1,327 \cdot 10^{18} \text{ m}^2 \quad (9)$$

$$P_{\text{Sol}} = A_{\text{Sol}} \cdot E_{\text{Sol}} = (1,327 \cdot 10^{18} \text{ m}^2) (72,3 \cdot 10^6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}) = 9,596 \cdot 10^{25} \text{ W} \quad (10)$$

Apesar da sua trajetória elíptica, pode-se admitir, para efeito de cálculo, que a órbita terrestre seja perfeitamente esférica com raio ($r_{\text{Terra-Sol}}$) igual a $1,5 \cdot 10^8$ km. A Terra assume uma posição nessa esfera e intercepta parte da radiação emitida pelo Sol em todas as direções. À fração da radiação interceptada por uma superfície perpendicular aos raios solares e posicionado acima da atmosfera terrestre dá-se o nome de Constante Solar (J_0), cujo valor médio pode ser calculado do seguinte modo:

A área da esfera de raio $r_{\text{Terra-Sol}}$, equivalente à distância média Terra-Sol ($A_{\text{Terra-Sol}}$), é dada pelas equações 11 e 12:

$$A_{\text{Terra-Sol}} = 4 \cdot \pi \cdot r^2 = 4 \cdot 3,1416 \cdot (1,5 \cdot 10^8 \text{ m})^2 = 28,274 \cdot 10^{16} \text{ m}^2 \quad (11)$$

A constante solar J_0 assume, assim, o valor médio de:

$$J_0 = \frac{P_{\text{Sol}}}{A_{\text{Terra-Sol}}} = \frac{9,596 \cdot 10^{25} \text{ W}}{28,274 \cdot 10^{16} \text{ m}^2} = 1357,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \quad (12)$$

Para corrigir o valor de J_0 em função do formato elíptico da órbita terrestre (J_0'), pode-se utilizar a equação 13:

$$J_0' = J_0 \cdot \left(\frac{d}{D} \right)^2 \quad (13)$$

Em que d é a distância Terra-Sol num determinado dia do ano e D é a distância média, igual a $1,5 \cdot 10^8$ km. A relação $(d/D)^2$ é função do número do dia do ano (NDA) (Tabela 2), sendo dada pela equação 14:

$$\left(\frac{d}{D} \right)^2 = 1 + 0,033 \cdot \cos \left(NDA \cdot \frac{360}{365} \right) \quad (14)$$

Assim, tem-se que a constante solar corrigida (J_0') é a máxima densidade de fluxo de energia radiante que a Terra receberia numa superfície posicionada no topo da atmosfera, perpendicularmente aos raios solares. Para o cálculo da quantidade de

energia que incide em qualquer parte do globo terrestre iluminada pelo Sol, a densidade de fluxo de energia radiante pode ser dada com base na trigonometria, através da constante solar corrigida (Jo'), latitude do local (θ), declinação solar (δ), ângulo horário ao nascer-do-sol (hn) (equação 15) e distância média quadrada entre a Terra e o Sol (d/D)².

$$hn = \arccos(-\tan\theta \cdot \tan\delta) \quad (15)$$

À radiação solar incidente por unidade de área numa superfície posicionada paralelamente à superfície da Terra e no topo da atmosfera terrestre – sem ter qualquer interação com a atmosfera, portanto – denomina-se de Radiação Solar Extraterrestre (Q_o) e sua determinação pode ser feita com a equação 16:

$$Q_o = \frac{Jo'}{\pi} \cdot \left(\frac{d}{D}\right)^2 \left[\left(\frac{\pi}{180^\circ}\right) hn \cdot \sin\theta \cdot \sin\delta + \cos\theta \cdot \cos\delta \cdot \sin hn \right] \quad (16)$$

30

A radiação solar extraterrestre (Q_o) é, portanto, a quantidade máxima de energia radiante que incide no topo da atmosfera de uma determinada localização geográfica da Terra, em um determinado dia do ano.

Ao atravessar a atmosfera terrestre, Q_o passa por vários processos. Parte da radiação acaba refletida de volta ao espaço sideral, outra parte é absorvida pelos componentes atmosféricos e uma fração importante, que normalmente gira em torno de 50% do valor total de Q_o , chega à superfície do solo, recebendo o nome de radiação solar global (Q_g).

Ao chegar ao topo da atmosfera, os raios solares têm a mesma direção, sendo que ao interagir com os constituintes atmosféricos ocorre o fenômeno conhecido como difusão, em que os raios solares têm sua direção modificada.

A essa quantidade de radiação que incide sobre a superfície terrestre com diferentes orientações, denomina-se de radiação solar difusa (Q_{dif}), podendo ser observada nos dias de céu nublado, em que não é possível observar o Sol, mas há energia radiante iluminando a superfície do solo. A parte que consegue atravessar a camada atmosférica sem ter qualquer interferência, mantendo a mesma orientação dos raios solares, denomina-se radiação solar direta (Q_{dir}).

Portanto, a radiação solar global é o somatório das frações de radiação direta e difusa, como ilustra a equação 17. A proporção entre radiação solar direta e difusa é função do estado da atmosfera. Em dias de céu claro, há maior proporção de radiação solar direta em relação à difusa, enquanto nas ocasiões de céu encoberto por nuvens ou partículas sólidas suspensas decorrentes da atividade urbana, industrial ou queimadas, a quantidade de radiação solar difusa é maior que a direta que atinge a superfície.

$$Q_g = Q_{dir} + Q_{dif} \quad (17)$$

A radiação solar global pode ser medida ou, na falta de instrumentação, estimada matematicamente, sendo que os principais instrumentos de medida direta são o actinógrafo e o piranômetro.

O actinógrafo é um instrumento mecânico que tem como princípio a dilatação de sólidos para quantificação da radiação solar, registrando os dados sobre um gráfico de papel. Ele faz parte da instrumentação de estações meteorológicas convencionais.

Já o piranômetro é um equipamento que tem, normalmente, uma termopilha ou um fotodiodo de silício com elementos sensores. O princípio de funcionamento é a geração de uma força eletromotriz (termopilha) ou de uma corrente elétrica (fotodiodo de silício) proporcional à energia radiante incidente no sensor. São constituintes de estações meteorológicas automáticas, necessitando de sistemas automáticos de aquisição de dados para registro e armazenamento dos dados.

Um terceiro tipo de equipamento que permite a medida indireta da radiação solar global é o heliógrafo. O heliógrafo é um instrumento composto de uma esfera de cristal posicionada sobre uma estrutura metálica onde são colocadas fitas de papel com marcação horária. A incidência de radiação solar direta sobre a bola de cristal provoca a convergência da radiação para um ponto único de incidência sobre a tira de papel, queimando-a durante o período do dia em que há radiação solar direta. O resultado final é a quantificação do número de horas de brilho solar ou insolação (n), uma medida muito utilizada para estimar a radiação solar com a equação de Angström-
Prescott (equação 18).

$$Qg = Qo \left(a + b \frac{n}{N} \right) \quad (18)$$

Em que os coeficientes a e b são obtidos a partir de ajuste estatístico para cada localidade. Quando não é possível obter os coeficientes específicos para cada localidade, pode-se utilizar $a = 0,29 \cos(\theta)$ e $b = 0,52$, proposto por Glover e McCulloch (1958).

Angström (1924) apresentou um modelo de estimativa da radiação solar em função da nebulosidade e do fotoperíodo (N). Essa estimativa foi posteriormente simplificada por Prescott (1940), substituindo a radiação solar incidente em um dia completamente limpo pela radiação solar extraterrestre (Q_0) (Fig. 7) representada pela equação 15, constituindo o que se conhece como método de Angström-Prescott (equação 18).

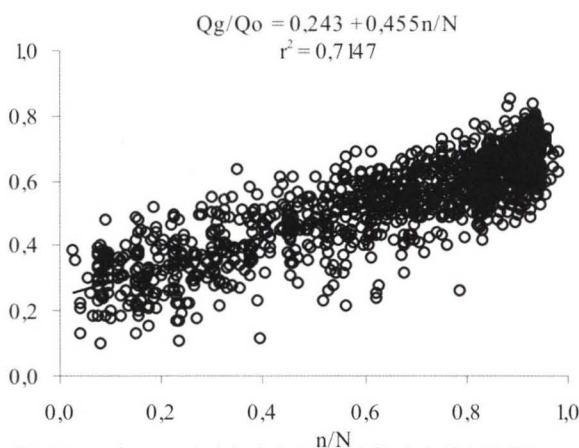


Fig. 7. Relação anual entre a razão de insolação (n/N) e o índice de claridade (Qg/Q_0), com os respectivos valores dos coeficientes a e b da equação de Angström-Prescott para a região de Araras, SP.
Fonte: Pilau et al. (2007).

Referências bibliográficas

ANGSTRÖM, A. Solar and terrestrial radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, London, v. 50, p. 121-126, 1924.

GLOVER, J.; MCCULLOCH, J. S. G. The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 84, n. 360, p. 172-175, 1958.

HARTMANN, D. L. *Global physical climatology*. San Diego: Academic Press, 1994. 411 p.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206 p.

PILAU, F. G.; BARBIERI, V.; MARIN, F. R. Coeficientes da equação de Angström-Prescott para a região de Araras, SP. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 15, n. 1, p. 109-113, 2007.

PRESCOTT, J. A. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Trans. Royal Soc. South Australia*, Adelaide, v. 64, n. 1, p. 114-118, July, 1940.

VAREJÃO SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Brasília, DF: INMET, 2001. 525 p.

3

Balanço de Radiação e Energia

Balanço de radiação é a contabilidade da energia radiante absorvida e emitida por um determinado corpo ou ecossistema, sendo muito estudada em climatologia por permitir quantificar a radiação efetivamente disponível para a realização dos processos biológicos e físicos nos ecossistemas.

Por se tratar da contabilidade entre a entrada e a saída de energia radiante em um dado sistema, o balanço de radiação é positivo durante o dia, pois a radiação de ondas curtas recebida do Sol é maior do que a quantidade de energia radiante de ondas longas perdida pela Terra. À noite, de modo inverso, o balanço de radiação é negativo, pois não há mais energia solar chegando à superfície do solo, mas a Terra continua emitindo radiação para o espaço sideral, conforme definido pela Lei de Stefan-Boltzmann. Sobre isto, vale frisar que é este o motivo real da temperatura do ambiente ser maior durante o dia em relação à noite.

Quando se considera uma planta, um animal ou a superfície do solo, por exemplo, é importante salientar que apenas parte da radiação solar incidente é absorvida pelo corpo, pois sempre há uma fração da energia radiante que é refletida em função das propriedades do corpo ou do meio. Normalmente, corpos ou ambientes mais claros têm maior capacidade de refletir radiação, enquanto que corpos mais escuros tendem a absorver uma fração relativamente maior de energia radiante. Essa habilidade em refletir radiação é denominada coeficiente de reflexão ou albedo (α).

A Tabela 1 apresenta alguns valores de albedo referentes a ambientes naturais e urbanos. Nela, podem-se observar diferenças importantes entre alguns tipos de superfície que ajudam a entender o funcionamento dos ecossistemas ali instalados.

Tabela 1. Albedo médio para diferentes superfícies naturais e artificiais.

Superfície	Albedo (%)
Neve	80 a 95
Asfalto	5 a 10
Concreto	17 a 27
Água	6 a 8
Solo escuro	5 a 15
Solo claro	25 a 45
Gramado	15 a 25
Canavial	10 a 20
Pastagem	20
Eucalipto	19
Floresta tropical	13

Fonte: Rosenberg et al. (1983); Oliveira et al. (2001);
Moura et al. (1999).

O albedo é, portanto, um índice que expressa a fração da energia de ondas curtas que retorna ao espaço devido à reflexão após atingir uma dada superfície. Essa reflexão varia com a estação do ano, natureza, rugosidade e cor da superfície e com o ângulo zenital do Sol (Z), sendo que quanto menor for o seu valor (α), maior será a capacidade da superfície em absorver energia.

Sabe-se, por exemplo, que superfícies brancas apresentam maior reflexão que superfícies pintadas com cores escuras. Assim, tem-se que uma superfície mais clara tem albedo mais elevado que das superfícies escuras. O mesmo ocorre quando se compara solos claros com solos escuros, ou diferentes tipos de vegetação, como se observa na Tabela 1.

Imagens de satélites permitem mapear a cobertura do solo e a degradação ambiental da superfície da Terra em função da determinação do albedo. Como apresentado na Tabela 1, superfícies naturais possuem diferentes coeficientes de reflexão ou albedo.

Do espectro total de energia radiante de ondas curtas refletida, certas bandas ou faixas de comprimento de onda são captadas pelos satélites, permitindo a diferenciação dos diversos tipos de superfícies que compõem a paisagem (tais como maciços

florestais, lâminas de água, solo nu, construções ou estradas) através do processamento das imagens geradas.

A avaliação temporal da mudança do albedo da superfície terrestre permite inferir sobre mudanças de uso e cobertura do solo (ABDON et al., 1998), formação de desertos (CARVALHO, 2001) e derrubada de florestas (MARTINS E SOUZA FILHO et al., 2006).

A energia que permanece no sistema, isto é, a que não retornou ao espaço por causa da reflexão, pode ainda ser dissipada por emissão de ondas longas para o espaço. Para facilitar a determinação do balanço de radiação da superfície, este cálculo é feito em duas partes, uma envolvendo a radiação de ondas curtas (proveniente do Sol) e outra envolvendo a radiação de ondas longas (originária da superfície e da atmosfera).

No processo de contabilização do montante de energia que entra e sai de um ecossistema, a turbidez da atmosfera e a nebulosidade são fatores de grande importância, sendo evidente que a presença de nuvens reduz a quantidade de energia que atinge a superfície do solo e, portanto, a quantidade de energia disponível para os processos fisiológicos (ROSENBERG et al., 1983).

Dependendo do tipo de nuvem, a redução da quantidade de energia incidente pode ser muito grande e se dá através da redução na transmissão da radiação direta, como discutido no capítulo anterior. A redução na radiação direta implica no aumento na radiação difusa, que se caracteriza por não ter direção predominante. Nota-se que nos dias nublados, quando não há radiação direta, não se vê sombras projetadas na superfície do solo.

3.1 Balanço de Radiação

3.1.1 Balanço de Radiação de Ondas Curtas

De forma simplificada, o balanço de ondas curtas (B_{sc}) é uma contabilização da absorção e da reflexão desse tipo de radiação pela superfície terrestre (Fig. 1). Do total de radiação solar disponível (Q_0) em uma determinada posição geográfica do globo, 15%, em média, é absorvida por constituintes atmosféricos – um exemplo é a radiação ultravioleta absorvida pelo ozônio (O_3) –, enquanto outros 30% acabam retornando ao espaço sideral, refletidos pela atmosfera. Dos 55%

restantes da energia radiante (Q_g) que atinge a superfície terrestre, 5%, em média, também é refletida. Restam, então, 50% do total de energia radiante, representando o balanço de ondas curtas.

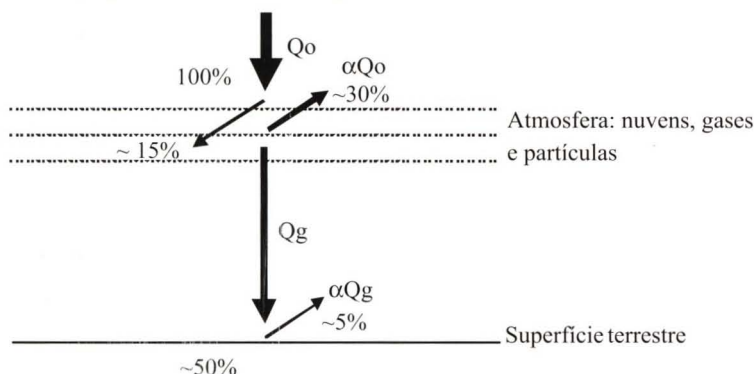


Fig. 1. Representação do balanço de radiação de ondas curtas na superfície terrestre.

38

A determinação do balanço de ondas curtas ($B_{\lambda c}$) pode ser obtido pela diferença entre a radiação solar incidente e a refletida pela superfície, expressando a radiação absorvida por meio da equação 1:

$$B_{\lambda c} = Q_g - \alpha \cdot Q_g \quad (1)$$

Ou, ainda,

$$B_{\lambda c} = Q_g \cdot (1 - \alpha) \quad (1')$$

Sendo $B_{\lambda c}$ o balanço de ondas curtas ($W.m^{-2}$); Q_g a irradiância solar global ($W.m^{-2}$), calculável a partir das equações 16 ou 17 apresentadas no capítulo anterior, e α é o albedo da superfície.

3.1.2 Balanço de Radiação de Ondas Longas

No que se refere ao balanço de ondas longas ($B_{\lambda l}$), o montante de radiação emitido por um corpo ou superfície pode ser estimado pela equação de Stefan-Boltzmann, desde que se conheça a sua temperatura (Fig. 2).

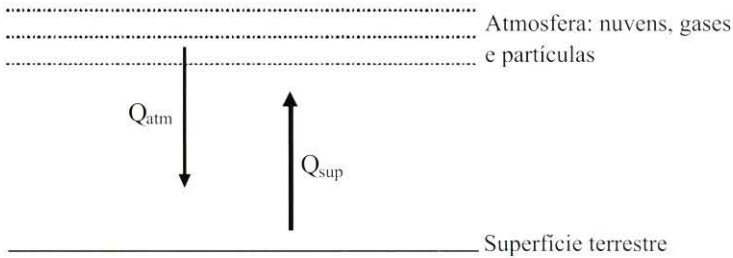


Fig. 2. Representação do balanço de radiação de ondas longas na superfície terrestre.

Ao longo do dia, a absorção de radiação solar pela superfície provoca seu aquecimento, aumentando a densidade de fluxo de energia de onda longa emitida em direção à atmosfera. Da mesma forma, ao interagir e absorver certos comprimentos de onda da radiação solar, os constituintes atmosféricos são aquecidos, aumentando a emissão energética em direção à superfície terrestre.

A densidade de fluxo de energia radiante emitida por uma superfície é dependente de sua temperatura e da emissividade dos corpos que a compõem. Na atmosfera, da mesma forma, a emissão energética é dependente da temperatura de seus constituintes, principalmente da quantidade de vapor d'água e da cobertura de nuvens.

O balanço de ondas longas ($B_{\lambda L}$) pode ser determinado pela equação 2:

$$B_{\lambda L} = Q_{atm} - Q_{sup} \quad (2)$$

Sendo Q_{atm} a densidade de fluxo de energia radiante emitida pela atmosfera em direção à superfície, também denominada de contra-irradiação atmosférica, e Q_{sup} a densidade de fluxo de energia radiante emitida pela superfície em direção à atmosfera.

Com o objetivo de estimar o $B_{\lambda L}$, e já sabendo que a quantidade de vapor de água na atmosfera era um elemento relevante para a sua determinação, Brunt (1932) propôs uma equação baseada na lei de Stefan-Boltzman e numa relação empírica com a pressão parcial de vapor (Capítulo 5). Diversas modificações foram propostas à equação de Brunt com o objetivo de ajustá-la às condições específicas, sendo que uma dessas foi apresentada por Allen et al. (1998), como mostra a equação 3:

$$B_{\lambda L} = \left[4,903 \cdot 10^{-9} \cdot \left[\frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] \left(6,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a} \right) \left(1,35 \cdot \frac{Q_s}{Q_{gs}} - 0,35 \right) \right] \text{ (MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}) \quad (3)$$

Sendo que $T_{\max}$ é a temperatura máxima (K); $T_{\min}$ é a temperatura mínima (K); e_a é a pressão parcial de vapor d'água da atmosfera (kPa); Q_g é a radiação solar global e Q_{gcs} é a radiação solar global estimada para um dia sem nuvens ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$), dada pela equação 4 abaixo.

$$Q_{gcs} = Q_g \cdot (2 \cdot 10^{-5} \cdot z + 0,75) \quad (4)$$

Sendo z a altitude (m) do local.

3.1.3 Saldo de Energia Radiante

Contando-se com os valores de $B_{\lambda C}$ e $B_{\lambda L}$, pode-se enfim quantificar a radiação efetivamente disponível à realização dos processos físicos e biológicos na natureza. Esse cômputo final é denominado Saldo de Energia Radiante ou, simplesmente, Saldo de Radiação (SR) (Fig. 3), que pode ser calculado como segue (equações 5 e 6):

$$SR = B_{\lambda C} + B_{\lambda L} \quad (5)$$

$$SR = Q_g \cdot (1 - \alpha) + Q_{atm} - Q_{sup} \quad (6)$$

Durante o dia, o saldo de radiação (SR) tem valor positivo, pois Q_g predomina na definição do balanço de radiação terrestre. Durante a noite, quando Q_g é igual a zero, o saldo de radiação passa a ser negativo, pois a superfície continua emitindo radiação de ondas longas para o espaço sideral em maior quantidade do que aquela emitida pela atmosfera em direção à superfície.

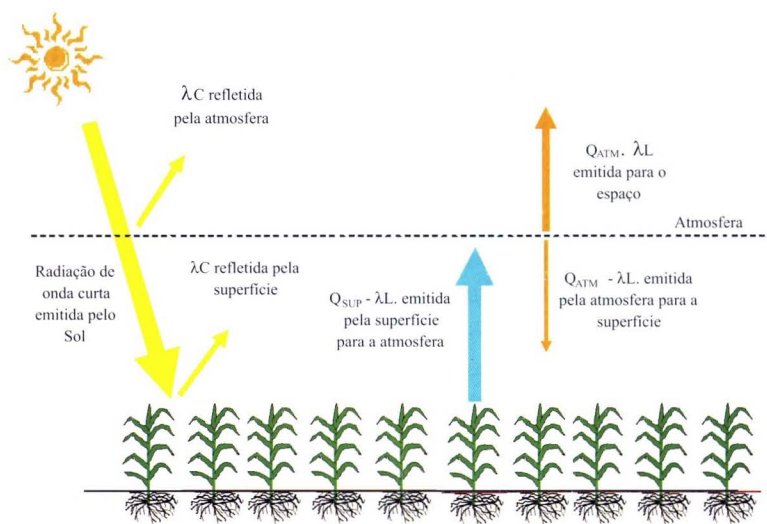


Fig. 3. Representação esquemática do balanço de radiação sobre uma superfície vegetada, ilustrando os componentes do balanço de onda curta (λC) e de onda longa (λL).

O equipamento utilizado para medir o saldo de radiação (SR) de uma superfície qualquer é o saldo-radiômetro. Faz medidas e registro eletrônico dos dados, cujos elementos sensores são duas termopilhas, em sentidos opostos, que se aquecem ao receberem energia radiante, gerando uma força eletromotriz proporcional à quantidade de energia incidente. O diferencial da força eletromotriz gerada pelas duas placas, corrigida por um coeficiente de calibração, é o saldo de radiação. Valores positivos indicam um aporte energético no sistema, enquanto valores negativos apontam para perdas (Fig. 4).

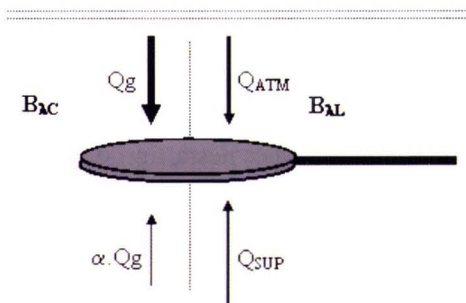


Fig. 4. Ilustração de um saldo-radiômetro contabilizando os fluxos radiantes dos balanços de onda curta ($B_{\lambda C}$) e onda longa ($B_{\lambda L}$).

3.2 Balanço de Energia

Balanço de energia é um conceito utilizado em climatologia para relacionar o saldo de radiação (SR) aos fluxos de calor latente (LE) e sensível (S), fotossíntese (F), fluxo de calor no solo (G), na forma da equação 6. De forma simplificada, pode-se estabelecer a relação entre os balanços de radiação e de energia considerando que o primeiro tem por finalidade quantificar qual a fração da radiação efetivamente disponível num ecossistema, enquanto que o balanço de energia diz respeito ao destino dado a essa energia.

$$SR = LE + H + G + F + \Delta A \quad (6)$$

Sendo que SR é o saldo de radiação; LE é a energia utilizada para a mudança de fase da água do estado líquido para o gasoso, denominada de fluxo de calor latente; H é a energia utilizada para o aquecimento do ar, denominada de fluxo de calor sensível; G é a energia conduzida para o solo, denominada fluxo de calor no solo; F é a energia utilizada no processo fotossintético (F), que normalmente representa menos de 5% do SR e por isso, é desconsiderada em análises macroclimáticas; e ΔA é a variação do armazenamento de energia térmica no ambiente, podendo ser positivo ou negativo de acordo com a variação da sua temperatura.

Como já mencionado, a quantidade de energia utilizada na fotossíntese é muito pequena, assim como o termo ΔA – item normalmente negligenciado no período de 24 horas, pois o calor armazenado de manhã e no início da tarde é liberado durante a noite. Os termos LE e H representam, geralmente, mais de 90% de SR e são os principais componentes do balanço de energia nos continentes.

Em áreas com presença de corpos d'água ou vegetadas, com boa disponibilidade hídrica no solo, o termo LE pode representar mais de 70% do SR, porém, em ambientes mais secos, H ganha relevância. Consequentemente, neste tipo de ambiente, observa-se elevação considerável na temperatura do ar durante o dia, com queda brusca na temperatura noturna.

Uma grande disponibilidade de energia para o aquecimento do ar, associado ao baixo calor específico do ar seco ($1005 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), é o que provoca a forte elevação da temperatura diurna e decréscimo

noturno. À diferença entre as temperaturas diurna e noturna dá-se o nome de amplitude térmica diária.

Este padrão de variação da temperatura do ar é típico das regiões desérticas. Ao contrário, em ambientes onde a disponibilidade hídrica é grande, a maior parte da energia é consumida no processo de evaporação da água livre e transpiração vegetal. Como a água demanda muita energia para ser evaporada (calor latente de vaporização λE , aproximadamente igual $2,45 \text{ MJ.l}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$, a 20°C), exerce o papel de regulador, reduzindo a amplitude térmica diária.

A Fig. 5 ilustra a variação horária dos componentes do balanço de energia em dois ambientes diferentes quanto à disponibilidade de água no solo. Nela, pode-se observar que no ambiente úmido (época úmida) (Fig. 5a) a curva de LE se aproxima do saldo de radiação, indicando que a maior parte da energia disponível no ambiente foi empregada no processo de mudança de fase da água. Com isso, consequentemente, a temperatura nesses ambientes é relativamente menor. Na Fig. 5b, referente à época seca, em contrapartida, a falta de água no solo induz a um aumento da fração da energia disponível utilizada no aquecimento do ambiente (S), com consequente queda na fração utilizada para evaporação e transpiração da água.

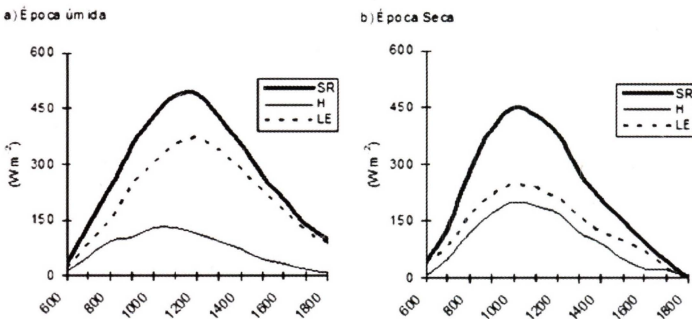


Fig. 5. Variação mensal dos componentes do balanço de energia em um pomar de limão Tahiti, instalado em Piracicaba/SP, sob duas condições de umidade regional do solo.
Fonte: Marin (2000).

Assumindo-se que, tanto para a época úmida quanto para a seca, o saldo de radiação (SR) tenha sido de $12 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, pode-se inferir sobre a destinação do montante de energia destinado aos fluxos

de calor latente e sensível. Quando há umidade no solo decorrente de uma chuva ou mesmo da irrigação, é comum que entre 70% e 80% do saldo de radiação seja utilizado no processo de mudança de fase da água, isto é, convertido em fluxo de calor latente (LE).

Essa relação simples explica em grande parte por que o cultivo de árvores (qualquer tipo de vegetação, na verdade) nas zonas urbanas atua como redutor de temperatura do ar, já que se tem nas plantas uma espécie de “sumidouro” de energia radiante, utilizada no processo de mudança de fase da água. Em contrapartida, em ambiente com ausência de vegetação ou de corpos d'água, a energia radiante disponível no ambiente é convertida predominantemente em fluxo de calor sensível, com elevação da temperatura do ar aos níveis normalmente observados em grandes centros urbanos nos horários mais quentes do dia.

Já num ambiente seco, onde não há água na forma líquida disponível para o processo de evaporação, a fração de energia utilizada no processo de evapotranspiração é menor, oscilando entre 30% e 50%, dependendo do estado de umidade do solo. Neste caso, portanto, uma fração maior de energia será convertida para fluxo de calor sensível, elevando a temperatura do ambiente.

Como exemplo de cálculo com base nos valores apresentados acima, para o primeiro caso, admitindo-se que 80% da energia disponível tenham sido utilizados no processo de evapotranspiração, pode-se calcular quantos litros de água por unidade de área foram evaporados ao longo deste dia, da seguinte forma (equação 7):

$$LE = \left(\frac{SR \cdot 0,8}{\lambda E} \right)$$
$$LE = \frac{12MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1} \cdot 0,8}{2,45MJ \cdot l^{-1} H_2O}$$
$$LE = 3,92l \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1} = 3,92mm \cdot dia^{-1} \quad (7)$$

Seguindo o mesmo raciocínio, mas admitindo-se que no dia seco apenas 40% da energia disponível tenham sido utilizados no

processo de evapotranspiração (equação 8), quantos litros de água por unidade de área foram evaporados ao longo deste dia?

$$LE = \left(\frac{SR \cdot 0,4}{\lambda E} \right)$$
$$LE = \frac{12 MJ \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1} \cdot 0,4}{2,45 MJ \cdot l^{-1} H_2O}$$
$$LE = 1,96 l \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1} = 1,96 mm \cdot dia^{-1} \quad (8)$$

Referências bibliográficas

ABDON, M. de M.; SILVA, J. dos S. V. da; POTT, V. J.; POTT, A.; SILVA, M. da P. Utilização de dados analógicos do Landsat-TM na discriminação da vegetação de parte da sub-região da Nhecolândia no Pantanal. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, DF, v. 33, n. 10, p. 1799-1813, out. 1998. Número especial.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. Rome: FAO, 1998. 300 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56).

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, London*, v. 58, p. 389-420, 1932.

CARVALHO, V. C. de. Abordagem multiescalar para o monitoramento de indicadores do processo de desertificação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 10., 2001, Foz do Iguaçu. *Anais...* [São José dos Campos: Inpe, 2001]. Sessão Técnica Oral – Workshops. p. 1539-1551.

MARIN, F. R. *Evapotranspiração, transpiração e balanço de energia em pomar de lima ácida "Tahiti"*. 2000. 74 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia)- Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba.

MARTINS E SOUZA FILHO, P. W; PARADELLA, W. R.; SOUZA JÚNIOR, C.; VALERIANO, D. de M.; MIRANDA, F. P. Sensoriamento remoto e recursos naturais da Amazônia. *Ciência e Cultura*, São Paulo, v. 58, n. 3, p. 37-41, jul./set. 2006.

MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. da F.; BENINCASA, M.; SOUZA, J. L. de; NASCIMENTO FILHO, M. F. do. Variação do albedo em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 7, n. 2, p. 163-168, 1999.

OLIVEIRA, L. L.; VIANELLO, R. L.; FERREIRA, N. J. *Meteorologia fundamental*. Erechim: Edifapes, 2001. 432 p.

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA. S. B. *Microclimate: the biological environment*. 2nd. ed. New York: Wiley, 1983. 495 p.

4

Temperatura do Ar e do Solo

A temperatura é um índice que expressa a energia interna de uma substância ou um corpo qualquer, vulgarmente associada às sensações de frio e calor, mas que pode ser definida mais especificamente, como a medida da energia cinética associada ao movimento (vibração) aleatório das partículas que compõem um sistema num dado meio físico.

A temperatura de um determinado sistema influi sobre as propriedades físicas da matéria tanto no estado sólido, líquido ou gasoso, alterando sua densidade, solubilidade, pressão de vapor e condutividade hidráulica, entre outros. Ela também pode afetar as propriedades químicas dos materiais e organismos, acelerando a velocidade das reações e o metabolismo nos seres vivos ectotérmicos.

Para compreender o regime de temperatura de um ecossistema é importante lembrar que o fluxo de energia térmica entre dois pontos tem dois requisitos fundamentais. Primeiro, que estejam conectados de algum modo, seja pelo ar, pela água ou pelo solo; segundo, que tenham temperaturas diferentes.

Quando se colocam dois sistemas com temperaturas diferentes em contato, a temperatura do sistema mais quente começa a diminuir, indicando que há perda de energia em direção ao ponto mais frio, que tem sua temperatura elevada. Assim, a energia térmica sempre se move de uma região de alta temperatura para regiões de temperatura inferior.

Esta variação térmica regula em grande medida os sistemas de circulação da atmosfera, no oceano e, em menor escala, o funcionamento dos ecossistemas florestais e agrícolas.

A transferência de energia entre dois corpos ou sistemas pode ocorrer de três formas:

- **Condução:** É a propagação da energia térmica por meio do contato de moléculas de duas ou mais substâncias com temperaturas diferentes;

- **Convecção:** processo de transferência de energia decorrente do transporte de massa no interior de um fluido.
- **Radiação:** processo de transferência de energia através de ondas eletromagnéticas que se propagam através do espaço.

4.1 Temperatura do Ar

Depois da precipitação, a temperatura do ar é o elemento climático de maior interesse para o homem (AYOADE, 1996), embora seja um dos mais complexos para seu estudo e entendimento. Na atmosfera, a temperatura expressa o estado de agitação das moléculas dos gases que a compõe, de modo que quanto maior a temperatura, maior será a agitação ou velocidade de deslocamento dessas moléculas.

Uma grandeza de interesse é o calor específico, que representa a quantidade de energia necessária para elevar em um grau a temperatura de uma unidade de massa. No Sistema Internacional de unidades (SI) é expresso em $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$, sendo variável com a temperatura do meio.

Nos casos fluidos, também há influência da pressão e do estado da substância, se líquido ou gasoso. A importância deste conceito físico pode ser explicada utilizando-se o seguinte exemplo: considere-se que uma determinada quantidade de energia foi aplicada a um quilograma de ar seco, com consequente elevação da temperatura. Se for aplicada a mesma quantidade de energia a um quilograma de água e admitindo-se que a temperatura inicial deste volume de água era igual ao da parcela de ar, certamente a água atingiria uma temperatura final cerca de quatro vezes menor que a do ar. O fato de a água ter calor específico maior que o ar é a razão desta diferença de temperatura. A Tabela 1 apresenta valores de calor específico do ar e da água sob diferentes temperaturas.

Tabela 1. Calor específico do ar e da água em diferentes temperaturas.

Substância	Calor específico ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
Ar	1,010
Água a 0°C	4,217
Água a 10°C	4,191
Água a 20°C	4,181
Água a 30°C	4,177

Fonte: Nobel (1999)

Outro aspecto importante no estudo da temperatura do ar é a sua dependência em relação à pressão atmosférica. Na verdade, quando se mede a temperatura de uma parcela de ar com um termômetro de mercúrio, por exemplo, está se quantificando a energia cinética transferida das moléculas que compõem essa massa de ar para o bulbo do termômetro.

Esse processo de transferência de energia para o bulbo do termômetro será tanto maior quanto mais intensa for a agitação ou velocidade das moléculas (energia interna da parcela) e, conseqüentemente, o número de choques entre as moléculas e o bulbo.

Como a pressão atmosférica, numa acepção muito simples, é um indicador da quantidade de massa (ou de matéria) de ar num dado volume, ambientes com pressão menor têm uma quantidade inferior de moléculas por unidade de volume. Tal fato implica em um menor número de choques das moléculas com o bulbo do termômetro e, portanto, em temperatura mais baixa.

A lei dos gases ideais explica a dependência da temperatura em relação à pressão atmosférica, como mostra a equação 1:

$$P \cdot V = n \cdot R \cdot T \quad (1)$$

Sendo T é a temperatura; n é o número de moles do gás; R é a constante dos gases perfeitos ($8,31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); P a pressão do gás correspondente e V é o volume.

Dessa influência da pressão sobre a temperatura é que se derivou o termo “temperatura à superfície”, pois se for medida a temperatura num mesmo local, mas em diferentes alturas em relação ao solo, será observada uma clara tendência de queda da temperatura do ar conforme se distancia da superfície do solo, na troposfera, como mostra a Fig. 1. Isso ocorre porque, ao subir, a pressão atmosférica diminui e, com isso, a temperatura cai. É por isso que para estudos meteorológicos e climáticos, a temperatura do ar deve ser medida a uma altura entre 1,25 m e 2,00 m acima do solo, para que seja possível comparar os valores observados.

Dessa relação pode-se compreender porque cidades situadas em altitudes elevadas, como Campos do Jordão, SP – temperatura média anual de $14,9^\circ\text{C}$ e altitude de 1.578 m –, tem clima relativamente mais frio que outras situadas no litoral, a exemplo de Ubatuba, SP, onde a temperatura média anual é de 22°C e altitude

média de apenas 8 m, apesar de estarem expostas em níveis muito próximos de radiação solar⁵.

Outra dificuldade decorrente dessa variação da temperatura com a altitude é a comparação de medidas de temperatura feitas em cidades com grandes diferenças de altitude e, nesta comparação, a determinação da energia interna das parcelas e de qual delas possui mais energia armazenada. Neste caso, é bem provável que a temperatura observada na cidade de maior altitude seja menor, mas isso não implica, necessariamente, que a energia interna do ar seja menor. Para solucionar este tipo de problema, determina-se a temperatura potencial, que representa a temperatura de uma parcela submetida a uma pressão atmosférica de 1 atm ou, no SI, 101,3kPa⁶ (equação 2).

$$\theta = T_{\text{ar}} \cdot \left(\frac{100}{P_{\text{atm}}} \right)^{0,288} \quad (2)$$

Sendo que θ é a temperatura potencial (°C); T_{ar} é a temperatura do ar (°C); e P_{atm} é a pressão atmosférica em kPa.

A variação da temperatura com a altitude é um conceito muito utilizado no estudo da estabilidade atmosférica, que por sua vez tem relação muito estreita com a dispersão de gases e a qualidade do ar. A taxa de queda da temperatura numa parcela que ascende na atmosfera varia, em função da sua umidade, entre os extremos de 0,4°C para cada 100 m de ascensão até 0,98°C para cada 100 m de elevação.

Esse é o principal processo de formação de nuvens na atmosfera. Um exemplo interessante da relação temperatura-pressão pode ser observado na Fig. 1. No ponto A, a parcela tinha temperatura de 30°C e umidade relativa de 65%. Ao ascender até o ponto B, numa taxa de resfriamento de 0,65°C para cada 100 m de ascensão, a parcela sofreria um resfriamento de 7,3°C, atingindo o ponto de saturação (como será visto no Capítulo 5), com a formação de nuvens a partir da altitude de 1323,7m. Entre o ponto B e o ponto C, a taxa de resfriamento da parcela (que continua subindo e agora está saturada de água) mudaria para 0,4°C/100m. Assim, no ponto C, a parcela teria temperatura de 19,6°C. A partir deste ponto, a parcela entraria em processo de descida com aquecimento adiabático até o ponto D. Admitindo-se que entre os pontos B e C toda umidade da parcela foi

⁵Outros fatores influem no clima destes dois locais utilizados neste exemplo. Neste caso, contudo, a altitude é um fator de extrema relevância na explicação das baixas temperaturas de Campos do Jordão em relação ao litoral.

⁶1atm = 1,01325.10⁵Pa = 1013,25hPa = 101,325kPa = 0,967842kgf/cm² = 1,01325bar = 14,6959487755PSI = 760mmHg = 10,1797339656mca.

precipitada na forma de chuva, ela se aqueceria a taxa de $0,98^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ao descer. Consequentemente, ao atingir o ponto D, a parcela teria temperatura de $32,8^{\circ}\text{C}$. Este exemplo ilustra bem a importância da altitude na determinação da temperatura e, conseqüentemente, do clima de determinado local.

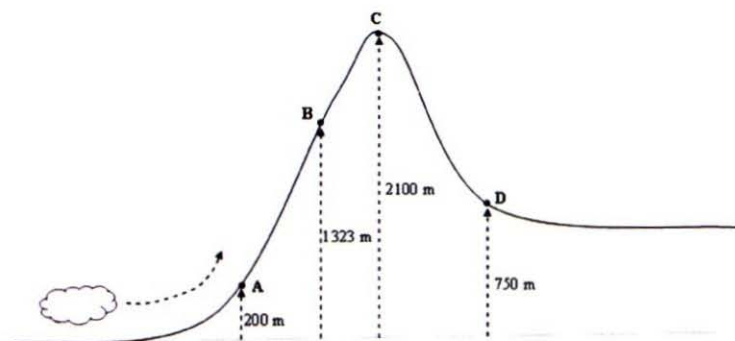


Fig. 1. Representação esquemática da ascensão adiabática de uma parcela de ar.

É fácil notar que a face de uma montanha em que o vento sopra (barlavento) e em que há ascensão dessas massas de ar é muito úmida e, com grande frequência, está encoberta com nuvens. Já a face por onde há a descida das massas de ar, denominada sotavento, é seca e quente. Várias regiões desérticas e semi-áridas do mundo são formadas devido a este tipo de fenômeno sendo o deserto do Atacama, no Chile, um bom exemplo deste efeito.

4.1.1 Variação Espaço-Temporal da Temperatura do Ar

A variação espaço-temporal da temperatura do ar é função principalmente da radiação solar, sendo mais elevada em locais onde há maior disponibilidade de energia e mais baixa, evidentemente, nas regiões com menor incidência de radiação solar. A Fig. 2 ilustra essa relação, apresentando a temperatura média do planeta Terra em duas épocas do ano, a partir de imagens obtidas por satélites da Agência Espacial Americana (NASA).

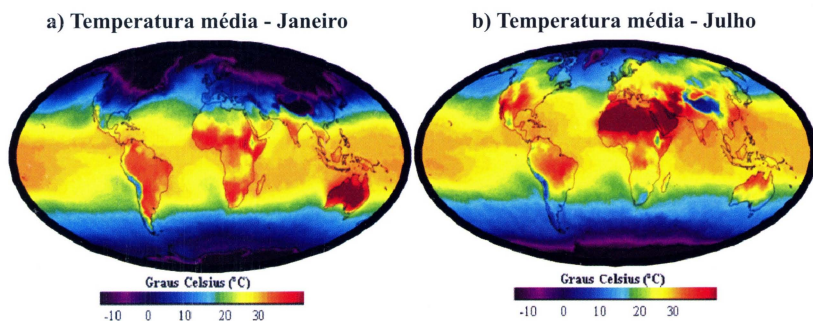


Fig. 2. Variação da temperatura da Terra para os meses de janeiro (a) e julho (b).
Fonte: National Aeronautics and Space Administration, citado por Lemke (2009).

52

Observa-se pouca variação da temperatura na região equatorial do globo, dado a disponibilidade de radiação solar ser elevada e praticamente constante ao longo do ano. À medida que se caminha em direção ao sul ou norte (latitudes maiores), a variação temporal do fotoperíodo e do ângulo de incidência dos raios solares aumenta, chegando a valores extremos nos pólos. No Ártico, por exemplo, em 22 de junho, o Sol permanece continuamente acima do horizonte, com fotoperíodo de 24 horas. Em 21 de dezembro, porém, ocorre o inverso, e é a noite que passa a ter 24 horas.

Devido ao maior calor específico da água (Tabela 1), as flutuações de temperatura nos mares e oceanos são menores, havendo aquecimento diferenciado entre continentes e essas massas de água, ao longo do ano. Normalmente, valores extremos de temperatura são registrados em regiões distantes dos oceanos.

Essa característica também explica por que as oscilações térmicas entre as estações de verão e inverno são mais suaves no hemisfério sul em comparação com o hemisfério norte, onde há maior superfície terrestre que aquática. Por apresentar maior calor específico, a água atua como termorregulador, reduzindo a variação da temperatura, impedindo que as máximas aumentem e as mínimas diminuam drasticamente.

No Brasil, a temperatura máxima do ar oscila entre 27°C e 33°C no mês de janeiro (Fig. 3). Por estar próxima do Equador, a região norte do Brasil apresenta pequena variação de fotoperíodo e temperatura do ar, já que o balanço de radiação mantém-se praticamente estável ao longo do ano.

Este é o caso de Belém, PA (latitude 1°28'S), por exemplo, onde o fotoperíodo mantém-se próximo das 12 horas ao longo do ano

e a temperatura média do ar varia de 26,6°C em janeiro até 25,8°C em julho. Já no sul do país, tal como em Porto Alegre, RS, latitude de 30°02'S, o fotoperíodo no mês de janeiro chega às 13,5 horas.

Devido às diferenças locais de fotoperíodo e ângulo zenital, associado ainda a uma forte influência das condições atmosféricas locais, a carga de energia radiante incidente é de aproximadamente 12MJ.m⁻².dia⁻¹ no Pará, e de até 21MJ.m⁻².dia⁻¹ no Rio Grande do Sul. Mesmo recebendo uma maior carga de energia radiante diária, a temperatura máxima no sul é levemente inferior à registrada no centro e norte do país, influência de condições atmosféricas distintas.

Já no mês de julho, em pleno inverno, a temperatura mínima do ar nas Regiões Sul, Sudeste e parte do Centro-Oeste é inferior a 15°C e fortemente influenciada por massas de ar polar vindas do Pólo Sul, deixando de ser uma função única do balanço de radiação.

Nessa época do ano, a declinação solar está ao redor dos 21°N, provocando uma redução progressiva do fotoperíodo da região norte em direção ao extremo sul do Brasil. Em Belém, mantém-se próximo das 12 horas, enquanto em Porto Alegre o fotoperíodo é de apenas 10,5 horas. Nesta condição, em média, têm-se 14,5MJ.m⁻².dia⁻¹ de radiação solar em Belém, e apenas 9,0MJ.m⁻².d⁻¹ em Porto Alegre.

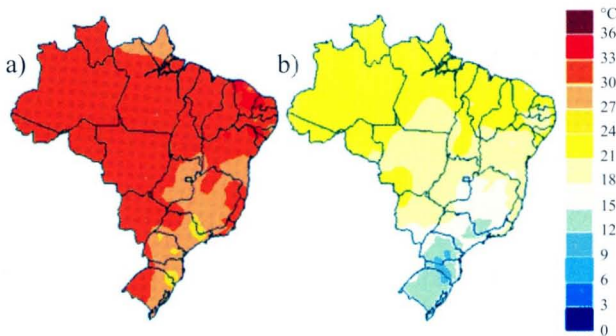


Fig. 3. Variação da temperatura máxima de janeiro (a) e mínima de junho (b) para o Brasil, respectivamente.
Fonte: Brasil (1992).

A amplitude diária da temperatura do ar está relacionada ao balanço de radiação da superfície (Capítulo 3). Durante o dia, quando o balanço é positivo e a disponibilidade de energia radiante é grande, a temperatura aumenta até o valor máximo diurno denominado de temperatura máxima.

No abrigo meteorológico e em estações automáticas este momento ocorre por volta das 15h00min (Fig. 4), apesar de a máxima irradiância solar ser registrada por volta do meio-dia. Esse “atraso” deve-se a altura de medida da temperatura do ar, em torno de 1,50m, e é resultado da baixa condutividade térmica do ar.

Dessa análise pode-se concluir que se o termômetro estivesse instalado próximo à superfície do solo, marcaria a temperatura máxima do dia num horário muito próximo (para não dizer no mesmo horário) do meio dia solar, quando se teria a incidência máxima de energia radiante. A temperatura mínima também merece atenção.

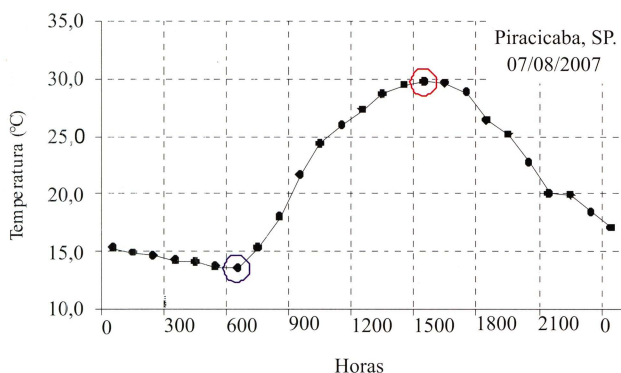


Fig. 4. Variação diária da temperatura do ar no município de Piracicaba, SP, em 07 de agosto de 2007.
Fonte: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (2008).

Depois da ocorrência da temperatura máxima, a curva da temperatura diária entra em ritmo descendente, pois o balanço de radiação entra em queda até momentos antes do pôr-do-sol, quando é igual a zero.

A partir daí, o balanço de radiação passa a ser negativo, pois o Sol não irradia sobre este ponto e a superfície continua emitindo radiação de ondas longas para o espaço sideral. Assim, como há perda de energia pelo sistema, a temperatura certamente cairá até atingir um valor mínimo momentos antes do nascer-do-sol (Fig. 4).

O horário de ocorrência da temperatura mínima pode ser também afetado pela entrada de massas de ar polar e ocorrência de ventos, entre outros fenômenos meteorológicos.

4.1.2 Inversão Térmica

Como visto no Capítulo 1, a Troposfera (primeira camada da atmosfera, com uma espessura aproximada de 10 km), apresenta queda da temperatura do ar com aumento da altitude (Fig. 5a). Em dias normais, há uma ascensão da camada de ar em contato direto com a superfície terrestre aquecida, carregando consigo os poluentes gasosos emitidos principalmente nas grandes metrópoles e centros industriais.

De forma inversa, o processo conhecido como inversão térmica ocorre quando a superfície do solo não se aquece suficientemente para promover a expansão e ascensão das camadas de ar que estão em contato direto com ela. Nestes casos, uma camada de ar mais quente se sobrepõe à outra mais fria, dificultando a movimentação vertical na atmosfera e favorecendo a concentração de poluentes nas camadas mais próximas à superfície. É normalmente no inverno que se observa a ocorrência da inversão térmica (Fig. 5b). Em zonas urbanas altamente industrializadas e com grande frota e circulação de veículos, a inversão térmica pode elevar a concentração de poluentes, provocando a ocorrência de diversos problemas de saúde na população local.

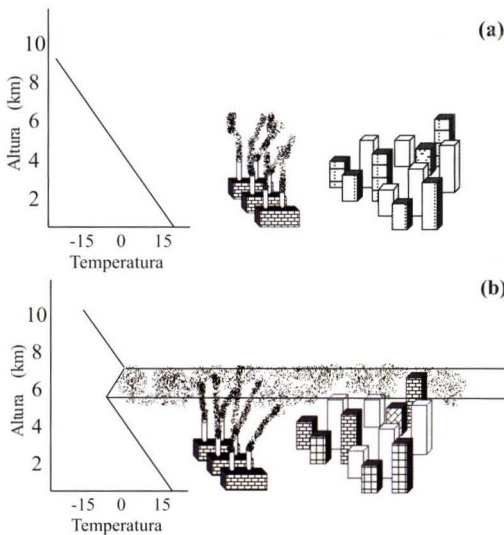


Fig. 5. Representação esquemática de um dia com condição meteorológica normal (a) e outro com inversão térmica (b).

4.2 Temperatura do Solo

O solo, além de armazenar água, gases e solutos, também armazena e transfere energia. A variação energética, expressa pelo aumento ou redução da temperatura do solo, exerce grande influência biológica, regulando processos como a germinação de sementes, crescimento do sistema radicular, absorção de água e nutrientes, presença e atividade microbiana e decomposição de matéria orgânica, entre outras.

A oscilação térmica de um solo está diretamente relacionada à quantidade de energia radiante incidente (radiação solar), ao albedo do solo ou de seu material de cobertura (reflexão da radiação solar), ao processo de advecção (aporte ou retirada de energia lateralmente ao sistema) e ao tipo e espessura de material de cobertura (quando existente). Normalmente, o material de cobertura cria uma camada isolante que reduz a amplitude térmica diária, a textura e a densidade do próprio solo, além do seu teor de umidade.

4.2.1 Variação Diária da Temperatura do Solo

Durante o dia, a incidência direta de radiação solar promove o aquecimento da superfície do solo, fazendo surgir um gradiente térmico vertical que impulsiona uma transferência energética às camadas mais profundas por condução térmica. No solo, os espaços existentes entre suas partículas (macro e microporos) estão na maioria das vezes preenchidos com água e gases.

Como a condução térmica é um processo de transferência energética dependente do contato entre as moléculas, sem que haja movimento delas, solos mais densos têm maior facilidade à condução de energia. É por essa razão que solos argilosos, ou com maior conteúdo de água, transportam energia mais facilmente que solos arenosos e com grandes quantidades de gases nos poros.

O aquecimento da superfície do solo promove ainda outros dois processos, em que a transferência energética ocorre em direção à atmosfera. A radiação é um deles, já que o solo está constantemente emitindo energia radiante para a atmosfera – emissão energética dependente do seu poder emissor e da temperatura, conforme a Lei de Stefan-Boltzman. O outro processo é a convecção. O contato direto entre a superfície do solo e a atmosfera provoca aquecimento e consequente convecção dessa parcela de ar que, consigo, transporta a

energia retirada do solo. A energia perdida pelos processos de radiação e convecção provoca redução na temperatura do solo.

Durante o dia, o processo de condução energética para o interior do solo supera as perdas energéticas em direção à atmosfera, observando-se aumento da temperatura (Fig. 6). À noite, na ausência de radiação solar, as perdas energéticas por radiação provocam um rápido decréscimo na temperatura da superfície, invertendo o sentido do gradiente térmico, isto é, a temperatura da superfície passa a ser menor que a temperatura em profundidade.

Essa inversão no sentido do gradiente de temperatura altera o sentido do fluxo de condução térmica, promovendo o transporte da energia armazenada nas camadas mais profundas, que irão sofrer resfriamento, e às camadas mais superficiais, que irão se aquecer.

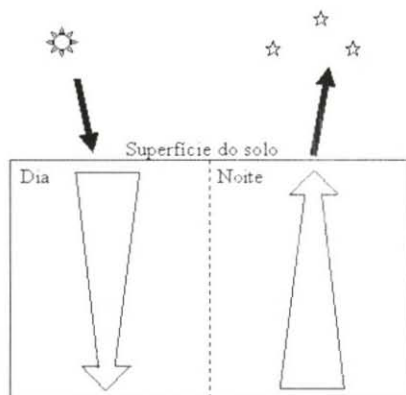


Fig. 6. Representação esquemática do transporte de energia no solo, em que a orientação das setas indica o sentido do fluxo energético durante o dia e a noite.

4.3 Medida da Temperatura do Ar e do Solo

A forma mais comum de medida da temperatura do ar e do solo é através do uso de termômetros. Historicamente, Galileu Galilei é tido como o inventor do primeiro termômetro, em 1529. Desde então, aprimoramentos instrumentais e novas escalas de medida foram criados, destacando-se as propostas por Gabriel Fahrenheit, Anders Celsius e Willian Thomson, também conhecido como Lord Kelvin.

Os termômetros comumente utilizados atualmente baseiam-se no princípio da dilatação de líquidos, geralmente mercúrio,

provocada pelo aumento da temperatura. São compostos basicamente de um tubo capilar muito fino de vidro, fechado a vácuo, ligado a um bulbo em uma extremidade, onde está contido o mercúrio. O aumento da temperatura provoca a dilatação do mercúrio que então se expande pelo tubo capilar. Essa expansão é medida pela variação do comprimento, numa escala graduada.

Para a determinação das temperaturas máxima e mínima do ar, foram desenvolvidos os chamados termômetros de máxima e de mínima (Fig. 7a).

O termômetro de máxima, de mercúrio, apresenta uma constrição no tubo capilar de vidro, logo acima do bulbo. Com o aumento da temperatura, o mercúrio se dilata, elevando a coluna no capilar. Após atingir a máxima temperatura, o mercúrio que ascendeu não consegue retornar naturalmente ao bulbo devido ao afinamento do capilar. Fica, assim, registrada a temperatura máxima.

No termômetro de mínima, o líquido é o álcool, armazenado em um bulbo no formato de U, para aumentar o contato com a atmosfera. No interior do capilar, há um pequeno halter metálico, que deve estar em contato com o topo da coluna de álcool. Com a redução na temperatura, há contração e queda da coluna do líquido, conduzindo livremente o altere até a marcação da temperatura mínima – extremidade do halter voltado ao líquido. Quando a temperatura torna a subir, o halter permanece na posição de mínima.

Tanto o termômetro de máxima quanto o de mínima são instalados horizontalmente, evitando a movimentação indevida da coluna de mercúrio ou do halter (Fig. 7a).

Geotermômetros de líquido em vidro são utilizados para a medida da temperatura do solo. Seu comprimento deve estar de acordo com a profundidade do solo em que se deseja medir a temperatura, sendo comuns medições a 2, 5, 10, 20 e 50 cm. Os geotermômetros utilizam o mercúrio como elemento sensor e o bulbo que o contém fica enterrado nas profundidades de interesse. Os geotermômetros se prolongam acima do solo, com uma inclinação do tubo de vidro que contém a escala de medida para facilitar a sua leitura.

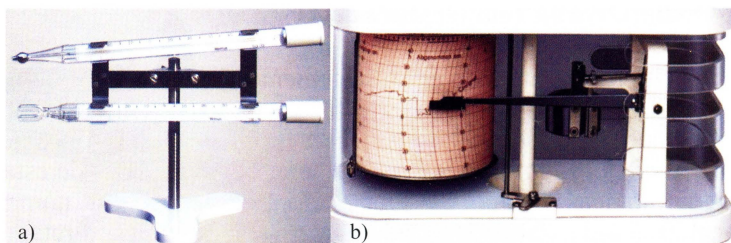


Fig. 7. Termômetros de máxima e mínima (a), termógrafo (b).

Alternativamente aos termômetros de dilatação de líquido, existem os termômetros de dilatação de metais. Baseiam-se no fenômeno da deformação termodinâmica que ocorre quando uma placa metálica é ligada a outra de coeficiente de dilatação diferente. O aquecimento do conjunto resulta em dilatação diferente de ambas as placas, forçando um arqueamento que pode ser registrado mecânica ou eletronicamente. Os termógrafos utilizam esse princípio de dilatação de peças metálicas, registrando a temperatura do ar de forma gráfica (Fig. 7b).

Equipamentos eletrônicos permitem um registro mais preciso e contínuo das temperaturas do ar e do solo. Um dos princípios utilizados é a geração de uma força eletromotriz (f.e.m) quando se aquece uma junção de dois materiais diferentes, os termopares.

Um termopar é formado por dois condutores metálicos, de naturezas distintas, na forma de metais puros ou ligas homogêneas. Faz-se uma junção dos dois materiais em uma das extremidades do fio, chamada de junção quente, que vai estar exposta às variações da temperatura (aquecimento ou resfriamento). A outra extremidade do fio é ligada ao aparelho de medida da força eletromotriz, fechando um circuito elétrico por onde fluirá a corrente. Essa junção é denominada de junção fria ou de referência, por sua temperatura ser constante e conhecida.

Há ainda os equipamentos eletrônicos para medida da temperatura formados por termistores. São materiais semicondutores cujo funcionamento está baseado na mudança da resistência elétrica em função da alteração de sua temperatura. A resistência pode ser tanto reduzida (coeficiente negativo de temperatura) quanto aumentada (coeficiente positivo de temperatura) com a temperatura.

4.4 Estimativa da Temperatura do Ar

A temperatura do ar é um elemento climático imprescindível ao estudo do clima para a caracterização de ecossistemas, elaboração do balanço hídrico climatológico, e confecção de zoneamentos agroecológicos, entre outros. Entretanto, como as redes de estações meteorológicas brasileiras ainda são deficientes em número e localização das estações, há ausência de medidas diretas para diversas localidades do país.

Valores de temperatura média, máxima e mínima mensal ou anual são grandemente influenciadas pela continentalidade/oceanidade (longitude), incidência de radiação solar (latitude) e pressão atmosférica (altitude), podendo assim ser estimados.

Atualmente, com auxílio de programas de geoprocessamento, de modelos digitais de elevação do terreno, tal como o gerado pela missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) (ZYL, 2001) e das equações para a estimativa, é possível elaborar mapas de temperatura (Fig. 8). As equações para estimativa são obtidas por análises de regressão múltipla entre os dados de temperatura (média, máxima ou mínima) e as respectivas coordenadas geográficas e altitude das estações meteorológicas, tais como as apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2. Equações de estimativa da temperatura média do ar anual (TMA) em função da latitude (*lat*), longitude (*long*) e altitude (*alt*), com seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), para as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

Região	Equações	r^2
Sudeste	$TMA = 24,6582 + 0,386567*lat - 0,183737*long - 0,005336*alt$	0,77
Centro- Oeste	$TMA = 33,7046 + 0,153810*lat + 0,096587*long - 0,005273*alt$	0,80

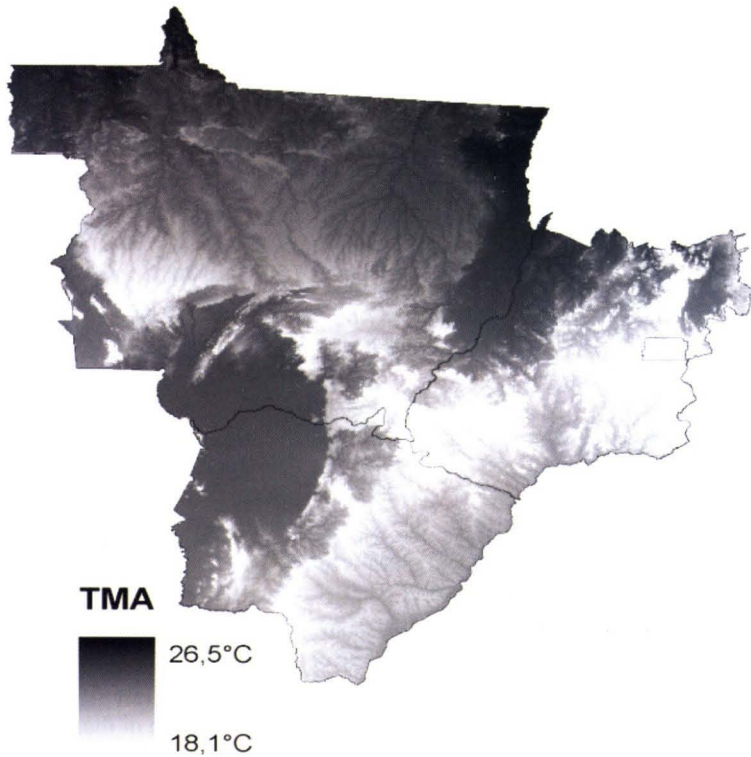


Fig. 8. Mapa da temperatura média anual para a região Centro-Oeste.

A temperatura tem como unidade a escala Celsius (°C), recomendada pelo Sistema Internacional de unidades, e é muito utilizada para o intercâmbio de dados. A escala absoluta Kelvin (K) é utilizada para fins científicos enquanto que a escala Fahrenheit (°F) ainda é empregada em alguns países do mundo, notadamente nos Estados Unidos. A conversão entre esses três sistemas de unidades pode ser feito com as equações 3 e 4:

$$T_K = T_{°C} + 273,3 \quad (3)$$

$$T_{°C} = \frac{5}{9}(T_F - 32) \quad (4)$$

Sendo T_K a temperatura expressa em Kelvin; T_C a temperatura em graus Celsius; e T_F a temperatura em graus Fahrenheit.

Referências bibliográficas

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 332 p.

BRASIL. Ministério da Agricultura e Reforma Agrária. Departamento Nacional de Meteorologia. *Normais climatológicas (1961-1990)*. Brasília, DF: EMBRAPA-SPI, 1992. 84 p.

ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA “LUIZ DE QUEIROZ”. Departamento de Ciências Exatas. *Base de dados da estação automática – posto agrometeorológico*. Disponível em: <<http://www.lce.esalq.usp.br/postoaut.html>>. Acesso em: dez. 2008.

LEMKE, K. A. *Global temperature patterns*. Disponível em: <http://www.uwsp.edu/geO/faculty/lemke/geog101/lecture_outlines/04_global_temp_patterns.html>. Acesso em: 30 jan. 2009.

NOBEL, P. S. *Physicochemical and environmental plant physiology*. 2. ed. San Diego: Academic Press, 1999. 474 p.

ZYL, J. J. van. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. *Acta Astronautica*, v. 48, n. 5-12, p. 559-565, Mar./June, 2001.

S

Umidade do Ar

Umidade é o termo utilizado para descrever a quantidade de vapor d'água contido na atmosfera, sem fazer referência a outros estados da água, seja nas formas líquida (gotículas) ou sólida (gelo). O vapor d'água presente na atmosfera provém da superfície terrestre e dos oceanos através dos processos de transpiração e evaporação, explicando assim, porque a maior parte do vapor d'água na atmosfera situa-se na camada até 2.000m.

Embora a concentração de vapor d'água varie entre 0 e 4% em base de volume na atmosfera, ele é um componente significativo e explica a variedade de ecossistemas e de condições climáticas observadas no globo terrestre (AYOADE, 1996). Nas zonas semi-áridas e áridas, o conteúdo de vapor d'água da atmosfera é muito próximo de zero, enquanto que nas áreas tropicais e quentes ele está próximo do valor máximo.

Assim como nos desertos, o vapor d'água suspenso na atmosfera nas regiões polares da Terra também é muito próximo de zero. Mas ao contrário do que ocorre nas regiões semi-áridas ou áridas, o ambiente seco dos pólos se forma pela baixíssima capacidade de retenção de vapor d'água no ar – função da sua temperatura (Fig. 2, do Capítulo 4) – responsável por manter toda a umidade presente no ambiente no estado sólido (gelo) ou líquido.

A importância do vapor d'água está relacionada principalmente à formação das chuvas, à absorção da radiação e à regulação térmica dos ecossistemas, exercendo papel fundamental no transporte de energia. Os processos de evaporação e condensação da água envolvem grandes quantidades energéticas e o transporte da água em seus diferentes estados implica na redistribuição da energia entre as diferentes regiões da Terra. A energia requerida para o

processo de evaporação é denominada de calor latente de evaporação, componente importante na regulação térmica de ecossistemas, formação dos regimes de circulação atmosférica e, até mesmo, para a formação dos furacões.

A quantidade de vapor da atmosfera também interfere fortemente na transpiração das plantas e evaporação da água de lagos, rios e da superfície do solo. Essa interferência ocorre de forma que, nos ambientes mais secos, a demanda hídrica da atmosfera é maior e as taxas de evapotranspiração (termo que descreve os processos de evaporação e transpiração de maneira conjunta e é visto no Capítulo 8) são, por consequência, também elevadas.

5.1 Quantificação da Umidade do Ar

Por se tratar de um gás que compõe a atmosfera e que apresenta variação espaço-temporal na sua concentração, uma boa forma de estudar a umidade do ar é utilizando o conceito proposto por Dalton, conhecido como Lei das Pressões Parciais de Dalton. Segundo ela, a pressão atmosférica pode ser decomposta nas pressões parciais exercidas por cada gás que compõe a atmosfera, como descrito pela equação 1, permitindo estudar o vapor d'água independentemente dos demais gases.

$$P_{\text{atm}} = P_{\text{N}_2} + P_{\text{O}_2} + P_{\text{Ar}} + P_{\text{CO}_2} + \dots + e_a \quad (1)$$

Sendo que P_{atm} é a pressão atmosférica (kPa); P_{N_2} é a pressão parcial do nitrogênio (kPa); P_{O_2} é a pressão parcial do oxigênio (kPa); P_{Ar} é a pressão parcial do argônio (kPa); P_{CO_2} é a pressão parcial do dióxido de carbono e e_a é a pressão parcial de vapor d'água (kPa).

Para compreender melhor este conceito, pode-se imaginar que dentro de um recipiente onde foi feito vácuo, coloca-se outro recipiente menor cheio de água. Admitindo-se que o recipiente com água estivesse inicialmente fechado. Se houvesse um barômetro posicionado dentro do recipiente, indicaria que a pressão interna seria igual a zero. Após retirar-se a tampa do frasco menor, observar-se-ia que a pressão interna aumentaria progressivamente até estabilizar em um nível e_s , denominado pressão da saturação de vapor d'água no ar, variável com a temperatura. Este aumento na pressão interna do frasco

maior decorre da evaporação da água do frasco menor até atingir a saturação do ambiente interno, com estabilização mesmo havendo água restante dentro do recipiente (Fig. 1).

Ao atingir o nível e_s de pressão, ocorre a saturação de vapor dentro do recipiente e, com isso, o mesmo número de moléculas que passa do estado líquido para o estado gasoso faz o caminho inverso, voltando à fase líquida. Assim, para que haja mais uma molécula na forma de vapor d'água dispersa no interior da caixa, outra precisa retornar à sua fase líquida dentro do frasco com água. Esta idéia representa a condição de saturação. É importante lembrar que para cada valor de temperatura do ar no interior do recipiente há um valor diferente de e_s que pode ser identificada no gráfico psicrométrico (Fig. 2).

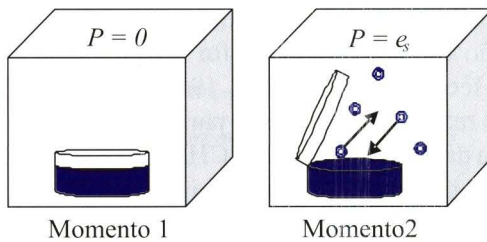


Fig. 1. Representação do conceito de pressão de saturação de vapor.

O gráfico psicrométrico pode ser elaborado utilizando-se a equação 2, proposta por Tetens em 1930, descrevendo a variação da pressão parcial máxima de vapor d'água em função da temperatura de uma parcela de ar e, a partir dela, pode-se observar que a pressão saturante de vapor cresce exponencialmente com a temperatura do ar.

$$e_s = 0,6108 \cdot 10^{\frac{(7,5 \cdot T_{ar})}{(237,3 + T_{ar})}}, \text{ (kPa)} \quad (2)$$

Sendo que e_s é a pressão de saturação do ar (kPa) e T_{ar} é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$).

Outra variável igualmente importante no estudo das propriedades atmosféricas é a pressão atual de vapor do ar (e_a), que se refere à quantidade de vapor d'água realmente contida na parcela de ar num determinado instante. Ao contrário da pressão de saturação do

vapor d'água, valor determinado a partir da equação de Tetens, a pressão parcial de vapor d'água da atmosfera só pode ser obtida experimentalmente, utilizando equipamentos denominados psicrômetros, e valendo-se da equação 3.

$$e_a = e_{s(T_u)} - A \cdot P_{atm} (T_s - T_u) \quad (\text{kPa}) \quad (3)$$

Sendo que $e_{s(T_u)}$ é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa) calculada para a temperatura do bulbo úmido (T_u); A é o coeficiente psicrométrico, igual a $6,7 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ para psicrômetros ventilados e a $8,0 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ para psicrômetros sem ventilação; T_s é a temperatura medida pelo termômetro de bulbo seco, e T_u é a temperatura medida pelo termômetro de bulbo úmido.

O uso da diferença entre a temperatura do ar e a temperatura de um sensor recoberto por uma superfície evaporante para a quantificação da umidade de ar foi relatada pela primeira vez em meados do século 18 (BINDON, 1965), fazendo do psicrômetro o instrumento mais antigo utilizado para determinação do conteúdo do vapor d'água da atmosfera (FRITSCHEN; GAY, 1979).

O psicrômetro é um equipamento constituído de dois termômetros, sendo um de bulbo seco, que mede a temperatura real do ar, e o outro com o bulbo úmido (envolto em uma gaze sempre umedecida, que perde água a uma taxa dependente da umidade do ar e da temperatura em seu entorno). Quanto maior for a diferença entre as pressões de saturação (e_s) e parcial (e_a) de vapor d'água do ar, maior será a diferença entre as temperaturas registradas pelos termômetros de bulbo úmido e seco, indicando que a concentração de vapor está distante da saturação, ou seja, a UR está baixa. Portanto, em condições evaporativas $T_u < T_s$.

Uma aplicação interessante do gráfico psicrométrico (Fig. 2) é considerar que as medições num determinado ambiente indicaram os seguintes valores de temperatura do ar e pressão de vapor: 38°C e $1,92\text{kPa}$. Plotando-se o ponto formado por estes valores no gráfico, observa-se algo semelhante ao que mostra o ponto **A** na Fig. 2. As duas rotas apresentadas na figura referem-se a duas formas possíveis de se atingir o ponto de saturação de vapor d'água nesse ambiente, supondo que este seja o propósito.

Na rota 1, se atingiria a saturação provocando o resfriamento do ambiente e mantendo a umidade constante. Na rota 2, alternativamente, a saturação seria atingida pela injeção de vapor d'água no ambiente, mantendo-se a temperatura constante. O déficit de saturação de vapor d'água (Δe) é obtido pela diferença entre e_s e e_a .

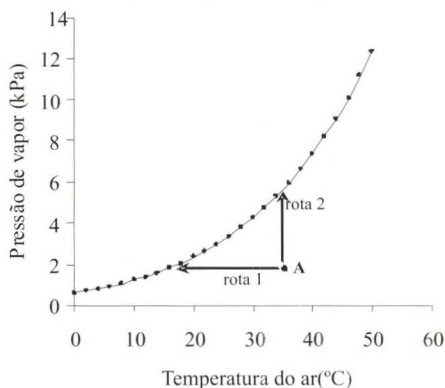


Fig. 2. Variação da pressão de saturação de vapor d'água na atmosfera em função da temperatura, com indicação de duas vias para saturação do ar.

Relacionando-se a pressão atual e_a com a pressão da saturação e_s , obtém-se uma medida do conteúdo de vapor na atmosfera: a umidade relativa. A umidade relativa, muito utilizada pelos leigos e com certas peculiaridades que merecem destaque, é dada pela razão entre e_a e e_s (equação 4) e tem variação diária inversa à temperatura do ar.

$$UR = \frac{e_a}{e_s} \quad (4)$$

Este padrão de variação é devido ao fato de e_s ser muito dependente da temperatura e, também, porque e_a normalmente apresenta uma variação pequena ao longo de um dia. Assim, com o forte aumento do denominador nos horários mais quentes do dia, e a manutenção do numerador praticamente constante, a umidade relativa tem valor muito alto durante a madrugada e no início da manhã, caindo ao seu valor mínimo no meio da tarde, quando se registra a temperatura máxima diária (Fig. 3).

A umidade relativa é uma variável que deve ser sempre apresentada em conjunto com a temperatura do ar. Por exemplo, um local A tem umidade relativa média de 70% enquanto no local B a umidade relativa é de 55%. A partir desses valores ainda não seria possível concluir que a concentração de vapor d'água é maior no local A do que no local B, até que se tivesse acesso à temperatura média dos dois locais.

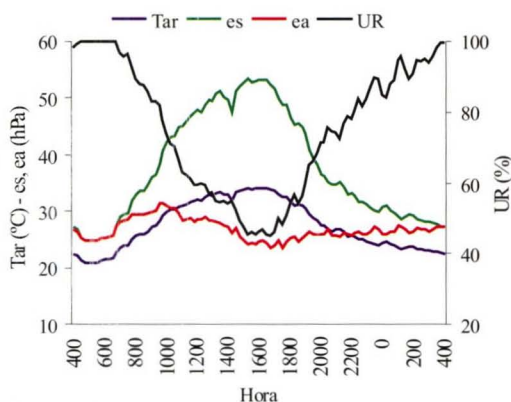


Fig. 3. Exemplo de variação diária da temperatura do ar (Tar, °C), pressão de saturação de vapor (e_s , hPa), pressão atual de vapor (e_a , hPa) e umidade relativa (UR, %).

Tendo em vista as limitações da umidade relativa na quantificação do vapor da atmosfera, outra variável utilizada é a umidade absoluta (UA), que pode ser deduzida a partir da equação 1, do Capítulo 4, e que descreve as relações entre volume (V), massa (m), pressão (P) e a temperatura de um gás ideal.

A umidade absoluta, também conhecida como concentração de vapor d'água da atmosfera, é dada pela massa de vapor d'água por unidade de volume de ar úmido ($\text{gH}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-3} \text{ ar}$). Substituindo o número de moles pela razão entre a massa de gás (m) e sua massa molar (M) (equação 5) na equação 1, do Capítulo 4, tem-se a equação 6.

$$n = \frac{m}{M} \quad (5)$$

$$P \cdot V = \frac{m}{M} \cdot R \cdot T \quad (6)$$

Reorganizando a equação 6 e aplicando-a para o estudo do vapor d'água, tem-se a equação 7:

$$\frac{m_{ag}}{V} = \frac{M_{ag} \cdot e_a}{R \cdot T} \quad (7)$$

Sabendo que a massa molecular da água M_{ag} igual a 18,015 g.mol⁻¹, e considerando R igual a 8,314 kpa.m³.mol⁻¹.K⁻¹ tem-se a equação 8:

$$UA = \frac{18,015 \cdot e_a}{8,314 \cdot T} \Rightarrow UA = \frac{2,165 \cdot e_a}{T} (g \cdot m^{-3}) \quad (8)$$

A umidade de saturação pode ser obtida da mesma forma, trocando-se e_a por e_s (equação 9).

$$US = \frac{18,015 \cdot e_s}{8,314 \cdot T} \Rightarrow US = \frac{2,165 \cdot e_s}{T} (g \cdot m^{-3}) \quad (9)$$

Outra variável de interesse é a razão de mistura (r), dada pela relação entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco de uma parcela na qual o vapor está contido. De modo similar ao desenvolvido para a umidade absoluta é possível demonstrar que a razão de mistura pode ser determinada pela equação 10, como segue:

$$r = 0,622 \cdot \frac{e_a}{P_{atm}} (g \cdot m^{-3}) \quad (10)$$

5.2 Medida Direta da Umidade do Ar

Apesar de não serem equipamentos de medida direta da umidade do ar, psicrômetros construídos com termopares, em substituição aos termômetros convencionais, são equipamentos de baixo custo e curto tempo de resposta, permitindo a aquisição eletrônica de dados muito utilizados em estudos micrometeorológicos (MARIN et al., 2001).

O princípio de funcionamento do termopar baseia-se na produção de uma força eletromotriz (f.e.m.) pela diferença de temperatura entre as junções (bulbo seco e úmido) e uma temperatura

de referência, a qual pode ser a temperatura interna do sistema automático de aquisição de dados.

Com o uso de uma calibração, o valor da f.e.m. é transformado em temperaturas de bulbo seco e úmido. O umedecimento da junção que constitui o bulbo úmido permite a determinação da temperatura de bulbo úmido pela evaporação da água. As junções que formam os bulbos seco e úmido do psicrômetro são protegidas da carga radiante direta utilizando-se, também, um sistema de aspiração do ar com velocidade do vento constante entre 4 e 11 m.s^{-1} (SECK; PERRIER, 1970).

O equipamento de medida direta da umidade do ar é denominado higrômetro, sendo de funcionamento mecânico ou eletrônico. O higrômetro de cabelo é um aparelho mecânico baseado na propriedade do cabelo humano de modificar a sua dimensão com a variação da umidade do ar (contração/expansão), aumentando de 2 a 2,5% no seu comprimento com a variação de umidade relativa de 20 a 100%.

Constitui-se de alguns feixes de cabelos em forma de harpa ligado a um sistema de alavanca que movimenta uma pena sobre um diagrama fixado em um mecanismo de relojoaria. A variação da umidade do ar é registrada continuamente, sendo que o aparelho deve ser instalado em abrigo meteorológico. Deve receber manutenção e calibração frequentemente devido à perda de elasticidade dos fios de cabelo, necessitando, também, de limpeza da poeira que se fixa nos feixes.

O higrômetro capacitivo, utilizado em estações automáticas de aquisição de dados, baseia-se na entrada de vapor d'água pelas paredes de cromo poroso, aumentando a espessura do polímero e alterando a capacitância do circuito ativo. O sensor é excitado e a diferença de tensão produzida pela capacitância do sensor é relacionada com a umidade (apresentando dependência com a temperatura ambiente). A relação entre a alteração da capacitância do sensor e a umidade relativa do ar é linear até 80% de UR. A constante de tempo de medida é de $\pm 0,7$ segundos e a incerteza das medidas devido à histerese é superior a 1%. Este tipo de sensor é pouco afetado pela temperatura, porém é muito sensível à poluição.

5.3 Importância da Umidade do Ar

O conteúdo de vapor d'água contido no ar exerce influência direta na saúde humana. A escala psicrométrica (Tabela 1) é um exemplo da relação entre a umidade do ar e a saúde humana (PINTO et al., 2008). Especialmente quando a umidade do ar cai abaixo de 12%, as atividades ao ar livre devem ser umidificadas artificialmente.

Tabela 1. Escala psicrométrica UNICAMP para indicação de níveis de umidade relativa do ar prejudiciais à saúde humana.

UMIDADE RELATIVA DO AR (%)		
Entre 20 e 30% - Estado de Atenção	Entre 12 e 20% Estado de Alerta	Abaixo de 12% - Estado de emergência
Evitar exercícios físicos ao ar livre entre 11 e 15 horas	Observar as recomendações do estado de atenção	Observar as recomendações para os estados de atenção e alerta
Umidificar o ambiente através de vaporizadores, toalhas molhadas, recipientes com água e molhamento de jardins, por exemplo.	Suprimir exercícios físicos e trabalhos ao ar livre entre 10 e 16 horas	Determinar a interrupção de qualquer atividade ao ar livre entre 10 e 16 horas como aulas de educação física, coleta de lixo e entrega de correspondência, por exemplo.
Sempre que possível, permanecer em locais protegidos do Sol, em áreas vegetadas, por exemplo.	Evitar aglomerações em ambientes fechados	Determinar a suspensão de atividades que exijam aglomerações de pessoas em recintos fechados como aulas e cinemas, por exemplo, entre 10 e 16 horas.
Consumir água à vontade.	Usar soro fisiológico para olhos e narinas	Durante as tardes, manter com umidade os ambientes internos, principalmente quarto de crianças e hospitais, por exemplo.

Fonte: Pinto et al. (2008)

A umidade atmosférica também influencia diretamente o risco de incêndio florestal. Há uma constante troca de vapor d'água entre a atmosfera e o material depositado sobre o solo numa floresta que, em condições de atmosfera muito seca, pode favorecer inclusive na redução da umidade da vegetação viva, tornando-a mais propensa à combustão.

Para quantificar a probabilidade de ocorrência de incêndios florestais e a sua probabilidade de propagação, são desenvolvidos

índices de perigo de incêndio, de acordo com as condições atmosféricas (umidade do ar, vento, temperatura e precipitação). A utilização e o conhecimento desses índices auxiliam nos planos de prevenção e combate a incêndios florestais e na tomada de medidas preventivas.

Um dos principais índices de risco de incêndios utilizado no Brasil é a fórmula de Monte Alegre (SOARES, 1972) (equação 11), que apresenta um bom desempenho para as condições climáticas do Sul do Brasil (SOARES, 1998). De acordo com Soares (1972), a quantidade diária de precipitação reduz o valor do índice e o perigo de incêndio do dia é indicado através de uma escala de cinco níveis: Nulo ($FMA \leq 1,0$); Pequeno ($1,1 \leq FMA \leq 3,0$); Médio ($3,1 \leq FMA \leq 8,0$); Alto ($8,1 \leq FMA \leq 20,0$); e Muito Alto ($FMA > 20,0$).

$$IMA = \sum_{i=1}^n \frac{100}{H} \quad (11)$$

Na equação 11, FMA é o índice de Monte Alegre, H é a umidade relativa do ar medida às 13h00, e n é o número de dias sem chuva.

Há, também, outros índices desenvolvidos em todo mundo, sendo que um deles é o Índice de Angstron, elaborado na Suécia em 1952 (VOLPATO, 2002), baseado na temperatura e umidade relativa do ar, calculado diariamente e não acumulativo (equação 12).

$$IA = 0,05 \cdot UR - 0,1 \cdot (T - 27) \quad (12)$$

Sendo IA o índice de Angstron, UR_{13} a umidade relativa do ar (%) e T_{13} a temperatura do ar em °C, ambas as medidas realizadas às 13 horas. Segundo o índice de Angstron, a floresta estará em risco de incêndio sempre que IA for inferior a 2,5, ou seja, as condições atmosféricas são favoráveis ao sinistro.

Referências bibliográficas

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 332 p.

BINDON, H. H. A critical review of tables and charts use in psychrometry. In: WEXLER, A. *Humidity and moisture*. New York: Reinhold, 1965. v.1, p.3-15.

FRITSCHEN, L. J.; GAY, L.W. *Environmental instrumentation*. New York: Springer-Verlag, 1979. 212 p.

MARIN, F. R.; ANGELOCCI, L. R.; COELHO FILHO, M. A.; VILLA NOVA, N. A. Construção e avaliação de psicrômetro aspirado de termopar. *Scientia Agrícola*, Piracicaba, v. 58, n. 4, p. 839-844, 2001.

PINTO, H. S.; ZULLO JUNIOR, J.; AVILA, A. M. *Escala psicrométrica UNICAMP para indicação de níveis de umidade relativa do ar prejudiciais à saúde humana*. Disponível em: <<http://www.cpa.unicamp.br/artigos-especiais/umidade-do-ar-saude-no-inverno.html>>. Acesso em: 30 out. 2008.

SECK, M.; PERRIER, A. Description d'un psychromètre a thermocouples. Son application a la mesure des gradients d'humidité. In: BUSTARRET, J. *Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère*. Paris: INRA, 1970. p. 440-468.

SOARES, R. V. Desempenho da “Fórmula de Monte Alegre” índice brasileiro de incêndios florestais. *Cerne*, Lavras, v. 4, n. 1, p. 87-99, 1998.

SOARES, R. V. Índices de perigo de incêndio. *Revista Floresta*, v. 3, n. 3, p. 19-40, 1972.

VOLPATO, M. M. L. *Imagens AVHRR-NOAA para determinação do potencial de incêndios em pastagens*. 2002. 97 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

6

Chuva

A água contida na Terra está distribuída em três reservatórios principais: oceanos, continentes e atmosfera, numa circulação contínua impulsionada pela energia radiante do Sol e pela força da gravidade. O vapor d'água proveniente dos processos de evaporação e transpiração eleva-se na atmosfera formando as nuvens. À medida que as gotículas que formam as nuvens se agregam, formam gotas maiores que se precipitam, repondo a água nos solos, lençóis freáticos, rios e lagos, formando o ciclo hidrológico.

O termo precipitação aplica-se a qualquer deposição na forma líquida ou sólida proveniente da atmosfera. Por conseguinte, a rigor, o termo pode ser utilizado para descrever qualquer forma de deposição de água, seja granizo, neve, chuva ou orvalho. Como no Brasil e na maioria dos países tropicais, a principal forma de precipitação de água da atmosfera é a precipitação pluvial, isto é, a chuva, é comum considerá-la como sinônimo de chuva, pelo fato das outras formas de queda de água raramente ocorrerem. Os termos precipitação pluvial e chuva são utilizados aqui como sinônimos.

Para haver a ocorrência de chuva, é necessário que, além da condensação do vapor d'água, o ar ascenda até altitudes elevadas, para então precipitar na forma de gotas. Tem-se, portanto, uma pequena contradição nesses movimentos: para precipitar, o ar úmido precisa subir. E mais, a precipitação pluvial deve vencer a força ascendente.

Este paradoxo é muito útil para explicar a importância dos núcleos de condensação, que são moléculas ou partículas de poeira ou aerossóis que facilitam o agrupamento das pequenas gotículas, presentes nas nuvens, em gotas maiores e mais pesadas, com massa suficiente para precipitar. Núcleos de condensação são partículas higroscópicas, entre as quais o cloreto de sódio (NaCl) de origem

marítima, o pólen e a poeira são os principais. Sobre as florestas, há evidências de que alguns compostos orgânicos também atuem como núcleos de condensação.

6.1 Processo de Formação e Tipos de Chuva

Há três tipos principais de processos de formação da chuva e é com base neles que se faz a classificação. O primeiro tipo é denominado chuva convectiva e está associado à presença de nuvens denominadas cumulus⁷ e cumulonimbus⁸ (Fig. 1). Este tipo de chuva é causado pela movimentação vertical de uma massa de ar, decorrente da expansão e redução da densidade das parcelas, em contato com a superfície do solo mais aquecida. É uma precipitação que tem alta intensidade, duração relativamente curta e ocorre normalmente nos finais de tarde e inícios de noite. Ocorrem, geralmente, durante a primavera e o verão, porque é nestas épocas que o movimento convectivo das massas de ar é mais intenso por causa da maior disponibilidade de energia radiante.

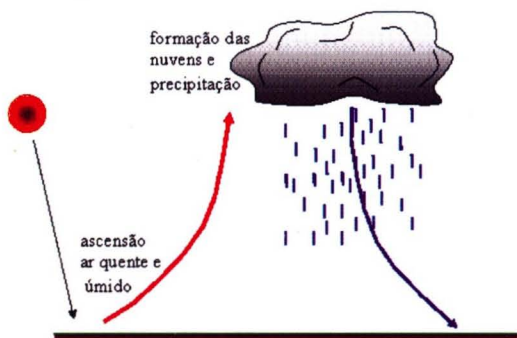


Fig. 1. Representação esquemática do processo de formação da chuva convectiva.

A chuva orográfica é uma variação da chuva convectiva, sendo definida, usualmente, como aquela causada pela elevação de uma parcela de ar contendo vapor d'água sobre terreno acidentado (DEMILLO, 1994). Por causa desse processo, as áreas montanhosas

⁷Cumulus são nuvens com algum desenvolvimento vertical, isoladas, densas e com contornos bem definidos. Tem a base em coloração cinza escuro e a parte superior é normalmente de coloração branca. Formam-se frequentemente devido às correntes convectivas geradas pelo contato de ar com a superfície do solo aquecida pelo ar.

⁸Cumulonimbus são nuvens volumosas e muito densas, com grande desenvolvimento vertical. Este tipo de nuvem costuma produzir chuvas intensas, relâmpagos e trovões, além de granizo.

a barlavento recebem muito mais chuva que as de sotavento, efeito conhecido como “sombra de chuva” (Fig. 2). Esse fenômeno pode ser bem observado ao se comparar os totais anuais de precipitação medidos em Ubatuba, no litoral de São Paulo, região da Serra do Mar, e o município de São José dos Campos, localizado no Vale do Paraíba, a 600 m de altitude. Em Ubatuba (encosta a barlavento), o volume anual de chuvas é de 2.519 mm, enquanto que em São José dos Campos (encosta a sotavento) as chuvas totalizam, anualmente, 1.276 mm.

Um caso interessante de associação da chuva orográfica com os processos de poluição atmosférica foi observado no município de Cubatão entre as décadas de 70 e 80. A emissão de poluentes pelas petroquímicas e siderúrgicas da região, especialmente óxidos de enxofre e de nitrogênio, deram origem aos ácidos nítrico e sulfúrico, responsáveis por baixar o pH da chuva, característica principal do que se costuma chamar de chuva ácida. As emissões eram conduzidas com o vapor d'água do oceano até a Serra pela brisa mar-terra, concentrando as precipitações sobre a Mata Atlântica. Registros da Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental do Estado de São Paulo identificaram chuvas com pH de até 3,7 no ano de 1983, quando os problemas ambientais mostraram-se mais graves.

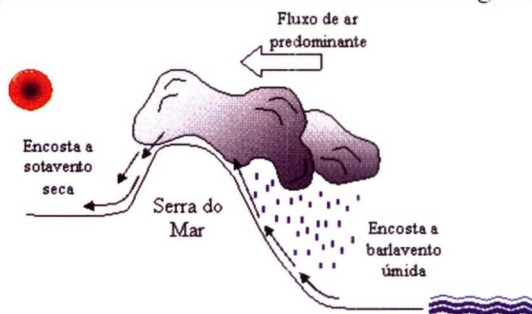


Fig. 2. Representação esquemática do processo de formação da chuva orográfica.

As chuvas frontais são formadas pelo contato de duas massas de ar relativamente homogêneas e com propriedades distintas entre si: massas de ar tropicais, quentes e procedentes das latitudes baixas, e massas polares frias, formadas em latitudes elevadas. Este contato dá origem a uma zona de descontinuidade térmica, barométrica e higrométrica, com variação abrupta nas

propriedades atmosféricas (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Ao contato entre elas dá-se o nome de frente fria, que sempre está associada a mudanças mais ou menos bruscas das condições atmosféricas (Fig. 3).

Nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil são comuns as frentes frias, ocasionadas pelo contato de uma massa quente e úmida com outra fria e seca que vem do sul do continente em direção ao equador. As precipitações frontais de frentes frias são, em geral, contínuas e de intensidade baixa e distribuição por áreas extensas. Devido às suas características, este tipo de precipitação é importante nos projetos envolvendo grandes bacias hidrográficas.

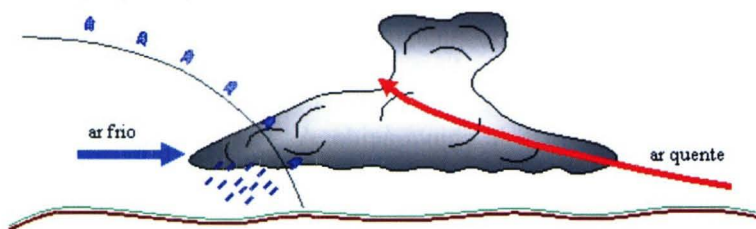


Fig. 3. Representação esquemática do processo de formação da chuva frontal.

6.2 Medida da Chuva

O equipamento básico de medida da quantidade de chuvas é o pluviômetro, que consiste num recipiente simples para coleta e armazenamento da precipitação, com área de captação conhecida. A determinação da altura pluviométrica (h) pode ser feita segundo a equação 1:

$$h = \frac{\text{volume de água coletada}}{\text{área de captação}}, \left(\frac{\text{mm}^3}{\text{mm}^2} = \text{mm} \right) \quad (1)$$

O equipamento que incorpora também um sistema de registro gráfico é chamado de pluviógrafo. Num pluviógrafo tipo Heilman, um reservatório com bóia recebe a chuva coletada. Uma haste, com uma pena-tinteiro em sua ponta, é fixada à bóia, que, ao se elevar com a entrada de água no reservatório, permite o registro sobre

um diagrama denominado pluviograma (Fig. 4). A cada 10 milímetros de chuva armazenada, o depósito é esgotado automaticamente por um sifão, gerando um traço vertical brusco no diagrama. O total de chuva é contabilizado contando-se apenas os traços descritos no movimento de subida da pena. Os esgotamentos feitos através do sifão servem para preparar o aparelho para continuar medindo chuvas maiores que 10 mm.

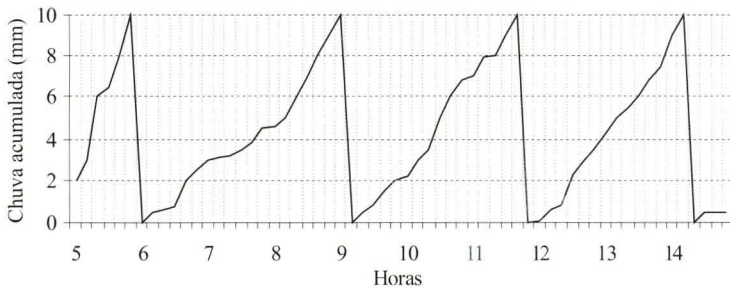


Fig. 4. Ilustração de um pluviograma: registro de chuva de um pluviógrafo.

A partir do registro temporal da chuva é possível determinar qual a sua intensidade (I), ou seja, o volume precipitado por unidade de tempo (em milímetros por hora), imprescindível à elaboração de projetos de drenagem agrícola e urbana (equação 2):

$$I = \frac{\frac{\text{volume de chuva}(\text{mm}^3)}{\text{área de captação}(\text{mm}^2)}}{\text{tempo(hora)}} = \frac{\frac{\text{mm}^3}{\text{mm}^2}}{\text{hora}} = \frac{\text{mm}}{\text{hora}} \quad (2)$$

Pelo pluviograma da Fig. 4, o volume registrado entre 6h00 e 14h00 foi de 30 milímetros, resultando numa intensidade (I) média de (equação 3):

$$I = \frac{30\text{mm}}{8\text{horas}} = 3,75 \text{ mm/hora} \quad (3)$$

Para medida e registro eletrônico, utiliza-se o pluviômetro de balsa ou com célula de carga, composto de duas básculas que se alternam na captação da chuva, com movimento similar a uma

gangorra. Enquanto uma está em posição de coleta, a outra está vazia ou esvaziando-se. A cada alteração de posição, devido ao enchimento de uma das câmaras, é gerado um sinal de pulso. Contando o número de pulsos, e conhecendo-se o volume de armazenamento de cada câmara, é possível determinar a altura pluviométrica. Esse equipamento faz parte de estações meteorológicas automáticas, ligado a um sistema de aquisição eletrônica de dados.

6.3 Influência dos Fenômenos El Niño e La Niña

O El Niño é um fenômeno atmosférico-oceânico correspondente a um aquecimento anormal das águas do Oceano Pacífico Equatorial, com enfraquecimento dos ventos alísios e diminuição das águas mais frias que afloram próximo à costa oeste da América do Sul. A La Niña, ao contrário, representa um fenômeno oceânico-atmosférico caracterizado pelo resfriamento anormal nas águas superficiais do referido oceano e a intensificação dos ventos alísios, resultando em águas adjacentes à costa oeste da América do Sul mais frias, devido à intensificação do movimento de ressurgência (INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS, 2008).

No Brasil, os impactos desses dois fenômenos atmosférico-oceânicos são observados nas regiões Sul, Norte e Nordeste. As regiões Sudeste e Centro-Oeste são, climaticamente, pouco influenciadas. Em anos de El Niño, observa-se um aumento no volume de chuvas do Rio Grande do Sul ao Paraná, favorecendo, principalmente, a safra de grãos de verão. Nos estados das regiões Norte e Nordeste, anos de El Niño são de secas severas, causando perdas agrícolas, problemas de abastecimento de água à população e aumento dos riscos de incêndio florestal. Sob influência do fenômeno La Niña, as condições climáticas são inversas, com secas severas na Região Sul e chuvas abundantes no Nordeste e Norte do país.

Referências bibliográficas

DEMILLO, R. *How weather works*. Emeryville: Ziff Davis Press. 1994. 232 p.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. *El niño & La niña*. Disponível em: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 03 jun. 2008.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia*: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206 p.

7

Vento

O vento é um elemento meteorológico diferente das demais grandezas escalares por se tratar de uma grandeza vetorial para a qual são necessários dois dados para sua caracterização: velocidade e direção. Denomina-se vento ao componente horizontal do vetor velocidade do ar, já que as massas de ar podem se deslocar também verticalmente, sendo chamadas de correntes ascendentes e descendentes.

Tanto a velocidade como a direção do vento são grandezas instantâneas e pontuais, e com grande variação espaço-temporal. O transporte de calor associado aos deslocamentos horizontais é chamado de advecção, em oposição à convecção promovida pelos movimentos verticais.

Convencionou-se exprimir a direção do vento como a direção de onde provem o vento e não a direção para onde o vento sopra. Ela é quantificada a partir do norte geográfico, medido no sentido horário, de forma que o vento proveniente do leste terá direção de 90° , 180° de sul, e o vento de oeste terá direção de 270° .

O sentido de deslocamento do vento é resultado da diferença de pressão atmosférica entre dois pontos e é influenciado pelos efeitos locais como orografia (relevo) e rugosidade do solo entre outros obstáculos (vegetação e edificações, por exemplo.). Essas diferenças locais de pressão atmosférica são devidas a um diferencial de aquecimento do ar, relacionado diretamente à radiação solar.

7.1 Dinâmica da Atmosfera

A proporção de cada um dos gases constituintes da atmosfera (Tabela 1, do Capítulo 1) reflete a média de diversas

medições da concentração de cada um desses gases, realizadas em diferentes altitudes da atmosfera e pontos geográficos do globo. No observatório instalado na Ilha de Mauna Loa, no Havaí (NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION, 2008), por exemplo, pela distância de todos os grandes centros emissores de gases, mede-se ininterruptamente, desde 1958, a concentração de dióxido de carbono. Essa medida é tomada como referência mundial, servindo à análise das oscilações temporais da concentração desse gás.

É graças à dinâmica da atmosfera que os gases produzidos naturalmente, ou por ação antrópica, ao invés de ficarem aprisionados sob os centros emissores, são carregados a grandes distâncias, mantendo a concentração local em níveis suportáveis. Isso pode ser constatado em grandes centros urbanos, tal como a cidade de São Paulo, onde aglomerados industriais e enormes frotas de veículos despejam toneladas de CO_2 diariamente na atmosfera.

É o contato entre o ar e a superfície terrestre aquecida pela radiação solar que impulsiona o movimento atmosférico vertical. A transferência energética superfície-ar promove seu aquecimento com redução da sua densidade e, uma consequente, convecção dessa parcela de ar. O vazio deixado pela parcela de ar que ascendeu é preenchido por outra parcela de ar, mais frio, que irá se aquecer, tornar-se menos densa e, assim, continuar o movimento atmosférico vertical (Fig. 1). Esse processo induz o transporte dos gases produzidos na superfície às camadas mais elevadas da atmosfera.

Há, ainda, um segundo movimento das massas de ar, no sentido horizontal, que é o vento. Esse movimento se dá em resposta a diferença de pressão atmosférica entre duas regiões. Regiões com maior disponibilidade de energia radiante apresentam ascensão de massas de ar formando os chamados centros de baixa pressão. Regiões mais frias, com menor disponibilidade energética, apresentam estagnação das massas de ar junto à superfície formando os centros de alta pressão. O vazio deixado pela massa de ar aquecido, que ascende e forma um centro de baixa pressão, é sempre preenchido pelo ar oriundo dos centros de alta pressão, impulsionando o deslocamento horizontal do ar (Fig. 1).

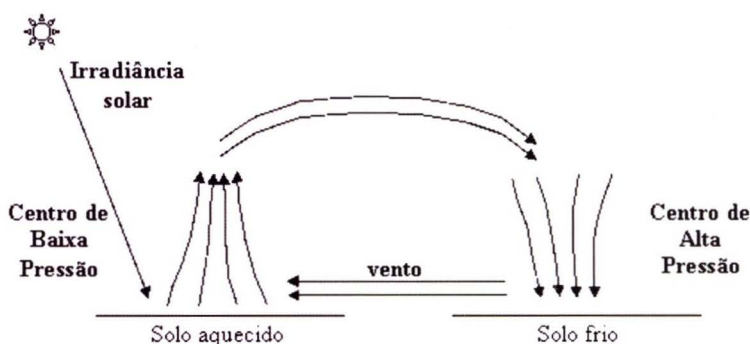


Fig. 1. Ilustração dos movimentos vertical e horizontal da atmosfera.

Ao se analisar o vento em alturas maiores, há uma redução no atrito ou resistência ao deslocamento horizontal das massas de ar em contato com a superfície terrestre. A velocidade do vento é exponencialmente aumentada de acordo com a altura, com ventos de mais de 125 km/h, chegando até 350 km/h em determinadas circunstâncias em altitudes superiores aos 10.000 m

87

7.2 Formação dos Ventos

Na alta atmosfera, é possível prever com boa exatidão a direção do deslocamento das massas de ar. Já nas camadas atmosféricas mais próximas à superfície, a turbulência formada pelo choque das moléculas com diversos obstáculos (atrito com a superfície) e o aquecimento da superfície, acaba reduzindo a velocidade do vento e modificando sua direção de deslocamento.

Em princípio, o vento deveria dirigir-se de um ponto de alta pressão para outro com pressão menor, perpendicularmente às isóbaras, que são linhas de mesma pressão traçadas em mapas meteorológicos. A rotação da Terra, entretanto, é um elemento importante que torna essa análise um pouco mais complexa.

Um engenheiro francês chamado Garpard de Coriolis demonstrou que a força aparente responsável pelo desvio do vento entre dois pontos com pressões diferentes é proporcional à velocidade angular de rotação da Terra (15° por hora), à velocidade do

vento e ao seno da latitude do local (no Equador, a latitude é zero e $\sin 0^\circ = 0$; nos pólos tem-se que $\sin 90^\circ = 1$) (AYOADE, 1996). Assim, esta força não age no Equador, mas é de grande importância na definição da direção dos ventos nos pólos.

Esta força, conhecida como força de Coriolis, é a responsável pelo desvio no deslocamento dos fluidos em movimento sobre a Terra, especialmente a água e o ar, para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no Hemisfério Sul.

Segundo Viers (1975), como a ação da força de Coriolis é contínua e seu efeito é cumulativo, se a distância percorrida pelo vento é grande, ele tende a tomar direção paralela às isóbaras e perpendicular ao gradiente de pressão nas latitudes distantes do Equador e nas camadas mais altas da atmosfera, onde a velocidade é maior, deixando assim o centro de alta pressão a sua direita no Hemisfério Norte e a sua esquerda no Hemisfério Sul.

Com base nesses conceitos, é possível estabelecer os seguintes padrões: “a redução na velocidade dos ventos nas camadas mais baixas da atmosfera faz com que sua direção tenha ângulo aproximado em relação às isóbaras de 10° sobre os oceanos e de 30° no continente; ventos fracos, ventos situados em baixas latitudes e ventos locais com curtos deslocamentos não são desviados”.

A circulação atmosférica é formada por um campo de pressão atmosférica que aumenta sua complexidade conforme se aproxima da superfície. A Fig. 2 é utilizada comumente para elucidar a variação do vento com a altitude nas camadas mais próximas à superfície do solo. Devido à viscosidade do ar e ao atrito da superfície sobre a parcela de ar que se desloca, a redução da velocidade do vento é tanto mais efetiva quanto mais próxima da superfície esteja a molécula de ar que se desloca.

É evidente que quanto mais rugosa for a superfície, maior sua interação com as moléculas de ar e, conseqüentemente, mais intenso será o atrito e a redução da velocidade nas camadas mais próximas à superfície. A premissa envolvida na Fig. 2 é muito utilizada nos estudos dos processos de trocas gasosas entre a superfície e a atmosfera, e a turbulência causada pela rugosidade da superfície deve ser considerada por constituir um importante elemento de promoção da mistura das camadas de ar em alturas diferentes.

Outro fator que incrementa a turbulência é o movimento ascendente das parcelas de ar que, ao entrar em contato com a superfície do solo aquecido, provoca uma movimentação desordenada, misturando as camadas da atmosfera.

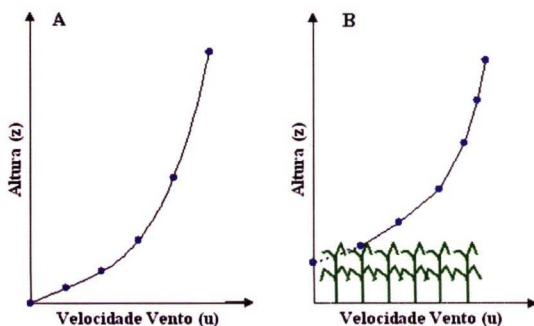


Fig. 2. Variação exponencial da velocidade do vento (u) em superfícies sem (A) e com vegetação (B).

Este tipo de análise se aplica convenientemente para os ventos locais e, como mencionado, próximos à superfície. Nas camadas mais altas da atmosfera, contudo, o que se observa são os ventos regionais e zonais, além daqueles que compõem a circulação planetária. Esta circulação de macroescala é decorrente, principalmente, do aquecimento desuniforme do globo terrestre que, com isso, forma zonas de pressão atmosférica desiguais.

Apesar da grande variabilidade no tempo e no espaço, é possível identificar padrões relativamente estáveis de circulação da atmosfera, entre faixas de alta e baixa pressão. Na região do Equador, existe uma faixa de baixas pressões por causa do forte calor. Em torno da latitude 30° , tanto no hemisfério norte como no sul, existe uma faixa de altas pressões, sendo que, na faixa entre 60° e 70° , há outra zona de baixa pressão. A última zona de pressão é constituída pelos pólos, com alta pressão, sendo que nas faixas intermediárias entre cada uma dessas zonas formam-se células de circulação, cujos ramos superiores têm sentido contrário aos ramos próximos à superfície (Fig. 3). Nas regiões de transição das células de circulação é normal a ocorrência de calmarias. Nas zonas tropicais, onde os ventos alísios dos dois hemisférios se encontram, forma-se a zona de convergência

intertropical (ZCIT⁹), responsável por chuvas intensas e frequentes na região equatorial.

Na América do Sul, as massas de ar polar se movimentam em direção ao Equador, atraídas pelos centros de baixa pressão. A força de Coriolis desloca as massas em direção oeste e a presença de massas quentes tende a retardar ou mesmo impedir o avanço das frentes frias.

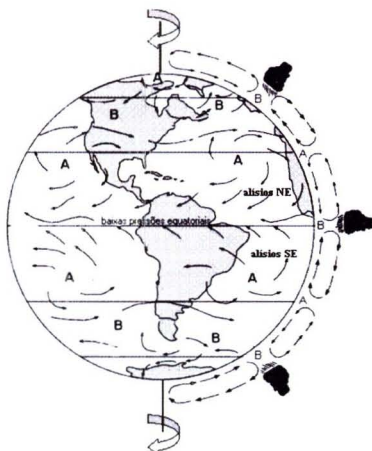


Fig. 3. Circulação geral da atmosfera, ilustrando a formação dos ventos alísios e das células de circulação.
Fonte: Tavares (2008).

7.3 Medida da Velocidade e Direção do Vento

Os anemômetros de sensores mecânicos registram a velocidade do vento através do movimento de um conjunto de três ou quatro canecas (conchas) ou de uma hélice (Fig. 4). Cada rotação gera um pulso elétrico que é captado por um sistema de aquisição eletrônica de dados. Como cada pulso corresponde à distância (d) de um giro, conhecendo-se o número de pulsos registrados em certo tempo (t), é possível obter a equação 1:

$$v = \frac{d}{t} \left(\text{expresso em } \frac{\text{km}}{\text{hora}} \text{ ou } \frac{\text{m}}{\text{s}} \right) \quad (1)$$

⁹Região de elevação do ar quente e úmido, pouco vento e formação de um denso cinturão de nuvens convectivas. Além da região tropical, o encontro dos ventos de leste e oeste forma zonas de convergência extratropical (ZCET), caracterizadas pelo contato de uma massa de ar frio e seco com outra quente e úmida, originando sistemas frontais que causam chuvas em boa parte do Brasil.

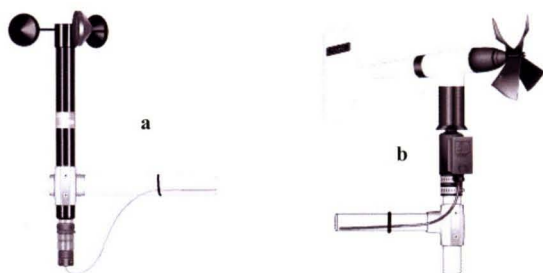


Fig. 4. Anemômetro de canecas (a) e a anemômetro de hélice (b).
Fonte: Campbell Scientific Inc. (2008a, b).

De acordo com a Escala de Beaufort (Tabela 1), as velocidades dos ventos podem ser estimadas de acordo com o efeito provocado por eles através de observação visual, sem necessariamente fazer uso de aparelhos.

Tabela 1. Escala de Beaufort, com a designação, faixas de velocidades e efeitos visuais decorrentes da movimentação do ar.

Designação	km/h	m/s	Efeitos em terra
Calmaria	<2	<1	Fumaça sobe na vertical
Bafagem	2 a 6	1 a 2	Fumaça indica direção do vento
Aragem	7 a 11	2 a 3	As folhas das árvores movem; os moinhos começam a trabalhar
Fraco	13 a 19	4 a 5	As folhas agitam-se e as bandeiras desfraldam ao vento
Moderado	20 a 30	6 a 8	Poeira e pequenos papéis levantados; movem-se os galhos das árvores
Fresco	31 a 39	9 a 11	Movimentação de árvores pequenas; superfície dos lagos ondula
Muito Fresco	41 a 50	11 a 14	Movem-se os ramos das árvores; dificuldade em manter guarda-chuva aberto
Forte	52 a 61	14 a 17	Movem-se as árvores grandes; dificuldade em andar contra o vento
Muito Forte	63 a 74	17 a 21	Quebram-se galhos de árvores; circulação de pessoas difícil
Duro	76 a 87	21 a 24	Danos em árvores; impossível andar contra o vento
Muito Duro	89 a 102	25 a 28	Árvores arrancadas; danos na estrutura de construções
Tempestade	104 a 117	29 a 32	Estragos abundantes em telhados e árvores
Furacão	>119	>33	Grandes estragos

No Sistema Internacional, a velocidade do vento é expressa em metros por segundo (m.s^{-1}) ou quilômetros por hora (km.h^{-1}), mas há, também, o knot (kt) (pronuncia-se nó), unidade muito utilizada em alguns ramos de atividade como unidade de expressão da velocidade do vento ($1\text{knot}=0,514\text{m.s}^{-1}$).

7.4 Potencial Eólico

Quando se estudam os ventos, uma aplicação que ganha importância é a conversão energia eólica - energia cinética dos ventos - em energia elétrica renovável, limpa e prontamente utilizável, como utilizada há centenas de anos pelo homem, para impulsionar suas embarcações e movimentar moinhos de bombeamento de água ou moagem de grãos. Segundo WWF-Brasil (2006), o mercado de energia elétrica é o que mais cresce no mundo dentre as chamadas fontes alternativas, com taxas médias em torno de 40%.

Hoje, a principal finalidade da energia eólica é a geração de energia elétrica através dos aerogeradores. Eles são grandes turbinas em forma de cata-ventos movidos por hélices e agrupados em grande número nas regiões com boa disponibilidade de vento, sendo seu uso imprescindível para se ter rentabilidade na produção de eletricidade.

A Fig. 5 ilustra um parque de produção de energia eólica instalado no município de Osório no Rio Grande do Sul, com capacidade instalada de 150 MW, que poderia suprir uma cidade de 700 mil habitantes se todo esse potencial fosse utilizado.



Fig. 5. Vista aérea do Parque Eólico de Osório no Rio Grande do Sul.
Fonte: Rio Grande do Sul (2008).

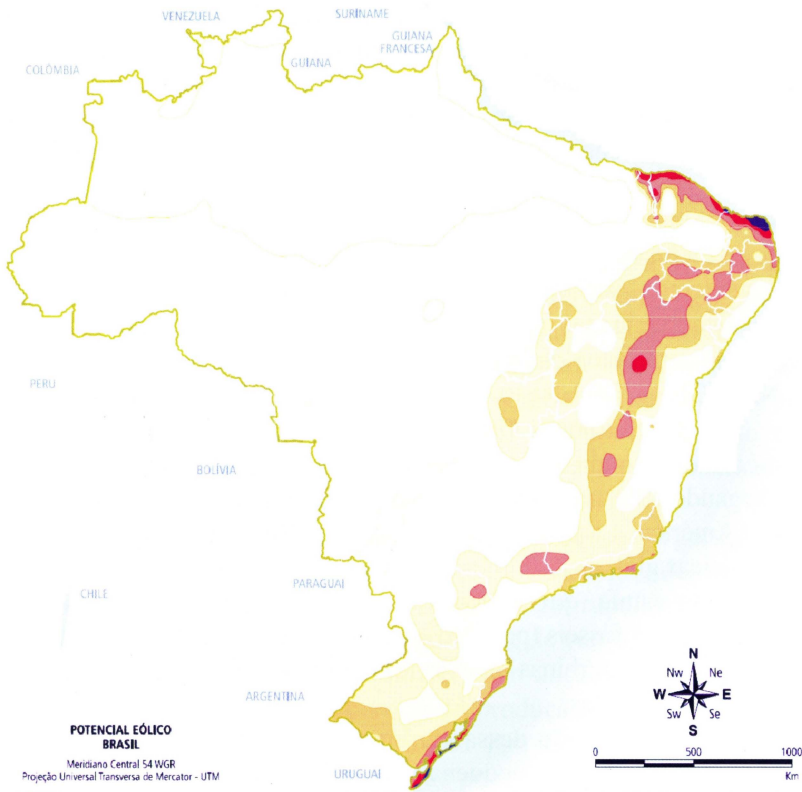
Em países como a Alemanha, Espanha e Estados Unidos, uma fração expressiva da energia elétrica já é produzida a partir dos aerogeradores. O Brasil ainda conta com poucas usinas eólicas, perfazendo uma capacidade de apenas 22 MW (megawatts), frente a um potencial que gira ao redor de 60.000 MW, segundo relatório da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) divulgado em 2003.

Para se avaliar o potencial eólico de uma determinada região são necessários trabalhos sistemáticos de coleta e análise dos dados de velocidade e regime dos ventos. Para que a energia eólica seja considerada tecnicamente aproveitável, é necessário que sua densidade seja maior ou igual a $500 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, a uma altura de 50 m, o que requer uma velocidade mínima do vento de 7 a $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA, 2005).

Conforme a Organização Mundial de Meteorologia, em média, essa condição é atendida em apenas 13% da superfície terrestre, chegando a 32% na Europa Ocidental, 23% na América do Norte e 10% na América Latina. Frente à atual problemática das mudanças climáticas globais, decorrência do aumento da concentração dos gases de efeito estufa, que tem como causa principalmente a queima de combustíveis fósseis (petróleo e carvão), a geração de energia elétrica por meio de turbinas eólicas apresenta-se como alternativa para diversas demandas.

A instalação dessas turbinas isoladamente ou em pequeno número pode suprir pequenas localidades distantes das redes de transmissão. Já as usinas de grande porte, conhecidas como parques eólicos, fornecem parcela importante de energia aos sistemas nacionais, contribuindo com a redução da emissão de poluentes, principalmente CO_2 , em substituição às usinas movidas a carvão ou óleo, reduzindo, também, a influência da sazonalidade hidrológica sobre a produção em hidroelétricas.

Com base na Fig. 6, pode-se observar que o potencial para produção de energia eólica no Brasil aponta para a região do semi-árido e litoral do Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. Há, também, condições para o uso de geradores de energia nas regiões mais elevadas do Estado de São Paulo, Paraná e em boa parte do Rio Grande do Sul, com potencial de velocidade do vento maior que $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.



Velocidade média do vento (m/s) 50 m acima do nível da superfície					
	Mata	Campo Aberto	Zona Costeira	Morro	Montanha
4	> 6,0	> 7,0	> 8,0	> 9,0	> 11,0
3	4,5 - 6,0	6,0 - 7,0	6,0 - 7,0	7,5 - 9,0	8,5 - 11,0
2	3,0 - 4,5	4,5 - 6,0	4,5 - 6,0	6,0 - 7,5	7,0 - 8,5
1	< 3,0	< 4,5	< 4,5	< 6,0	< 7,0

NOTAS:

Mata indica áreas de vegetação nativa, com arbustos e árvores altas.

Campo aberto refere-se a áreas planas de pastagens, plantações e/ou vegetação baixa, sem muitas árvores altas.

Zonas costeiras são áreas de praia, normalmente com larga faixa de areia, onde o vento incide predominantemente no sentido mar-terra.

Morros são áreas de relevo levemente ondulado, relativamente complexo e de pouca vegetação ou pasto.

Montanhas representam áreas de relevo complexo com altas montanhas. O potencial eólico é dado para locais nos topos das montanhas em condições favoráveis para o fluxo de vento.

Fig. 6. Velocidade média do vento a 50 m de altura no Brasil.
Fonte: Agência Nacional de Energia Elétrica (2005).

Referências bibliográficas

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (Brasil). Energia eólica. In: AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (Brasil). *Atlas de energia eólica do Brasil*. Brasília, DF, 2005. p. 93-110. Disponível em: <[http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/atlas/pdf/06-Energia_Eolica\(3\).pdf](http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/atlas/pdf/06-Energia_Eolica(3).pdf)>. Acesso em: 15 jul. 2008.

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 332 p.

CAMPBELL SCIENTIFIC INC. 014A – L: *Met One anemometer*. Disponível em: <<http://www.campbellsci.com/014a>>. Acesso em 15 jul. 2008a.

CAMPBELL SCIENTIFIC INC. 05305 – L: *R. M. Young wind monitor-AQ*. Disponível em: <<http://www.campbellsci.com/05305-l>>. Acesso em 15 jul. 2008b.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (Estados Unidos). *Carbon dioxide trends*. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>>. Acesso em: 01 jul. 2008

RIO GRANDE DO SUL. Governo do Estado. *Parque eólico de Osório*. Disponível em <<http://www.rs.gov.br/master.php?capa=1&inc=governo/fotos.php&abaVig=maisf&mes=05&dia=16&ano=2007&codFoto=1908>>. Acesso em: 15 jul. 2008.

TAVARES, C. *O Círculo do Geógrafo*. Disponível em <<http://clientes.netvisao.pt/carlhenr/7ano.htm>>. Acesso em: 20 jun. 2008.

VIERS, G. *Climatologia*. Barcelona: Oikos-Tau, 1975. 309 p.

WWF-BRASIL. *Agenda elétrica sustentável 2020: estudo de cenários para um setor elétrico brasileiro eficiente, seguro e competitivo*. Brasília, DF, 2006. 84p. (Série técnica, v. 9).



Balanço Hídrico Climatológico

Balanço hídrico é uma contabilidade entre as entradas e saídas de água de um volume de controle de solo, de modo que a sua diferença represente a variação do armazenamento neste volume num dado intervalo de tempo.

O balanço hídrico climatológico (BHC) foi desenvolvido inicialmente por Charles Warren Thornthwaite, na década de 30, e aprimorado por ele mesmo, em parceria com John Mather, em 1955 (THORNTHTWAITE; MATHER, 1955), permitindo a determinação do regime hídrico do solo de um dado local sem necessidade de medidas diretas da sua umidade.

No Brasil, esta técnica foi introduzida por Ângelo Paes de Camargo, então pesquisador do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) e que estagiou no laboratório de Thornthwaite na década de 1950, realizando os primeiros estudos sobre o tema (CAMARGO, 1962) no país.

Para a elaboração do balanço hídrico climatológico, são necessários dados de chuva e evapotranspiração potencial, havendo a necessidade de se definir o armazenamento máximo no solo, também conhecido como capacidade de água disponível (CAD). Com essas três informações básicas, pode-se estimar a evapotranspiração real, a deficiência ou excedente hídrico, e o total de água retida no solo em cada período.

8.1 Evapotranspiração

Evapotranspiração é o termo utilizado para designar o processo de transferência de água para a atmosfera sob a forma de vapor, decorrente da evaporação direta da água da superfície do solo, dos rios, lagos e oceanos e, também, da transpiração dos seres vivos,

especialmente aquela que ocorre através da folhagem da vegetação (PEREIRA et al., 1997).

Há muito tempo, o homem notou que havia relação entre a evaporação da água e as condições ambientais. Em dias ensolarados, com baixa umidade e ventosos, as roupas no varal e os vasos de plantas secam mais rápido que em dias nublados e chuvosos.

Da observação empírica ao equacionamento dos fatores que regem o processo de evaporação transcorreu um longo tempo, até que em meados do século 20, Thornthwaite (1948) descreveu o primeiro método para estimativa da evapotranspiração de bacias hidrográficas baseado nas coordenadas geográficas do local e na temperatura média do ar.

Dependendo das condições da vegetação, sua extensão e disponibilidade de água no solo, definem-se duas situações específicas de evapotranspiração:

Evapotranspiração de referência (**ET_o**) - refere-se à quantidade de água que seria utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, com altura entre 8 e 15cm, em crescimento ativo, sem restrição hídrica e cobrindo totalmente o solo. Como a ET_o é função apenas dos elementos meteorológicos, ela também pode ser considerada como sendo um deles, podendo ser estimada com equações baseadas em elementos como temperatura do ar, radiação solar e vento (PEREIRA et al., 2002).

Evapotranspiração ajustada (**ET_r**) - é a quantidade de água de fato utilizada por uma superfície similar àquela descrita para evapotranspiração potencial, mas podendo sofrer restrição hídrica, nutricional e fitossanitária, entre outras. Essa evapotranspiração pode ser medida através de lisímetros¹⁰ e estimada a partir do balanço hídrico climatológico.

Quanto a ET_o, pode ser estimada com base em elementos medidos em estações meteorológicas, a exemplo do método de Camargo, proposto em 1971, no intuito de simplificar o cálculo da ET_o utilizando variáveis facilmente obtidas. A equação proposta por Camargo (1971) é a seguinte (equação 1):

$$ET_o = K \cdot \frac{Q_o}{2,45} \cdot T \cdot ND \quad (1)$$

¹⁰Lisímetros são equipamentos basicamente de dois tipos, drenagem ou pesagem, que medem diretamente a evapotranspiração de culturas agrônômicas ou não, cobrindo ou não totalmente o solo.

Sendo que Q_0 é a irradiância solar extraterrestre ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$); T é a temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$); ND é o número de dias do período; $2,45$ representa o calor latente de vaporização da água ($\text{MJ} \cdot \text{l}^{-1} \text{H}_2\text{O}$, a 20°C), e K é um fator de ajuste (igual a $0,01$) para T_a (temperatura média anual) até $23,5^{\circ}\text{C}$.

Tomando-se como exemplo o município de Campinas ($22^{\circ} 53'\text{S}$ e $47^{\circ} 04'\text{W}$), no mês de dezembro, quando a irradiância solar extraterrestre média (Q_0) é de $42,7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$, a temperatura média é de $23,4^{\circ}\text{C}$ e o número de dias do mês é 31 , a evapotranspiração de referência (E_{To}) é de (equação 2):

$$E_{To} = 0,01^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \frac{42,7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}}{2,45 \text{ MJ} \cdot \text{l}^{-1}} \cdot 23,4^{\circ}\text{C} \cdot 31 \frac{\text{dias}}{\text{mês}} = 126,4 \frac{\text{l}}{\text{m}^2 \cdot \text{mês}} \text{ ou } \frac{\text{mm}}{\text{mês}} \quad (2)$$

Diante do bom desempenho da equação 1 para o Estado de São Paulo, e do desempenho ruim em regiões de clima seco ou muito úmido do Brasil, Camargo et al. (1999) propuseram uma correção, introduzindo o conceito de temperatura efetiva (equação 3). A temperatura efetiva (T_{ef}) pode ser calculada com base na amplitude térmica diária, que, por sua vez, é função da umidade do ambiente.

A premissa que embasou o desenvolvimento da temperatura efetiva foi a de que num local muito úmido a diferença entre a temperatura máxima e a temperatura mínima tende a ser menor que em locais mais secos, porque a água tem alto calor específico e atua como um modulador térmico do ambiente.

Esse método parte de um padrão de E_{To} para um mês de 30 dias e fotoperíodo (N) de 12 horas. Com esse aperfeiçoamento, os resultados obtidos com a equação 4, tanto para climas secos ou úmidos, tornaram-se mais próximos aos valores reais.

$$T_{ef} = 0,36 \cdot (3 \cdot T_{\max} - T_{\min}) \quad (3)$$

Sendo $T_{\max}$ a temperatura máxima e $T_{\min}$ a temperatura mínima.

$$E_{To} = 0,01 \cdot \frac{Q_0}{2,45} \cdot (1,08 \cdot T_{\max} - 0,36 \cdot T_{\min}) \cdot \frac{N}{12} \cdot \frac{NDP}{30} \quad (4)$$

Na equação 4, N é o fotoperíodo e NDP é o número de dias do período.

8.2 Balanço Hídrico Climatológico

Como a chuva é expressa em milímetros (litros por m^2), adota-se, também, um volume de controle com área superficial de $1 m^2$, de modo que este volume seja função, apenas, da profundidade que se quer amostrar. Na contabilidade do balanço hídrico climatológico, as entradas de água no solo são representadas pela precipitação, irrigação, orvalho, escoamento superficial, drenagem lateral, ascensão capilar e percolação. As principais saídas de água do sistema são a evapotranspiração, escoamento superficial, drenagem lateral e drenagem profunda (Fig. 1)¹¹.

Sob o ponto de vista ecológico, o volume de controle é determinado pelo conjunto solo-planta-clima, quando se analisam as condições para o desenvolvimento e a estabilidade de determinado ecossistema. Se o solo é profundo e a demanda atmosférica é alta, as raízes tendem a se aprofundar na busca por mais água para satisfazer a demanda hídrica da atmosfera. Se a demanda atmosférica for baixa, um volume menor de solo será explorado pelo sistema radicular, sem risco de deficiência hídrica.

O tipo de solo também interfere no balanço. Solos argilosos, por exemplo, possuem grande quantidade de partículas com diâmetro inferior a $0,005 mm$ – denominadas argilas – e, por isso, constituem estrutura com muitos poros de diâmetro pequeno – denominadas microporos – que retêm uma quantidade maior de água com grande energia, evitando sua drenagem profunda por gravidade. Apesar de reterem grande quantidade de água, quando as plantas precisam da água retida nos poros de menor diâmetro, é necessário despende uma grande quantidade de energia para sua extração, sendo que nem todas as espécies conseguem realizá-la.

Já os solos arenosos, formados por partículas com diâmetro superior a $0,05 mm$ – denominadas areia – permitem apenas a formação de poros de diâmetro maior – macroporos – com menor capacidade de retenção de água e que possibilitam o escoamento

¹¹Para detalhes sobre o procedimento de cálculo do balanço hídrico climatológico, diversas publicações estão disponíveis. Uma sugestão é a de Pereira et al. (2002).

pela ação da gravidade. Nestes solos, numa tentativa de compensar a menor disponibilidade de água, o sistema radicular tende a se aprofundar para explorar um volume maior de solo.

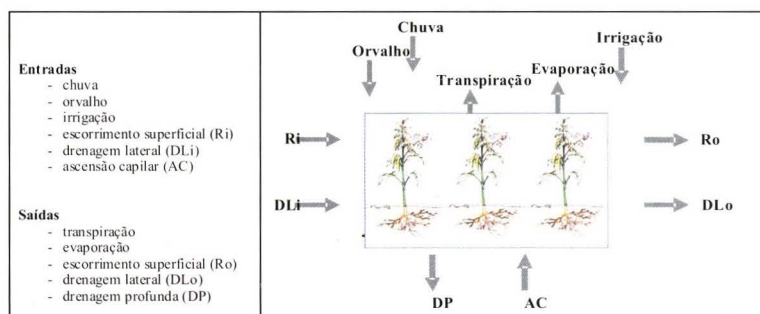


Fig. 1. Representação esquemática do balanço hídrico climatológico, com ênfase para as entradas e saídas de água do volume de controle.

O balanço hídrico é uma ferramenta de grande utilidade quando se pretende conhecer o clima de determinada região. Pelas curvas de precipitação, evapotranspiração, excedente e deficiência hídrica, podem-se estabelecer com bastante segurança os períodos mais secos, as épocas de chuva, as condições para tráfego de máquinas e implementos, melhores épocas para o desenvolvimento da vegetação e para o início de um processo de recuperação de áreas degradadas.

Pelo balanço hídrico, pode-se também prever as melhores épocas para a realização de trabalhos em condições de campo, evitando atrasos e prejuízos decorrentes das chuvas e das más condições de manejo do solo.

O balanço hídrico de Thornthwaite & Mather (1955) foi desenvolvido com o objetivo de possibilitar a estimativa do armazenamento hídrico (umidade) sem irrigação, desprezando-se a ascensão capilar. Nesta abordagem, o balanço poderia ser facilmente calculado não fosse o fato de o solo ser um reservatório que dificulta a saída da água à medida que vai secando, dado que a força de retenção da água no solo aumenta conforme diminui sua umidade.

Assim, nos períodos em que o total de chuvas (P) é menor que a evapotranspiração potencial (ETo), a água retida torna-se uma função dessa demanda potencial ($P - ETo < 0$) e da CAD adotada.

Havendo uma seqüência de períodos nessa condição, a água retida no solo será uma função seqüencial dos valores negativos acumulados de P subtraído de ETo . Este somatório foi denominado "negativo acumulado".

Dado o grande número de cálculos necessários para o cômputo do balanço é possível construir algoritmos em planilhas eletrônicas ou programas específicos para processar com mais rapidez os dados, tal como a planilha desenvolvida por Rolim et al. (1998)¹².

A Fig. 2 apresenta o extrato do balanço hídrico climatológico para quatro localidades brasileiras, ilustrando uma das aplicações dessa ferramenta no estudo do clima. Este tipo de representação considera apenas os valores de excedente e deficiência hídrica, mas é essencial quando o interesse é conhecer a variabilidade temporal do clima, o regime de chuvas, as condições para a agricultura e para o planejamento de atividades em ambientes externos e sujeitos a interferência da chuva.

Em Porto Alegre (Fig. 2a), pode-se notar que o período mais úmido do ano inicia-se em maio e estende-se até dezembro, quando começa uma fase de seca moderada, representado pela área vermelha abaixo da linha do zero.

Na figura referente a Cuiabá (Fig. 2b), é possível identificar o clima típico da região Centro-Oeste do Brasil, com forte variação sazonal das chuvas e dois períodos bem definidos quanto à disponibilidade de água no solo. Entre dezembro e março, há excesso de água causado pela maior quantidade de chuva em relação à evapotranspiração, enquanto que no período complementar a condição predominante é a de deficiência hídrica, com evapotranspiração potencial menor que a chuva.

A figura referente a Petrolina (Fig. 2c) ilustra a condição típica observada no semi-árido brasileiro, com deficiência em praticamente todos os meses e um curto período em que a chuva e a evapotranspiração se igualam, no mês de março.

Em Campinas (Fig. 2d), tem-se o clima típico de boa parte do interior paulista, do Paraná e Minas Gerais, com chuva abundante no verão e deficiência hídrica fraca no inverno.

¹²Planilhas de balanço hídrico climatológico podem ser acessadas em: <http://www.lce.esalq.usp.br/nurma.html>.

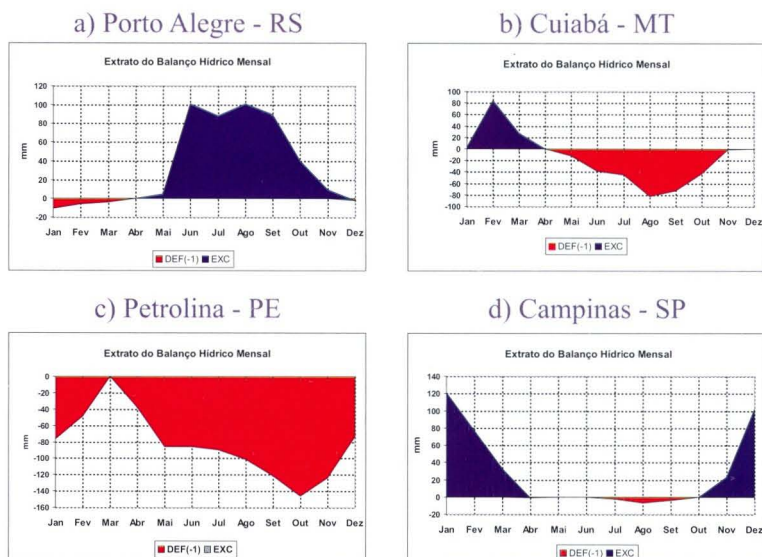


Fig. 2. Extrato do balanço hídrico climatológico para diferentes localidades, ilustrando os períodos de deficiência e excedente hídrico ao longo dos meses.

Fonte: Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" (2008).

Referências bibliográficas

CAMARGO, A. P. de. *Balanço hídrico no Estado de São Paulo*. Campinas, SP: IAC, 1971. 24 p. (IAC. Boletim Técnico, 116).

CAMARGO, A. P. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, SP, v. 21, p. 163-213, 1962.

CAMARGO, A. P.; MARIN, F. R.; SENTELHAS, P. C. et al. Ajuste da equação de Thornthwaite para estimar a evapotranspiração em climas áridos e super-úmidos, com base na amplitude térmica diária. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 7, n. 2, p. 251-257, 1999.

ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA “LUIZ DE QUEIROZ”. Núcleo de Monitoramento Agroclimático. *BHBrasil – balanços hídricos Climáticos de 500 localidades brasileiras*. Disponível em: <<http://www.lce.esalq.usp.br/nurma.html>>. Acesso em: dez. 2008.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas*. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478 p.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. *Evapotranspiração*. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

ROLIM, G. S.; SENTELHAS, P. C.; BARBIERI, V. Planilhas no ambiente EXCEL para os cálculos de balanços hídricos: normal, seqüencial, de cultura e de produtividade real e potencial. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 6, p. 133-137, 1998.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, New York, v. 38, n. 1, p. 55-94, Jan. 1948.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. *The water balance*. Centerton, NJ: Drexel Institute of Technology – Laboratory of Climatology, 1955. 104 p. (Publications in Climatology, v. 8, n. 1).

9

Mudanças Climáticas Globais

O clima é uma representação média das condições meteorológicas de uma região. Nos últimos 65 milhões de anos e por diversas vezes, o clima da Terra sofreu grandes alterações em escalas de tempo que variaram de 10^3 a 10^7 anos, em decorrência de causas naturais como a movimentação de placas tectônicas, alterações orbitais e outros processos mais raros.

Ao discutir este tema, convém lembrar que mudança climática diz respeito a alterações globais das condições climáticas médias, com efeito sobre outros componentes do sistema climático, como a hidrosfera, litosfera e criosfera.

Mudança climática difere de variabilidade climática. O que causa confusão na sociedade quando se discute este tema é o fato que a variabilidade climática refere-se às flutuações em torno da média ao longo de um período, e é uma característica normal e intrínseca do clima.

Variabilidade climática refere-se às flutuações de um dado elemento climático em torno do valor médio ao longo de um período. Assim, o clima pode variar e, dependendo do período de observação, pode-se confundir mudança com variabilidade climática, pois o que pode ser caracterizado como mudança climática na escala de séculos ou décadas poderia, alternativamente, ser considerado apenas como um desvio em relação à média na escala de dezenas de milhares de anos (PEREIRA et al., 2002).

A possibilidade de mudanças no clima global torna-se mais realística ao lembrar-se que a maioria dos gases de Efeito Estufa (GEE's) tem vida longa (de décadas a séculos) na atmosfera até serem removidos. Cálculos recentes com sofisticados modelos climáticos globais mostraram que, mesmo se as concentrações

destes gases na atmosfera fossem mantidas constantes nos valores atuais, a temperatura e o nível do mar continuariam a subir por um longo período.

Ao longo de seus quase quatro bilhões de anos, a Terra já passou por períodos de glaciações e de aquecimento global. A diferença entre as mudanças registradas no passado e o evento que está sendo presenciado agora é a velocidade das alterações.

Para retroceder aos milhares ou milhões de anos e obter a composição atmosférica e variações da temperatura, utilizam-se fontes indiretas de evidência na crosta terrestre. Tais evidências são muito variadas, mas podem ser agrupadas em três categorias principais: biológicas, litogenéticas e morfológicas. Os principais indicadores biológicos incluem fósseis de plantas ou animais, pólen e anéis de crescimento de árvores. Os litogenéticos são as camadas de aluviões lacustres, os depósitos de sal e outros fenômenos de sedimentação, intemperismo, depósitos glaciais e solos fósseis, entre outros. Os indicadores morfológicos incluem formas residuais do relevo como antigas praias, dunas, relevos glaciais e terraços fluviais.

Diversas causas podem ser apontadas como responsáveis por mudanças climáticas globais, entre elas, podem ser listados os fatores astronômicos (variação na excentricidade da órbita terrestre, variação de inclinação do eixo terrestre, variação da emitância solar e mudança na precessão dos equinócios) e terrestres (proporção entre oceanos e continentes, atividade vulcânica, tamanho das calotas polares, composição atmosférica e deriva continental). Atualmente, a alteração na composição atmosférica decorrente da ação antrópica é apontada como a principal causa das mudanças climáticas.

Apesar das causas das variações climáticas da Terra ainda serem objeto de estudos, está estabelecido que o clima tenha variado durante a história da Terra. Cálculos indicam que a Terra possui de três a quatro bilhões de anos, mas a paleoclimatologia, ciência que se dedica ao estudo de climas passados, somente é capaz de cobrir de 500 a 600 milhões de anos.

Cerca de 600 milhões de anos atrás ocorreu uma extensiva glaciação na Groenlândia, África, Austrália e Ásia, sucedida por um período de temperaturas mais altas ao longo de 150 milhões de anos, entre 500 e 350 milhões de anos atrás. Nova era glacial se formou de

350 a 300 milhões de anos atrás, quando geleiras cobriam o que atualmente se conhece como América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártida, que unidas formavam o continente chamado Gondwana.

Nos últimos 600 milhões de anos ocorreram três períodos de glaciação. A mais recente ocorreu há 20.000 anos e se prolongou até cerca de 8500 anos atrás, quando as geleiras continentais da Europa já haviam recuado até as suas posições atuais. Entre 7000 a 5000 anos atrás, registros indicam que a Terra era um pouco mais quente que na época atual, com tendência de temperaturas declinantes desde então, com alguns períodos mais frios entre 2800 e 350 anos atrás. A mais recente queda na temperatura média global causou a chamada “pequena era do gelo”, entre 1850 e 1500 anos atrás.

As medidas de temperatura feitas em estações meteorológicas em todo o globo desde 1860 apontam para um aumento médio da temperatura de $0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ durante o século XX (IPCC, 2007a, b). Os maiores aumentos foram em dois períodos: 1910 a 1945 e 1976 a 2000 (Fig. 1).

Evidências secundárias desse aquecimento são as variações da cobertura de neve das montanhas e de áreas geladas; o aumento do nível global dos mares; o aumento das precipitações e da cobertura de nuvens; o El Niño e eventos extremos de mau tempo durante o século XX.

Dados de satélite, por exemplo, mostram uma diminuição de 10% na área que é coberta por neve desde os anos 60. A área da cobertura de gelo no Hemisfério Norte, na primavera e verão, também diminuiu em cerca de 10% a 15% desde 1950 e houve retração das montanhas geladas em regiões não polares durante todo o século XX.

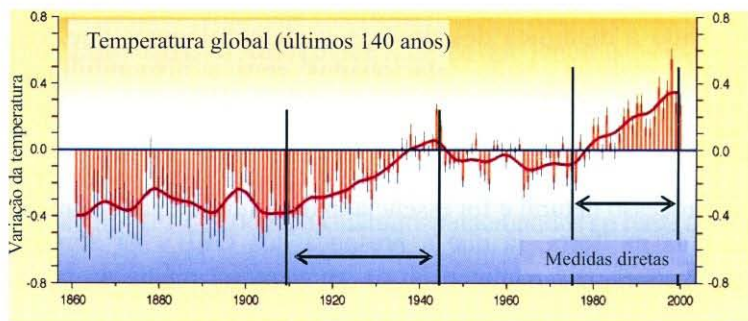


Fig. 1. Variação da temperatura média global nos últimos cento e quarenta anos.
Fonte: IPCC (2007a, b), adaptadas pelos autores.

Esse padrão de variação do clima da Terra passou a mostrar algumas modificações desde a Revolução Industrial, em decorrência do crescimento populacional, do alto consumo energético e da elevação das emissões de CO_2 para a atmosfera. Nos últimos duzentos anos, a população mundial passou de cerca de 1 bilhão para mais de seis bilhões de pessoas, baseando seu desenvolvimento quase que exclusivamente no uso de combustíveis fósseis, adicionando forçantes antrópicas entre aquelas com potencial para afetar a dinâmica climática.

9.1 Causas das Mudanças Climáticas

O principal efeito do aumento na queima de combustíveis fósseis e consequente emissão de CO_2 e outros GEE é a alteração no balanço de radiação da Terra.

Como apontado por Arrhenius desde o início no século 19 (ARRHENIUS, 1896), o CO_2 (assim como o metano, o óxido nitroso e outros gases) tem a característica de permitir a passagem da radiação eletromagnética com comprimento de onda menor que 4000 nanômetros (ondas curtas), provenientes do Sol, e de absorver boa parte da radiação com comprimentos de onda maiores (ondas longas), emitidas pela superfície da Terra.

Com a elevação na concentração de CO_2 na atmosfera, o aporte de energia emitida pelo Sol que atinge a Terra praticamente não sofreu alteração, mas parte da energia emitida pela Terra em direção ao espaço passou a ser barrada pela atmosfera terrestre e reemitidas à superfície.

Com isso, o balanço de radiação da Terra é alterado, afetando a dinâmica dos processos meteorológicos que, em sua grande maioria, estão relacionados com a disponibilidade de energia radiante. Isso caracteriza o que se convencionou chamar de Efeito Estufa.

Esse processo, ao contrário da imagem associada ao termo, é um processo natural e foi essencial para o surgimento e manutenção da vida na Terra, já que a presença dos GEE's na atmosfera é responsável pela manutenção da temperatura média do globo em

torno dos 15°C. Sem a sua atuação, estima-se que temperatura da Terra seria de aproximadamente -18°C (ACOT, 2007).

Pesquisas realizadas apontam que, entre o ano 1000 e 1750, a concentração de CO₂ oscilava em torno de 280 partes por milhão (ppm) e que, atualmente, está próxima aos 390 ppm (Fig. 2), de acordo com os dados do observatório de Mauna Loa (TANS, 2008).

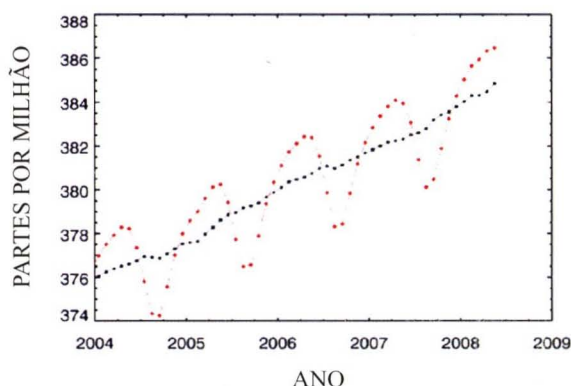


Fig. 2. Variação da concentração de dióxido de carbono na atmosfera entre 2004 e 2008 no observatório de Mauna Loa, Havai.
Fonte: Tans (2008).

Mesmo aumentando em torno de 35% comparado à concentração pré-industrial, a relação casual entre aquecimento global e emissões de GEE é ainda objeto de estudo. Tomando por base as evidências indiretas de que essa relação exista, a polêmica sobre esta questão na comunidade científica já é bem mais amena do que há alguns anos, dadas as fortes evidências de que fenômenos extremos, antes raramente observados, tornaram-se mais comuns e, portanto, mais danosos à humanidade.

As principais projeções climáticas indicam a possibilidade de aumento na temperatura média global de 1,8°C a 4,5°C ao longo deste século (IPCC, 2007a, b). Estudos relacionados ao tema também indicam que essa elevação na temperatura global poderá ser acompanhada de outras modificações nos padrões climáticos, com flutuações temporais e alta variabilidade espacial.

No âmbito dessa polêmica, foi criado em 1988 o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), órgão das Nações Unidas que reúne cientistas de todo o mundo para discutir e sistematizar o conhecimento disponível sobre o tema das mudanças climáticas globais.

Para a elaboração do seu quarto relatório divulgado em 2007 (IPCC, 2007a, b), por exemplo, o IPCC contou com mais de 2000 cientistas de 130 países divididos em três grupos de trabalho: o primeiro deles discutindo os aspectos científicos do clima e das mudanças climáticas globais; o segundo estudando a vulnerabilidade socioeconômica e natural dos ecossistemas, os impactos das mudanças climáticas e as formas de adaptação; e o terceiro grupo dedicado a estudar as formas possíveis para limitar as emissões de gases de Efeito Estufa e os meios de mitigação disponíveis.

O papel do IPCC é avaliar de forma detalhada, objetiva e transparente, as informações científicas, técnicas e socioeconômicas para compreender o risco de mudança climática decorrente das atividades humanas. O IPCC não realiza pesquisas nem faz o monitoramento dos dados relacionados ao clima ou outros aspectos relevantes, mas, ao contrário, baseia sua avaliação nas publicações disponíveis na literatura científica especializada no tema.

O primeiro relatório do IPCC foi divulgado em 1990 (IPCC, 1991), conduzindo a assembléia geral das Nações Unidas para a preparação de uma estrutura de Convenções de Mudanças Climáticas das Nações Unidas (UNFCCC).

O segundo relatório, divulgado em 1996 (IPCC, 1995), foi importante por ter embasado as discussões que deram origem ao Protocolo de Kyoto, marco para a questão das mudanças climáticas, discutido com mais detalhes a seguir.

O terceiro relatório do IPCC foi divulgado em 2001 (IPCC, 2001), a partir da análise de um extenso conjunto de dados climáticos de todo o globo terrestre, sendo que os cientistas puderam identificar que a temperatura média global aumentou 0,65°C ao longo do século passado; a temperatura dos primeiros 8 km da atmosfera subiu 0,1°C por década entre 1960 e 2000; a cobertura por neve e gelo diminuiu sobre a face da Terra; o nível médio dos mares subiu e a energia

térmica armazenada nos oceanos aumentou; houve aumento na probabilidade de ocorrência de eventos extremos.

Este relatório também apresentou um conjunto de cenários de emissões considerando várias trajetórias socioeconômicas de desenvolvimento até 2100. Tomando por base as emissões registradas no ano 2000, os cenários traçados indicaram variações nas concentrações dos GEE's, entre um decréscimo de 4% (cenário B1 de forte redução nas emissões) até um aumento de 320% (cenário A2, considerando aumento das emissões e manutenção das taxas de crescimento observadas nas duas últimas décadas).

O quarto relatório do IPCC divulgado em 2007 (IPCC, 2007a, b), foi, sem dúvida, o que causou maior impacto na sociedade em todo o mundo, pelo conteúdo, pela abordagem envolvendo incertezas e comprovando a responsabilidade antrópica que, ao ser desconsiderada nos modelos, provocou um desvio grande entre os dados projetados e observados.

Outra razão para o forte impacto causado pelo relatório, talvez tão ou mais importante que seu conteúdo, foi o fato de que a sociedade já estava minimamente informada e parcialmente esclarecida quanto aos possíveis danos decorrentes das mudanças climáticas. Isso, contudo, não diminui a importância (e a preocupação) decorrente dos resultados do quarto relatório, mas, enfatiza a intensa cobertura da mídia e a grande ressonância do trabalho do IPCC em todo o globo.

Vale, também, rememorar que a fase atual da discussão envolvendo as mudanças climáticas globais e seus impactos, é resultado de um longo e insistente trabalho desenvolvido pelos pesquisadores, professores, jornalistas e outros interessados pelo tema. Este trabalho foi realizado no sentido de construir uma base de informações técnico-científicas que embasassem a discussão e alertassem a população para o tema e para importância de se alterar o padrão de emissões de gases de efeito estufa na atmosfera.

Como já abordado, a causa mais provável para o aquecimento do planeta é o incremento na concentração de um conjunto de gases (vide Capítulo 2) causadores do Efeito Estufa. Na verdade, da energia radiante emitida pela superfície terrestre em direção ao espaço, cerca de 9% na faixa espectral de 8 a 11,5 μ m

(micrômetros) consegue atravessar a atmosfera terrestre e escapar em direção ao espaço sideral.

A energia emitida pela superfície terrestre nos demais comprimentos de onda é barrada pela atmosfera terrestre como efeito da presença de determinados gases que a compõe. Com um maior número de moléculas dos GEE's na atmosfera, aumenta a quantidade total de energia radiante de onda longa emitida pela superfície terrestre que é absorvida pela atmosfera.

Essa energia é, por sua vez, reemitida por essas moléculas em direção ao espaço sideral e em direção à superfície terrestre e, por esta razão, quanto maior a concentração dos GEE's, maior a quantidade de energia que fica presa entre o sistema superfície-atmosfera (Fig. 3).

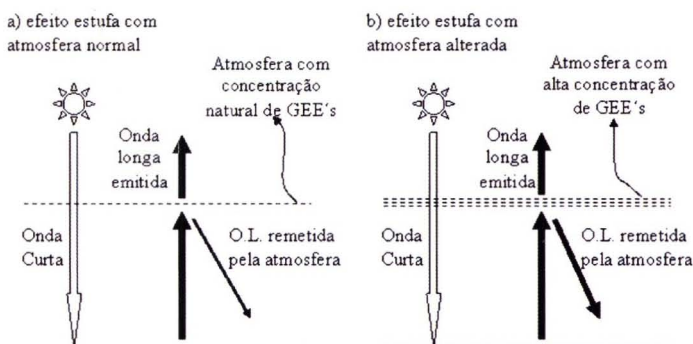


Fig. 3. Representação esquemática do balanço de radiação da atmosfera terrestre antes (a) e depois da Revolução Industrial (b), com aumento da concentração de gases de Efeito Estufa.

Além dos gases dióxido de carbono, metano e óxido nitroso, principais causadores do Efeito Estufa, vale mencionar o vapor d'água. A nebulosidade atmosférica tem um efeito importante sobre as perdas radiativas da superfície da Terra.

Quanto maior a umidade e mais intensa a presença de nuvens, menores serão as perdas de energia radiante para o espaço. Essa propriedade do vapor d'água pode ser observada em noite de céu limpo, quando a temperatura cai para níveis mais baixos que os observados em noites de céu encoberto, com presença de nuvens.

Esse fenômeno ocorre devido à absorção pela água da radiação de ondas longas emitida pela superfície e consequente re-

emissão de volta a ela, relacionado à formação de geadas. Os agricultores, ainda que intuitivamente, conhecem bem esta regra e só se preparam para a ocorrência de geadas em noites de céu claro, pouco vento e sem nuvens, quando a temperatura mínima atinge valores muito baixos, causando danos às culturas agrícolas.

9.2 Mecanismos de Controle das Mudanças Climáticas

O Protocolo de Kyoto estabeleceu três mecanismos de flexibilização para atingir as metas de redução de emissão: 1) implementação conjunta, 2) comércio de emissões e, 3) mecanismo de desenvolvimento limpo (MIGUEZ, 2001). Nesta oportunidade, ficou estabelecido que, para que estes mecanismos fossem efetivamente implementados, havia a necessidade de consenso entre as partes envolvidas em relação aos procedimentos e regulamentações das responsabilidades internacionais.

Assim, foi estabelecido que o protocolo entrasse em vigor 90 dias após a ratificação de um conjunto de países tidos como importantes emissores de GEE que representassem, em 1990 (Tabela 1), pelo menos 55% das emissões totais de dióxido de carbono do planeta Terra. Entretanto, o Protocolo só entrou em vigor em fevereiro de 2005, quando a Rússia assinou o tratado assumindo o compromisso em reduzir as suas emissões.

Tabela 1. Total das emissões de dióxido de carbono de alguns países (Anexo I em 1990), para os fins do Artigo 25 do Protocolo de Kyoto¹³.

Parte	Emissões (Gg)	Porcentagem
Alemanha	1.012.443	7,4
Austrália	288.965	2,1
Áustria	59.200	0,4
Canadá	457.441	3,3
Espanha	260.654	1,9
EUA	4.957.022	36,1
Federação Russa	2.388.720	17,4
Grécia	82.100	0,6
Itália	428.941	3,1
Japão	1.173.360	8,5
Noruega	35.533	0,3
Nova Zelândia	25.530	0,2
Países Baixos	167.600	1,2
Polônia	414.930	3
Portugal	42.148	0,3
Reino Unido	584.078	4,3
República Checa	169.514	1,2
Romênia	171.103	1,2
Suécia	61.256	0,4
Suíça	43.600	0,3

Fonte: Brasil, Ministério da Ciência e Tecnologia¹⁴

Uma das idéias implantadas pelo Protocolo de Kyoto para amenizar os prejuízos causados pela incalculável quantidade de dióxido de carbono já emitida por esses países é o Mecanismo de Desenvolvimento Limpo (MDL). Este mecanismo consiste na formulação de projetos de inovação na área de produção de bens e

¹³Dados baseados em informações recebidas das 34 Partes do Anexo I que submeteram suas primeiras comunicações nacionais em 11 de dezembro de 1997, ou antes, dessa data, compiladas pelo Secretariado em vários documentos (A/AC.237/81; FCCC/CP/1996/12/Add.2 e FCCC/SB/1997/6). Algumas das comunicações continham dados sobre as emissões de CO₂ por fontes e remoções por sumidouros resultantes de mudança do uso da terra e florestas, porém esses dados não foram incluídos, porque as informações foram relatadas de diferentes modos.

¹⁴<http://www.mct.gov.br/clima/>. Acesso em 10/10/2007.

energia ou aproveitamento de resíduos que permitissem a redução das emissões em relação aos métodos convencionais.

Os grandes focos do MDL são: fontes renováveis e alternativas de energia, eficiência na conservação de energia, reflorestamento, entre outros. Nesse contexto, a questão da bioenergia toma papel relevante, por representar uma fonte que não provoca o incremento nas concentrações de CO_2 na atmosfera, ainda que as taxas de emissões dos automóveis movidos a combustível renovável sejam praticamente as mesmas daquelas observadas em veículos movidos com diesel, gasolina ou gás natural.

A grande diferença está no processo de obtenção do biocombustível, extraindo previamente carbono da atmosfera por meio da fotossíntese. Assim, enquanto as fontes não renováveis implicam, certamente, em aumento na concentração de CO_2 , as fontes limpas têm, na verdade, impacto nulo na concentração de CO_2 , já que as moléculas emitidas pelos escapamentos dos carros e chaminés das indústrias foram, em algum momento de seu ciclo de vida, absorvidos da atmosfera.

9.3 Impactos das Mudanças Climáticas

Nos relatórios divulgados pelo IPCC, uma informação que merece destaque é a que trata dos impactos das mudanças climáticas sobre os ecossistemas, com possíveis consequências negativas sobre a alimentação da humanidade e sobre a vida de uma vasta gama de espécies na Terra.

Apesar de estarem entre os ecossistemas em que são identificadas as maiores dificuldades para o estabelecimento de estratégias de adaptação às mudanças climáticas (MALCOLM, 1998), as florestas estão entre os mais vulneráveis às mudanças climáticas globais (NABUURS et al., 2002). Isto ocorre pelo fato delas possuírem dinâmica e distribuição fortemente relacionados às condições climáticas, especialmente no que concerne à temperatura e à chuva (SALIS et al., 1995; TORRES et al., 1997; SCUDELLER, 2002) e por apresentarem dependência ecológica de longo prazo em relação a essas variáveis (IPCC, 2001).

Espera-se que as mudanças climáticas globais afetem severamente os ecossistemas em todas as latitudes (DOBSON et al., 1989). Na região tropical, o impacto das mudanças climáticas pode ser irreversível e ecossistemas inteiros, de grande valor, podem ser perdidos (NABUURS et al., 2002; MATA, 1996). Alterações na concentração de CO₂, na quantidade de chuvas, no regime de temperatura e no aumento da frequência de eventos extremos poderão provocar mudanças na estrutura e na dinâmica dos ecossistemas florestais, com impactos sobre a fauna e a flora (POUNDS; CRUMP, 1994; DONNELLY; CRUMP, 1998; NADKARNI; SOLANO, 2002).

Segundo Joly (2002) e Brown Junior e Ab'Saber (1979), as áreas atualmente ocupadas pela Mata Atlântica e a Floresta Amazônica foram definidas há aproximadamente 18.000 anos, quando houve o último período de frio e seca mais pronunciada no continente. Joly et al. (1999) e Forni-Martins e Martins (2000) encontraram evidências, baseadas em estudos de distribuição de espécies e em análises citológicas, de que os ecossistemas florestais brasileiros passaram por grandes modificações em decorrências de mudanças climáticas.

Um aspecto que parece ser de consenso é o que relaciona o aumento na temperatura com a elevação nas taxas de evapotranspiração das comunidades vegetais, ambas decorrentes da maior disponibilidade de energia radiante na atmosfera. Maiores taxas de evaporação das águas dos oceanos também são esperadas e isso acarretará em elevação na concentração de vapor de água na atmosfera e, por conseguinte, aumento das precipitações em torno de 15% a 30% (IPCC, 2001).

Para sistemas agrícolas já há evidências de que esse aumento na quantidade de chuvas não seria suficiente para compensar a elevação nas necessidades hídricas das principais culturas agrícolas nas condições brasileiras, com grande potencial de impacto socioeconômico em consequência da deficiência hídrica provocada pela elevação da temperatura (ASSAD et al., 2004).

Para os ecossistemas naturais, a temperatura e a chuva representam fatores importantes da dinâmica da vegetação, na sua dispersão e composição. Comunidades florestais que apresentam

grande capacidade de troca de massa e energia com a atmosfera atuam como importante fator de controle local e regional do clima (NOBRE et al., 1991) e, normalmente, são dependentes de grande disponibilidade hídrica para sua estabilidade temporal.

Estudos sobre a importância das florestas no balanço de carbono da Terra ainda não foram suficientes para elucidar por completo os mecanismos reguladores do ciclo do carbono entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera (GRACE et al., 1996; HOUGHTON, 2003).

Entretanto, forneceram evidências de que as florestas tropicais têm papel fundamental no balanço de carbono da Terra e sua conversão para outras formas de uso do solo menos ricas em carbono representam uma transferência de CO₂ para a atmosfera de até 3,6 bilhões de toneladas por ano (IPCC, 1991).

Em contrapartida, estudos realizados na Amazônia indicam que as florestas tropicais atuam como sumidouro de carbono mesmo após o clímax de desenvolvimento (GRACE et al., 1996; COSTA et al., 2000). Os autores destes estudos quantificaram que as taxas de absorção de dióxido de carbono podem chegar a 6% em relação ao fluxo diário, com forte dependência da temperatura ambiente.

Com base nesses dados, pode-se inferir que a Amazônia retiraria da atmosfera cerca de 500 bilhões de toneladas por ano, reforçando a importância da floresta e contradizendo a idéia que florestas maduras têm balanço nulo de carbono.

Segundo Markhan e Malcolm (1996), grande número de estudos tem sido realizado ao longo da última década buscando conhecer o impacto potencial das mudanças climáticas sobre a diversidade biológica e a estabilidade dos ecossistemas florestais em todo o mundo. Uma contribuição importante destes trabalhos é o estabelecimento de relações entre a diversidade desses biomas com seus respectivos níveis de sensibilidade às mudanças climáticas, considerando o papel da ação antrópica sobre o grau de sensibilidade dos ecossistemas.

Baseado em modelos de fluxo de massa e energia, Malcolm (1998) observou que áreas fragmentadas são mais suscetíveis ao aquecimento global e ao déficit hídrico do que ecossistemas bem conservados e ocupando grandes áreas. Friend e Cox (1995),

utilizando modelos climáticos adaptados às florestas tropicais, simularam a elevação da concentração de CO_2 para o dobro da atual, observando queda de 9% na taxa de transpiração devido à redução na abertura dos estômatos, consequência da maior disponibilidade de CO_2 no ambiente e da queda na umidade do ar.

Dentre as ações que podem ser tomadas para minimizar os impactos de mudanças climáticas, Peters e Darling (1985) sugerem que, na definição de novas áreas de conservação florestal, sejam priorizadas as áreas consideradas limites para espécies que se pretenda proteger.

Os autores também enfatizam que áreas com maior variação de altitude e com diversos tipos de solo seriam mais recomendadas por permitirem a migração das espécies mais sensíveis ao aquecimento para os pontos mais elevados (MCNEELY, 1990; SALIS et al., 1995).

Assim, a ampliação da área das reservas e o aumento em seu número também são estratégias importantes para a manutenção da diversidade biológica dos ecossistemas, ainda que nem sempre a expansão das áreas protegidas represente ganhos em termos de adaptabilidade (HALPIN, 1997).

Sob o ponto de vista ecológico, são bem conhecidas as vantagens advindas do estabelecimento de corredores de vegetação entre áreas florestais próximas, especialmente no que se refere ao deslocamento de animais e à disseminação genética das espécies vegetais.

Contudo, quando se considera a hipótese de mudanças climáticas mais intensas, os corredores de vegetação também podem contribuir de forma decisiva para a migração de espécies em resposta às mudanças biogeográficas (HUNTER et al., 1988; JOLY, 2002).

É evidente que esta vantagem adicional pode ser utilizada como estratégia de adaptação às eventuais mudanças climáticas apenas nos casos em que houvesse grandes áreas, com boa variabilidade climática, conectadas entre si.

Outra estratégia adaptativa às mudanças climáticas seria a intervenção sobre os habitats naturais de modo a torná-los mais adequados à sobrevivência das espécies ou para minimizar as alterações. Markhan e Malcolm (1996) apresentam uma série de

intervenções utilizadas atualmente no manejo de ecossistemas naturais e que poderiam ser aplicadas como medidas para minimização de impacto e adaptação de espécies animais e vegetais às mudanças climáticas.

Experimentos com diversas culturas têm demonstrado uma tendência de elevação na produtividade sob condições controladas e com concentração elevada de CO_2 , com redução na concentração de nitrogênio nas plantas (CONROY, 1992; COTRUFO et al., 1998), com possíveis efeitos sobre o valor nutricional das partes colhidas e, possivelmente, das interações planta-patógeno (COTRUFO et al., 1998; FUHRER, 2003).

Para algumas espécies, contudo, o aumento na concentração de CO_2 não resulta em ganhos de produtividade, pois nem sempre o aumento na produção depende da fotossíntese, mas sim da capacidade de drenagem de fotoassimilados pelos grãos (FUHRER, 2003).

De acordo com a revisão feita por Kimball et al. (2002), o enriquecimento da atmosfera com CO_2 estimularia a produção de biomassa em gramíneas C3 em cerca de 12% na produção de grãos de trigo (*Triticum aestivum* L.), do arroz (*Oryza sativa* L.) entre 10 e 15% e, em batata (*Solanum tuberosum* L.), o ganho de produtividade pode chegar a 28%.

O aquecimento do ar também eleva as taxas de evapotranspiração, com aumento no consumo de água por parte das plantas e, portanto, esvaziando o reservatório “solo” mais rapidamente. A segunda consequência seria a redução do ciclo das culturas, principalmente nas plantas C4, tornando-as mais eficientes em termos de assimilação e transformação energética, porém mais sensíveis à deficiência hídrica. A análise dos impactos do aumento da temperatura e da chuva na agricultura deve, então, ser feita no tempo e no espaço.

Estudos da Embrapa em conjunto com diversas instituições parceiras (ASSAD et al., 2004; ASSAD et al., 2008¹⁵) apontam que os impactos das mudanças climáticas poderiam afetar profundamente a produção de milho e soja no Brasil, caso as mesmas condições de cultivo e as variedades atuais fossem submetidas às novas condições do clima.

As Fig. 4 e 5 ilustram as projeções de impactos sobre as culturas de milho e soja no Brasil, considerando os cenários

¹⁵Disponível em - <http://www.agritempo.gov.br/clima/agricultura/>

climáticos para 2020, 2050 e 2070 elaborados para o Brasil (ASSAD et al., 2008). No caso do milho, as simulações indicaram que a área de baixo risco à cultura poderia sofrer redução entre 12%, em 2020 e 17%, em 2070, com perdas econômicas da ordem de R\$ 1,73 bilhões. Avaliando o efeito sobre a cultura da soja, espécie mais sensível ao calor e à falta de chuva, tem-se que o impacto negativo seria ainda mais pronunciado, com perda de cerca de 35% da área indicada ao cultivo da cultura e prejuízo de R\$ 6,4 bilhões até 2070, admitindo-se um cenário otimista em relação às mudanças climáticas, aquele em que se admite que as emissões de GEE's serão reduzidas em comparação com os padrões atuais.

Em âmbito global, diversos estudos têm sido conduzidos para estimar os possíveis impactos da mudança do clima sobre as produções de culturas agrícolas. Eles são baseados em modelos de circulação geral da atmosfera, apontando que áreas tropicais e subtropicais na América e África, muito dependentes da agricultura e próximas às regiões semi-áridas, seriam mais afetadas que zonas temperadas.

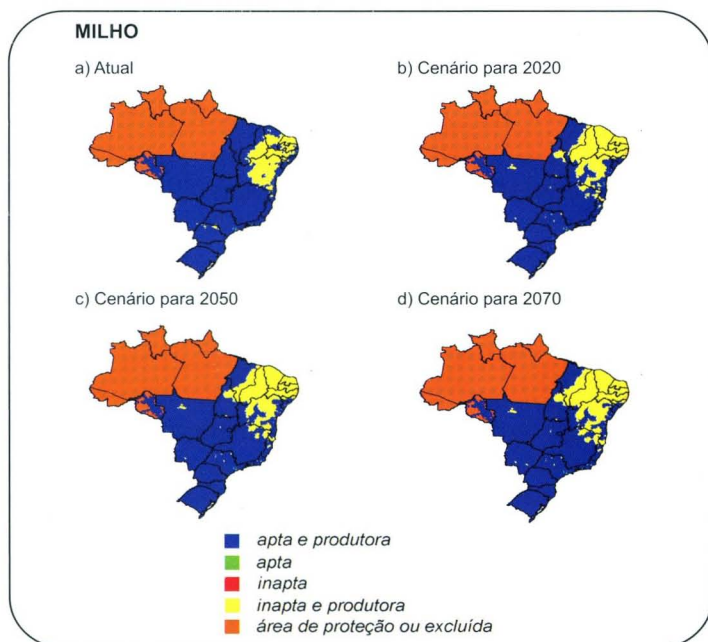


Fig. 4. Projeção de impacto das mudanças climáticas sobre a cultura do milho no Brasil, simulando-se cenários para quatro datas diferentes: a) cenário atual; b) cenário para 2020; c) cenário para 2050; e d) cenários para 2070.

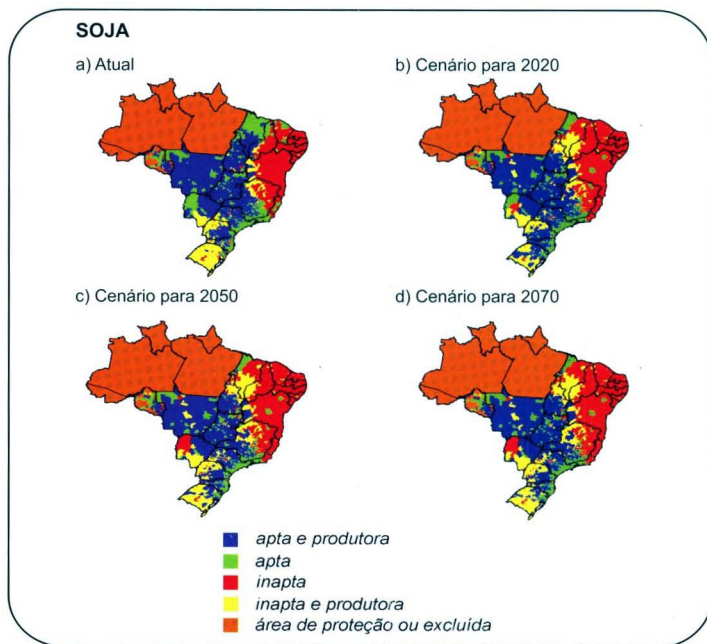


Fig. 5. Projeção de impacto das mudanças climáticas sobre a cultura da soja no Brasil, simulando-se cenários para quatro datas diferentes: a) cenário atual; b) cenário para 2020; c) cenário para 2050; e d) cenários para 2070.

A agricultura, além de ser uma atividade passível de sofrer fortemente os impactos das mudanças climáticas, é hoje considerada também como uma fonte importante de emissões de GEE's para a atmosfera.

Desde a década de 70, quando a agricultura passou por diversas modificações, dando origem ao que se convencionou chamar de Revolução Verde¹⁶, processos que até então era realizados utilizando o trabalho do homem ou de animais passaram a ser executados por máquinas baseadas em combustíveis fósseis.

Além disso, o emprego do fertilizante e outras substâncias químicas para o manejo das lavouras também exigiu sua

¹⁶Revolução verde refere-se à invenção e disseminação de novas sementes e práticas agrícolas que permitiram um vasto aumento na produção agrícola em países menos desenvolvidos durante as décadas de 60 e 70. O modelo se baseia na utilização intensiva de sementes melhoradas (particularmente sementes híbridas), insumos industriais (fertilizantes e agrotóxicos), mecanização e diminuição do custo de manejo.

fabricação em larga escala utilizando grandes quantidades de energia não renovável.

Estima-se que, atualmente, a agricultura contribua com cerca de 20% das emissões dos gases que causam Efeito Estufa e em torno de 8% da energia utilizada comercialmente no mundo.

Atribui-se também à atividade agropecuária a emissão de grandes quantidades de metano, óxido nitroso, monóxido de carbono e óxido nítrico. Nesta conta, entretanto, não foram incluídas as emissões de CO₂ decorrentes da substituição de florestas pela atividade agrícola, um problema especialmente importante nos países em desenvolvimento, notadamente o Brasil.

Referências bibliográficas

ACOT, P. Breve história do clima. *Ciência e Ambiente*, Campinas, SP, v. 34, p. 13-24, 2007.

ARRHENIUS, S. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of ground. *Philosophical Magazine*, v. 41, n. 251, p. 237-276, Apr. 1896.

ASSAD, E. D.; PINTO, H. S.; ZULLO JUNIOR, J.; ÁVILA, A. M. H. Impacto das mudanças climáticas no zoneamento agroclimático do café no Brasil. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, DF, v. 39, n. 11, p. 1057-1064, nov. 2004.

ASSAD, E. D.; PINTO, H. S.; ZULLO JUNIOR, J.; MARIN, F. R.; PELEGRINO, G.; EVANGELISTA, S. R.; OTAVIAN, A. F. *Aquecimento global e a nova geografia da produção agrícola no Brasil*. Brasília, DF: Embaixada Britânica, 2008. 82 p.

BROWN JUNIOR, K. S.; AB' SABER, A. N. *Ice-age forest refuges and evolution in the neotropics: correlation of paleoclimatological, geomorphological and pedological data with modern biological endemism*. São Paulo, IDEOG-USP, 1979. 30 p. (Série Paleoclimas, 5).

CONROY, J. P. Influence of elevated atmospheric CO₂ concentrations on plant nutrition. *Australian Journal of Botany*, v. 40, n. 4-5, p. 445-456, 1992.

COSTA, R. F.; PEREIRA, A. R.; FISCH, G. F.; CULF, A.; MALHI, Y.; NOBRE, C. A.; NOBRE, A. D. A mitigação do CO₂ atmosférico na Amazônia brasileira central durante um período seco. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 8, n. 1, p. 275-281, 2000.

COTRUFO, M. F.; INESON, P.; SCOTT, A. Elevated CO₂ reduces the nitrogen concentration of plant tissues. *Global Change Biology*, v. 4, n. 1, p. 43-54, 1998.

DOBSON, A.; JOLLY, A.; RUBENSTEIN, D. The greenhouse effect and biological diversity. *Trends Ecol. Evol.*, v. 4, n. 3, p. 64-68, 1989.

DONNELLY, M. A.; CRUMP, M. L. Potential effects of climate change on two neotropical amphibian assemblages. *Climate Change*, v. 39, n. 2-3, p. 541-561, 1998.

FORNI-MARTINS, E. R.; MARTINS, F. R. Chromosome studies in plants of the Brazilian "cerrado". *Genetics and Molecular Biology*, v. 23, n. 4, p. 947-955, 2000.

FRIEND, A. D.; COX, P. M. Modelling the effects of atmospheric CO₂ on vegetation-atmosphere interactions. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 73, n. 3-4, p. 285-295, 1995.

FUHRER, J. Agroecosystem responses to combinations of elevated CO₂, ozone, and global climate change. *Agricultural, Ecosystem & Environment*, v. 97, n. 1-3, p. 1-20, 2003.

GRACE, J.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; MIRANDA, H. S. Carbon dioxide flux over Amazonian rain forest in Rondônia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). *Amazonian deforestation and climate*. New York: John Wiley, 1996. p. 307-318.

HALPIN, P. N. Global climate change and natural-area protection: management responses and research directions. *Ecological Applications*, v. 7, n. 3, p. 828-843, Aug. 1997.

HOUGHTON, R. A. Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different? *Global Change Biology*, v. 9, n. 4, p. 500-509, 2003.

HUNTER, M. L.; JACOBSON JUNIOR., G. L.; WEBB III, T. Paleoecology and the coarse-filter approach to maintaining biological diversity. *Conservation Biology*, v. 2, n. 4, p. 375-385, 1988.

IPCC, 1991. *Climate change 1990: the IPCC response strategies*. Washington, DC: Island Press, 1991. 273 p.

IPCC, 1995. *Climate change 1995: impacts, adaptations, and mitigation of climate change: scientific-technical analyses: contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York: Cambridge University Press, 1996. 878 p. Editors: R. T. Watson et al.

IPCC, 2001. *Climate change 2001: the scientific basis: contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2001. 881 p. Editors: J. T. Houghton et al.

IPCC, 2007a. *Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability: contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007. 976 p. Editors: M. L. Parry et al.

IPCC, 2007b. *Climate change 2007: the physical science basis: contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007. 996 p. Editors: S. Solomon et al.

JOLY, C. A. *A Mata Atlântica e o aquecimento global*. 2002. Disponível em: <<http://www.comciencia.br/reportagens/clima/clima15.htm>>. Acesso em: 10 nov. 2005.

JOLY, C. A.; AIDAR, M. P. M.; KLINK, C. A.; MCGRATH, D. G.; MOREIRA, A. G.; MOUTINHO, P.; NEPSTAD, D. C.; OLIVEIRA, A. A.; POTT, A.; RODAL, M. J. N.; SAMPAIO, E. V. S. B. Evolution of the Brazilian phytogeography classification systems: implications for biodiversity conservation. *Ciência e Cultura*, v. 51, n. 5/6, p. 331-368, 1999.

KIMBALL, B. A.; ZHU, J.; CHENG, L.; KOBAYASHI, K.; BINDI, M. Responses of agricultural crops to free-air CO₂ enrichment. *Adv. Agron.*, v. 77, p. 293-368, 2002.

MALCOLM, J. R. A model of conductive heat flow in forest edges and fragmented landscapes. *Climatic Change*, v. 39, p. 487-502, n. 2-3, July, 1998.

MARKHAN, A.; MALCOLM, J. Biodiversity and wildlife: adaptation to climate change. In: SMITH, J. B. et al. (Ed.). *Adapting to climate change: an international perspective*. New York: Springer, 1996. p. 384-401.

MATA, L. J. A study of climate change impacts on the forests of Venezuela. In: SMITH, J. B. et al. (Ed.). *Adapting to climate change: an international perspective*. New York: Springer, 1996. p. 347-358.

MCNEELY, J. A. Climate change and biological diversity: policy implications. In: BOER, M. M.; GROOT, R. S. (Ed.). *Landscape ecological impacts of climate change*. Amsterdam: IOS Press, 1990. p. 406-428.

MIGUEZ, J. D. G. A Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre mudança do clima e o Protocolo de Quioto. In: LIMA, M. A.; CABRAL, O. M. R.; MIGUEZ, J. D. G. (Ed.). *Mudanças climáticas globais e a agropecuária brasileira*. Jaguariúna: Embrapa Meio Ambiente, 2001. 397 p.

NABUURS, G.-J.; PUSSINEN, A.; KARJALAINEN, T.; ERHARD, M.; KRAMER, K. Stemwood volume increment changes in European forest due to climate change – a simulation study with the EFISCEN Model. *Global Climate Change*, v. 8, n. 4, p.304-316, Nov. 2002.

NADKARNI, N. M.; SOLANO, R. Potential effects of climate change on canopy communities in a tropical cloud forest: an experimental approach. *Oecologia*, v. 131, p.580-586, 2002.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHULKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, v. 4, n.10, p. 957-988, Oct. 1991.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas*. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478 p.

PETERS, R. L.; DARLING, J. D. S. The greenhouse effect and nature reserves. *BioScience*, v. 35, n. 11, p. 707-717, 1985.

POUNDS, J. A.; CRUMP, M. L. Amphibian declines and climate disturbance: the case of the golden toad and the harlequin frog. *Conservation Biology*, v. 8, n. 1, p.72-85, 1994.

SALIS, S. M.; SHEPHERD, G. J.; JOLY, C. A. Floristic comparison between mesophytic forests of the interior of the state of São Paulo, S.E. Brazil. *Vegetatio*, v. 119, p. 155-164, 1995.

SCUDELLER, V. V. *Análise fitogeográfica da Mata Atlântica - Brasil*. 2002. 204 f. Tese (Doutorado em Biologia Vegetal) – Instituto de Biologia, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

TANS, P. NOAA/ESRL. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>>. Acesso em: 20 jul. 2008.

TORRES, R. B.; MARTINS, F. R.; KINOSHITA, L. S. Climate, soil and tree flora relationships in forests in the state of São Paulo, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Botânica*, v. 20, n. 1, p. 41-49, 1997.



Eduardo Delgado Assad é graduado em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Viçosa, com mestrado e doutorado em Hidrologie et Mathematique na Université Montpellier, França. É pesquisador da Embrapa desde 1987, exercendo, atualmente, a função de Chefe-geral da Embrapa Informática Agropecuária, em Campinas, SP. É coordenador do Sistema Agritempo, em parceria com a Unicamp.



Felipe Gustavo Pilau é graduado em Agronomia pela Universidade Federal de Santa Maria, com mestrado em Agronomia pela mesma universidade e doutorado em Física do Ambiente Agrícola pela Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" (ESALQ), da Universidade de São Paulo. Foi consultor da Embrapa Informática Agropecuária por dois anos e, atualmente, é professor adjunto da Universidade Federal de Santa Maria.

O clima é fator essencial para a caracterização do ambiente e alvo de estudo em diversas áreas do conhecimento. São de longa data os primeiros registros relatando o interesse do homem em relação ao clima e sua influência nas atividades cotidianas da humanidade. Com os gregos, por volta de 400 a.C., o estudo do clima começou a ganhar traços de atividade científica e, há mais de 100 anos, a meteorologia é aceita como ciência formal. No início do século 21, o estudo do clima recebeu um impulso adicional com os relatórios divulgados pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) da ONU, **que versa** sobre as causas do aquecimento global, os ecossistemas e atividades mais vulneráveis e os meios de remediar e conviver com seus efeitos. Desde então, o clima passou a despertar o interesse nos mais diversos ramos da atividade acadêmica, científica e, até mesmo, econômica. Neste contexto, este livro foi concebido, considerando a crescente demanda por material didático sobre o tema e buscando atender, em especial estudantes de diversas áreas interessados no tema, notadamente àquelas relacionadas às ciências ambientais.

O livro está estruturado em duas partes distintas: a primeira trata dos principais elementos climáticos e seu modo de interação com os demais e com os seres vivos; a segunda, estabelece uma relação entre esses elementos básicos e o contexto das mudanças climáticas globais, resgatando o histórico dos estudos que estabeleceram relações entre o clima e a questão ambiental nos últimos 30 anos.