

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
CURSO DE DE GRADUAÇÃO TECNOLÓGICA EM
AGRICULTURA FAMILIAR E SUSTENTABILIDADE



AGROCLIMATOLOGIA

2º semestre



Ministério
da Educação



Presidente da República Federativa do Brasil

Luiz Inácio Lula da Silva

Ministério da Educação

Fernando Haddad

Ministro do Estado da Educação

Ronaldo Mota

Secretário de Educação Superior

Carlos Eduardo Bielschowsky

Secretário da Educação a Distância

Universidade Federal de Santa Maria

Clóvis Silva Lima

Reitor

Felipe Martins Muller

Vice-Reitor

João Manoel Espina Rossés

Chefe de Gabinete do Reitor

André Luís Kieling Ries

Pró-Reitor de Administração

José Francisco Silva Dias

Pró-Reitor de Assuntos Estudantis

João Rodolfo Amaral Flores

Pró-Reitor de Extensão

Jorge Luiz da Cunha

Pró-Reitor de Graduação

Charles Jacques Prade

Pró-Reitor de Planejamento

Helio Leães Hey

Pró-Reitor de Pós-Graduação e Pesquisa

João Pillar Pacheco de Campos

Pró-Reitor de Recursos Humanos

Fernando Bordin da Rocha

Diretor do CPD

Coordenação de Educação a Distância

Cleuza Maria Maximino Carvalho Alonso

Coordenadora de EaD

Roseclea Duarte Medina

Vice-Coodenadora de EaD

Roberto Cassol

Coordenador de Pólos

José Orion Martins Ribeiro

Gestão Financeira

Centro de Ciências Rurais

Dalvan José Reinert

Diretor do Centro de Ciências Rurais

Ricardo Simão Diniz Dalmolin

Coordenador do Curso de Graduação Tecnológica em
Agricultura Familiar e Sustentabilidade a Distância

Elaboração do Conteúdo

Arno Bernardo Heldwein

Sandro P. Medeiros

Professores pesquisadores/conteudistas

Equipe Multidisciplinar de Pesquisa e Desenvolvimento em Tecnologias da Informação e Comunicação Aplicadas à Educação - ETIC

Carlos Gustavo Matins Hoelzel

Coordenador da Equipe Multidisciplinar

Cleuza Maria Maximino Carvalho Alonso

Rosiclei Aparecida Cavichioli Laudermann

Silvia Helena Lovato do Nascimento

Ceres Helena Ziegler Bevilaqua

André Krusser Dalmazzo

Edgardo Gustavo Fernández

Marcos Vinícius Bittencourt de Souza

Desenvolvimento da Plataforma

Ligia Motta Reis

Gestão Administrativa

Flávia Cirolini Weber

Gestão do Design

Evandro Bertol

Designer

ETIC - Bolsistas e Colaboradores

Orientação Pedagógica

Elias Bortolotto

Fabício Viero de Araujo

Gilse A. Morgental Falkembach

Leila Maria Araújo Santos

Revisão de Português

Andréa Ad Reginatto

Ceres Helena Ziegler Bevilaqua

Máisa Augusta Borin

Silvia Helena Lovato do Nascimento

Ilustração e Diagramação

Camila Rizzatti Marqui

Evandro Bertol

Flávia Cirolini Weber

Helena Ruiz de Souza

Lucia Cristina Mazetti Palmeiro

Ricardo Antunes Machado

Suporte Técnico

Adílson Heck

Cleber Righi

Sumário

UNIDADE A - Introdução à Agroclimatologia.....	5	8 Amplitude Térmica do Ar.....	86
1 Introdução à Agroclimatologia.....	5	9 Gradiente Vertical da Temperatura do Ar.....	87
2 Climatologia e Meteorologia.....	7	10 Isotermas.....	89
3 Elementos e fatores do clima.....	7	Unidade H - Vento.....	91
4 Instituições governamentais ligadas à Climatologia e Meteorologia.....	12	1 VENTO.....	91
5 Importância do tempo e do clima na produção vegetal e animal.....	13	2 DIREÇÃO DO VENTO.....	92
UNIDADE B - ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS.....	15	3 VELOCIDADE DO VENTO.....	93
1 ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS.....	15	4 CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA.....	97
2 DEFINIÇÃO.....	15	5 CIRCULAÇÃO SECUNDÁRIA DA ATMOSFERA.....	99
3 CLASSIFICAÇÃO DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE QUANTO A SUA FINALIDADE.....	16	6 VENTOS LOCAIS DO RS.....	100
4 INSTALAÇÃO DE UMA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA.....	17	Unidade I - Evaporação, vapor d'água na atmosfera e condensação.....	102
UNIDADE C - Influência das relações Terra-Sol sobre vegetais e animais.....	22	1 Evaporação.....	102
1 Coordenadas Geográficas.....	22	2 Medida da Evaporação.....	105
2 Movimentos da Terra.....	25	3 Umidade Atmosférica.....	106
3 Cálculo duração astronômica do dia ou comprimento do dia (N).....	32	4 Condensação do vapor d'água na atmosfera.....	114
UNIDADE D - Troposfera.....	35	Unidade J - CHUVA.....	117
1 Composição e divisão da atmosfera.....	35	1 CHUVA.....	117
2 Perfil térmico e características da troposfera.....	37	2 FORMAÇÃO.....	118
3 Importância Agroclimática.....	37	3 CLASSIFICAÇÃO DA CHUVA SEGUNDO A ORIGEM.....	118
Unidade E - RADIAÇÃO SOLAR E TERRESTRE.....	40	4 REGIMES PLUVIOMÉTRICOS.....	119
1 Importância agroclimática.....	40	5 DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA DAS CHUVAS.....	120
2 Espectro solar e infravermelho.....	41	6 MEDIDA DA CHUVA.....	121
3 Interação da radiação com as superfícies naturais.....	44	7 VARIAÇÃO ANUAL E TOTAL ANUAL DA CHUVA NO RIO GRANDE DO SUL.....	123
4 Disponibilidade potencial de radiação solar.....	48	Unidade L - GEADA.....	125
5 Insolação Real ou Brilho Solar (n).....	53	1 Introdução.....	125
6 Medida da radiação solar global.....	55	2 Conceitos de Geada.....	126
7 Balanço de Radiação.....	57	5. Bibliografia.....	133
8 Interpretação das informações agrometeorológicas.....	62	6. Figuras e tabelas.....	134
Unidade F - TEMPERATURA DO SOLO.....	64	Unidade M - PROTEÇÃO CONTRA A GEADA.....	139
1 Importância agroclimática.....	64	1 Introdução.....	139
2 Aquecimento do solo.....	65	2 Métodos de proteção contra a geada ou combate à geada.....	139
3 Propriedades térmicas do solo.....	65	5 Bibliografia.....	152
4 Comportamento térmico da camada do solo agrícola e sua modificação pelas técnicas de cultivo.....	69	Unidade N - Evapotranspiração.....	154
5 Medida da Temperatura do solo.....	73	1 Introdução.....	154
6 Interpretação das informações agrometeorológicas.....	73	2 Fatores atmosféricos que afetam a evapotranspiração potencial.....	155
Unidade G - Temperatura do Ar.....	75	3 Definição de termos.....	160
1 Importância agroclimática.....	75	4 Estimativa da evapotranspiração potencial ou de referência.....	164
2 Aquecimento do ar.....	76	Unidade O - Clima do Rio Grande do Sul.....	168
3 Instrumentos convencionais de medida da temperatura do ar.....	78	1 Introdução.....	168
4 Variação diária da temperatura do ar.....	82	2 Regiões Fisiográficas do Rio Grande do Sul.....	168
5 Variação Anual da Temperatura do Ar.....	83	3 Vento.....	169
6 Temperatura média.....	85	4 Temperatura.....	172
7 Temperaturas Normais.....	85	5 Insolação e disponibilidade de energia solar.....	174
		6 Precipitação.....	175
		7 Deficiências hídricas.....	177
		8 Tipos de Clima do Rio Grande do Sul.....	177
		9 Bibliografia Consultada.....	179

UNIDADE A

Introdução à Agroclimatologia

Introdução

O homem sempre se preocupou com a ocorrência de fenômenos atmosféricos. Mas, atualmente, essa preocupação tem aumentado em virtude da própria ação do homem sobre o meio ambiente. Neste capítulo serão estudadas as definições de clima e tempo, bem como os fatores que atuam na formação do clima. Serão apresentadas algumas instituições que têm como objeto de estudo as previsões de clima e tempo.

Objetivos

- diferenciar clima de tempo;
- identificar os fatores que interferem na formação do clima;
- apresentar instituições nacionais ligadas ao clima e o tempo;
- mostrar a importância agrícola do conhecimento do clima e tempo.

1 Introdução à Agroclimatologia

Os fenômenos atmosféricos sempre chamaram a atenção do homem. Ora classificados como belos, como a ocorrência halo solar, neve ou formação de arco-íris; ora acarretaram temores como a incidência de raios, granizo, tempestades... O homem sempre procurou entender a ocorrência desses fenômenos. A sua curiosidade se explica por sua extrema vulnerabilidade quanto à ocorrência de alguns fenômenos que ocasionavam efeitos diretos sobre as suas atividades, como perda de colheitas, destruição de casas, entre outros. Primeiramente, a sua existência foi atribuída à "ira dos deuses". No século IX A.C., os antigos gregos consideravam Zeus como o "Deus do Clima". Assim, a ocorrência de fenômenos atmosféricos destrutivos era atribuída ao descontentamento de Zeus para com os homens. Posteriormente, no ano de 340 A.C., o filósofo grego Aristóteles procurou entender a ocorrência dos fenômenos atmosféricos, realizando anotações de eventos atmosféricos em livro chamado de Meteorológica. Porém, o nível de compreensão dos fenômenos era muito baixo. Um grande impulso para a compreensão dos fenômenos atmosféricos ocorreu durante a

Renascença, período no qual os cientistas passaram a adotar métodos experimentais nos seus estudos. Daquela época, destacam-se os italianos Galileu Galilei, pela criação do termoscópio (espécie de termômetro) em 1592, e Evangelista Torricelli, pela criação do barômetro de mercúrio, em 1643. No século XVIII, o cientista francês Laurent Lavoisier realizou medições diárias de pressão atmosférica, umidade do ar, direção e velocidade do vento com o objetivo de prever as condições atmosféricas. Após este período inicial de descoberta e medidas de algumas variáveis meteorológicas, observou-se um crescente interesse pelos fenômenos atmosféricos, sendo que, no século XX, ocorreu um grande salto no estudo da atmosfera. Após, a 1ª. Grande Guerra Mundial, surgiu a hipótese de que a atmosfera seguia leis da física e, assim, equações matemáticas poderiam ser utilizadas para descrevê-la. Posteriormente, o surgimento de computadores potentes, novos instrumentos de medida e satélites meteorológicos proporcionaram maior segurança e confiabilidade na compreensão, mensuração e previsão dos fenômenos atmosféricos. Atualmente, a tecnologia e as informações existentes referentes aos fenômenos atmosféricos permitem obter um melhor entendimento da atmosfera. Apesar de ainda não podemos compreender totalmente o seu comportamento, o conhecimento acumulado tem permitido diminuir a vulnerabilidade do homem quanto à ocorrência de fenômenos meteorológicos prejudiciais em função das previsões que gradativamente ficam melhores e permitem tomar decisões no sentido de diminuir os riscos de perdas. O zoneamento agrícola é um exemplo claro da grande importância e utilidade da agroclimatologia.

+ SAIBA MAIS

Conheça a história da meteorologia no Brasil e no mundo <http://pt.wikipedia.org/wiki/Meteorologia#Antiguidade>.

i PERSONALIDADE



Wladimir Peter Köppen (São Petersburgo, Rússia, 25 de Setembro de 1846 – Graz, Áustria 22 de Junho de 1940) foi um geógrafo, meteorólogo, climatólogo e botânico alemão (Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Wladimir_K%C3%B6ppen).

Considerado precursor da ciência meteorológica moderna, suas descobertas influenciaram profundamente os rumos das ciências da atmosfera. Tornou-se (1884) o primeiro pesquisador a mapear as regiões climáticas do mundo e sua variação ao longo dos meses do ano. Seu mapa climatológico, que abrangia desde o círculo polar até as latitudes tropicais, representou um progresso para a meteorologia da época com o mapeamento de todas as regiões climáticas do mundo.

Classificou os climas em cinco tipos distintos (1900), baseado nas chuvas e temperaturas, expondo um sistema matemático de classificação climática que durante décadas orientou as técnicas meteorológicas. Mudou-se para Graz, na Áustria (1924), cidade onde permaneceu até morrer e onde, em colaboração com Rudolf Geiger, redigiu seu *Handbuch der Klimatologie* (1927), publicado em cinco volumes (http://pt.wikipedia.org/wiki/Wladimir_K%C3%B6ppen)

2 Climatologia e Meteorologia

A Meteorologia e a Climatologia são ciências que têm como objeto de estudo a atmosfera. A Meteorologia é ciência que trata da atmosfera, enquanto que a Climatologia pode ser definida como uma ciência que estuda o clima.

Para melhor entender essas duas ciências, devemos saber o que é tempo (meteorológico) e clima. O tempo pode ser definido como as condições meteorológicas ocorrentes na atmosfera no momento da observação em dado local. Essas condições meteorológicas podem ser descritas através da quantificação de fenômenos meteorológicos como: evaporação, chuva, direção e velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, pressão atmosférica, tipo e quantidade de nuvens, insolação real, nevoeiros... Essas condições meteorológicas podem ser variáveis no dia e de um dia para outro, observando-se diferenças tanto na sua ocorrência (ex. presença de vento, nevoeiro e nuvens...) quanto na sua intensidade (Ex. aumento da velocidade do vento, da temperatura do ar, da quantidade chuva...). O Clima representa justamente a condição meteorológica média de uma região, sendo geralmente representada por valores médios mensais ou anuais dos fenômenos meteorológicos observados por um longo período de tempo. Para melhor representar o clima, devemos utilizar uma série longa e ininterrupta de observação dos fenômenos meteorológicos, sendo recomendadas médias de no mínimo 30 anos de observação. Para os fenômenos como a chuva, evaporação, insolação também são usados os valores médios acumulados nos diferentes meses e no ano.

Tanto a Meteorologia e quanto a Climatologia estudam a atmosfera, mas existem diferenças entre as duas ciências. A meteorologia estuda toda a atmosfera, desde a superfície do solo até o limite superior da mesma. Já a climatologia se preocupa com os eventos que ocorrem na camada atmosférica em contato com a superfície do solo, ou seja, a baixa troposfera. A meteorologia utiliza observações isoladas dos fenômenos meteorológicos de um determinado dia, mês ou ano. A climatologia utiliza observações realizadas com regularidade durante muitos anos, no mínimo 30 anos, de observações. Além disso, dois locais que possuem o mesmo clima podem ter condições de tempo meteorológico diferentes em um mesmo momento. Por exemplo: uma pode apresentar a ocorrência de chuva, temperatura do ar mais elevada e a outra não. Assim, a condição climática geralmente tem uma abrangência geográfica maior que a condição de tempo.

3 Elementos e fatores do clima

O clima de uma região é caracterizado através dos elementos do

clima, os quais por sua vez, sofrem interferência dos fatores do clima.

3.1 Elementos do clima

Os elementos do clima ou elementos climáticos são os valores médios dos fenômenos meteorológicos da região provenientes de, no mínimo, 30 anos de observações. Entre eles se destacam:

- valores médio da densidade de fluxo da radiação solar global incidente;
- valores médios de insolação;
- valores médios de temperatura do ar, média, máxima e mínima;
- valores médios de velocidade e direção do vento;
- valores médios de umidade relativa do ar;
- valores médios de precipitação;
- valor médio de nebulosidade;
- valores médios de evaporação e evapotranspiração;
- valor médio do número de geadas;
- valores médios de pressão atmosférica.

3.2 Fatores do clima

São fatores que afetam de modo permanente ou periódico os elementos do clima

a) Latitude

Os locais situados nas latitudes de 30 graus sul ou norte possuem menor temperatura média anual do ar que os locais de latitude zero graus na Linha do Equador, além de possuírem maior amplitude térmica anual do ar que os locais próximos da Linha do Equador. A temperatura média no estado do Amapá (2°N) é igual a 25,5°C, enquanto que, no Rio Grande do Sul (30°S), é igual a 18°C.

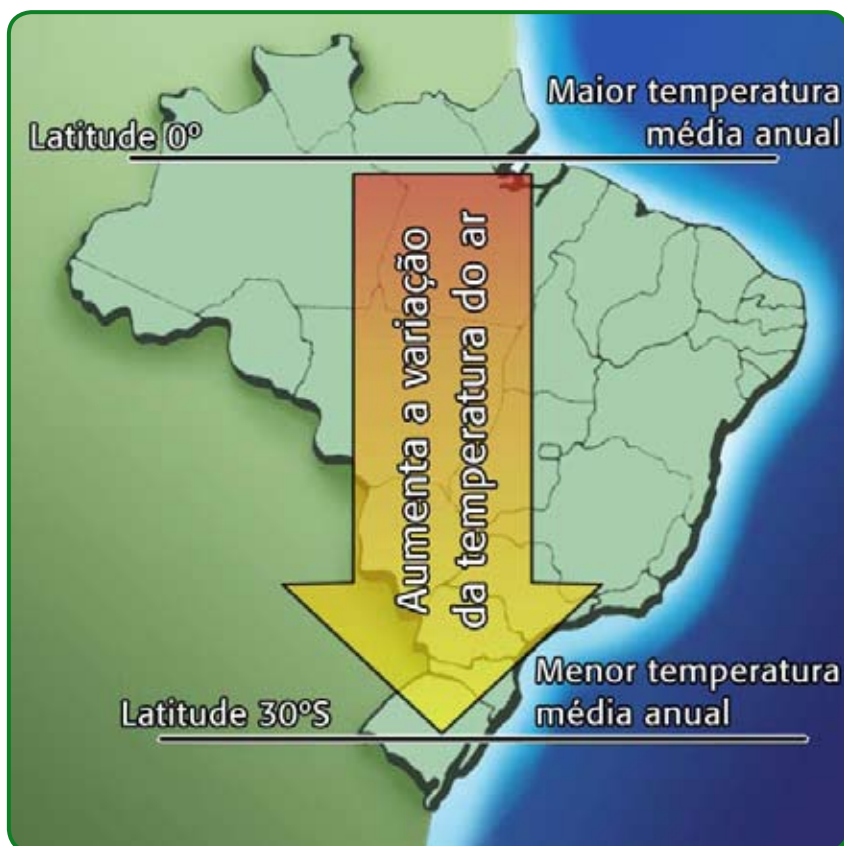


Figura A1- Variação da temperatura do ar com a latitude.

b) Altitude

Os locais de maior altitude (Figura A2, ponto B) sempre têm menores valores de temperatura média do ar e de pressão do ar que os locais próximos que se encontram ao nível médio do ar (Figura A2, ponto A). Ocorre um decréscimo na temperatura do ar de 0,6°C para cada aumento de 100m na altitude na Troposfera (primeiros 8 a 12 km de altitude).

c) Posição no relevo

As localidades situadas nas encostas a barlavento das cadeias de montanhas (Figura A2, ponto B), devido à ocorrência de chuvas de origem orográfica, sempre têm totais de precipitação maiores que os locais situados a sotavento (Figura A2, ponto C). Exemplo: no litoral do Pacífico, antes das Cordilheiras dos Andes, ocorre maior volume de chuvas em quanto que, após a Cordilheira, a região é árida.



Figura A2 – Posição no relevo: Variação da temperatura com a altitude e chuvas de origem orográficas

d) Circulação geral da atmosfera e distribuição geral da pressão atmosférica sobre a terra

Ao redor do globo terrestre, formam-se faixas de alta (30 e 90° N e S) e de baixa pressão (0 e nos 60°N e 60°S), que determinam movimentos atmosféricos, denominados de circulação geral da atmosfera. Na faixa de baixa pressão, acontece ascensão de ar na atmosfera, favorecendo a ocorrência de chuvas; sendo que o inverso ocorre na faixa de alta pressão, onde o movimento descendente de ar na atmosfera dificulta a ocorrência de chuvas. Assim, na latitude de 30°N, existe uma faixa de alta pressão, ocorrendo condições pouco propícias para chuva (Figura A3). Já, no Equador, existe uma faixa da baixa pressão, propiciando a ocorrência de chuvas mais freqüentes e intensas.



Figura A3. Distribuição de pressão atmosférica e a ocorrência de chuvas no Equador e climas secos a 30°N .

e) Continentalidade

De um modo geral, observa-se que o aumento da continentalidade determina aumento da amplitude térmica do ar e menores valores de precipitação e umidade relativa do ar. No Rio Grande do Sul, a cidade de Torres (litorânea) possui umidade relativa média anual de 82% (Figura A4), já a cidade de Bagé (continental), no interior de estado, possui umidade relativa média anual de 73%.

A **continentalidade** é um conceito da **geografia**.

Continentalidade e maritimidade:

- A distância dos grandes corpos hídricos influencia a temperatura do ar por causa das diferenças básicas nas características térmicas. No geral, a água absorve cinco vezes mais calor a fim de aumentar sua temperatura em quantidade igual ao do aumento do solo. Logo, quanto mais próximo a grandes massas líquidas, menor será a variação da temperatura (maritimidade).

- Quanto mais distante das grandes massas líquidas, maior será a variação da temperatura. (continentalidade). Por isso, climas continentais são caracterizados por possuírem grandes variações de temperatura.

+ SAIBA MAIS

Para acessar o conceito de **Geografia**, consulte o Wipedia: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Geografia>

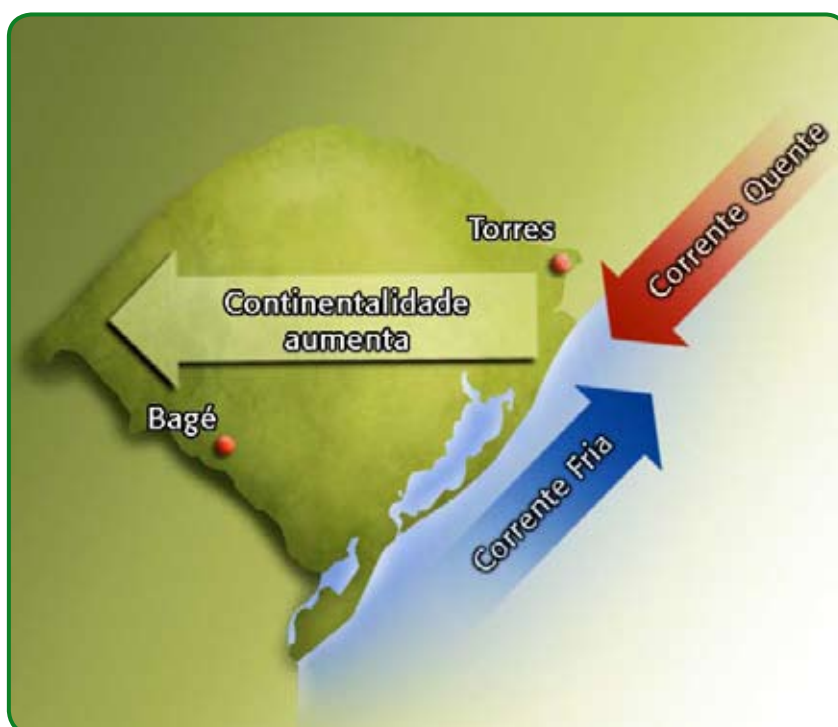


Figura A4- Ação da continentalidade e das correntes marinhas sobre o clima

f) Correntes marinhas e aéreas

Caso uma corrente marinha fria passe a atuar sobre uma região quente, a disponibilidade térmica dessa região será menor do que se não houvesse a ação da corrente marinha. Assim, tanto as corren-

tes marinhas como as aéreas têm influência no clima de uma região. As correntes marinhas frias determinam a ocorrência de clima seco e ameno ou frio, enquanto que as correntes quentes favorecem a ocorrência de climas quentes e úmidos. Na costa do Rio Grande do Sul (Figura A4), atua uma corrente marinha fria (Corrente das Falklands), fazendo com que região litorânea do extremo sul do estado tenha menor disponibilidade térmica que a região mais ao norte, na divisa com Santa Catarina, onde já predomina a ação de uma corrente marinha quente.

g) Vegetação

Extensas áreas de vegetação formam massas de ar, as quais são constituídas por um grande volume de ar praticamente homogêneo quanto à temperatura e umidade do ar. Em razão dos movimentos atmosféricos, as massas de ar podem atuar em locais distantes da sua formação. Ex. Massa de ar Equatorial Continental (Ec) formada na região amazônica atua na região sul durante o verão.

h) Atividade humana

Algumas **atividades humanas** acabaram modificando as características da superfície, bem como as da atmosfera. O homem interferiu em vários ciclos e sistemas que se encontravam em equilíbrio. Através da emissão de clorofluorcarbonos (CFCs) e poluentes (gás carbônico, metano...) ele alterou a composição da atmosfera e, assim, as trocas radiativas do planeta. Com a derrubada de florestas, acabou modificando as características da superfície como capacidade de evaporação, refletividade, rugosidade e infiltração da água, interferindo no ciclo hidrológico e energético da superfície. Com a construção de grandes cidades, modificou a rugosidade, a refletividade e o calor específico da superfície, fazendo que, nos grandes centros urbanos, ocorra restrição do vento e maior absorção de energia, que é mais facilmente convertida em calor, criando as chamadas "ilhas de calor" nas grandes cidades. A ação do homem sobre o Clima já é conhecida, porém ainda não se têm bem claro as conseqüências dessa ação.

+ SAIBA MAIS
Maiores informações sobre a **atividade humana e clima** podem ser encontradas em <http://www.cptec.inpe.br/glossario/#36>

4 Instituições governamentais ligadas à Climatologia e Meteorologia

4.1 Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)

Vários produtos são disponibilizados pelo INMET. Realiza a observação (rede de estações meteorológicas), coleta e análise de dados meteorológicos, bem como a previsão do tempo para todo o Brasil. É constituído por 10 distritos de Meteorologia (DISME) e possui cerca de

400 estações meteorológicas no Brasil. Os três estados da região Sul (RS, SC e PR), são pertencentes ao 8°DISME. Para maiores informações consulte: <http://www.inmet.gov.br/>.

4.2 CIRAM-EPAGRI de Santa Catarina

Também disponibiliza vários tipos de informação meteorológica útil para a agricultura. Realiza a observação (rede de estações meteorológicas), coleta e análise de dados meteorológicos, bem como faz a previsão do tempo para os três Estados da região Sul do Brasil. Você pode obter essas informações em: <http://ciram.epagri.rct-sc.br/cms/index.jsp>

4.3 Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE)

Oferece uma série de produtos, dentre as quais a previsão do tempo e prognósticos sobre o clima no Brasil. Para maiores informações consulte: <http://www.cptec.inpe.br>.

5 Importância do tempo e do clima na produção vegetal e animal.

O clima representa um fator determinante da distribuição geográfica das espécies de animais e da vegetação (campos, florestas..), bem como da formação dos solos através do intemperismo das rochas. O Clima representa um valor médio de longo prazo das disponibilidades hídricas, térmicas e radiativas de uma região, servindo de base para a delimitação de épocas de semeadura e a introdução de novos genótipos e espécies de plantas e animais.

O tempo está associado às variações atmosféricas diárias. Assim, as condições de tempo possuem maior interferência sobre as atividades diárias em uma propriedade agrícola. As condições de tempo afetam atividades importantes como a germinação das sementes, o crescimento e a ocorrência de moléstias e pragas em plantas e animais, operações agrícolas como a aração, gradagem, semeadura, aplicação de adubo e defensivos, bem como a abertura e fechamento de estufas.

Atenção: além dos valores médios de uma região, também é importante conhecermos os valores extremos bem como a sua frequência de ocorrência. Vejamos alguns exemplos na agricultura. O valor total da chuva indica o total de água precipitada na região, mas, para as atividades agrícolas, é muito importante sabermos a distribuição da chuva ao longo do ano, que pode ser um fator determinante na esco-

+ SAIBA MAIS

Para maiores informações sobre **importância e previsão do tempo e clima** consulte:

http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/previsao_tempo.html

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#24>

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#6>

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#7>

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#8>

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#9>

Iha da época de semeadura/transplante. Além disso, as geadas tardias podem prejudicar seriamente a produção de frutíferas. Por exemplo: dependendo da época de ocorrência, uma única geada pode destruir completamente a produção de pessegueiros e videiras.

Bibliografia consultada.

BARROS, G.L.M. **Meteorologia para Navegantes**. Rio de Janeiro: Edições Marítimas, 1991. 182p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L.do. **Meteorologia Descritiva - Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Livraria Nobel, 1973. 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p

UNIDADE B

ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS

Introdução

Existe uma série de fenômenos meteorológicos de interesse agrícola que necessitam serem quantificados. Para essa finalidade, existem as estações meteorológicas, nas quais existem instrumentos capazes de mensurar, e um observador meteorológico, para anotar e descrever os fenômenos meteorológicos.

Objetivos

- definir estações meteorológicas;
- apresentar a localização dos instrumentos na estação meteorológica;
- discutir os cuidados para instalação e conservação da estação meteorológica.

1 ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS

Na troposfera existem inúmeros fenômenos meteorológicos cuja quantificação em nível de superfície é feita pela observação meteorológica. Essa observação pode ser feita através de instrumentos (termômetro, termógrafo) ou pode ser identificada pelo observador (tipo de nuvem, cobertura de nuvens, visibilidade). Os sufixos metro e grafo indicam se o instrumento é de leitura direta (instantânea) ou se é um instrumento registrador, como o termômetro e o termógrafo, respectivamente.

As leituras nas Estações Meteorológicas devem ser sistemáticas (padronizadas em um intervalo de tempo), uniformes (por pessoal treinado) e ininterruptas (não falhar dias). Na Região Sul do Brasil, as leituras nas Estações Meteorológicas da Rede Oficial são feitas às 9, 15 e 21 horas (12, 18 e 24 h GMT)

2 DEFINIÇÃO

É o local onde se encontram convenientemente instalado um conjunto de instrumentos que descrevem de maneira sucinta as condições meteorológicas ocorrentes no momento da observação. Esse

conceito é mais adequado para estações meteorológicas de superfície, que é objeto do nosso estudo, já que a Climatologia se utiliza de observações dos fenômenos atmosféricos próximos à superfície do solo. Existem também as estações de altitude, como por exemplo, as sondas enviadas em balões.

3 CLASSIFICAÇÃO DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE QUANTO A SUA FINALIDADE

3.1 Estação Sinótica

Tem como finalidade obter dados para a previsão do tempo. Realiza observações como direção e velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, chuva, pressão atmosférica, quantidade, tipo e altura da base das nuvens, trovoadas, geadas e fenômenos óticos em geral.

Hora de leitura: 9, 15 e 21 h.

3.2 Estação Climatológica

Tem como finalidade obter dados para determinar o clima de uma região, após um histórico de, no mínimo, 30 anos de observação. Realizam as mesmas leituras das Estações Sinóticas, acrescidas de temperatura do solo, orvalho, evapotranspiração, evaporação, radiação solar entre outras (Figura B1).

Hora de leitura: 9, 15 e 21 h .

3.3 Estação Agrometeorológica

Tem como finalidade fornecer informações para estudar a influência dos elementos do tempo (elementos meteorológicos) sobre as culturas. Para tanto, realiza-se concomitantemente com observação dos elementos meteorológicos, observações de parâmetros de crescimento e desenvolvimento dos vegetais.

Essa classificação das Estações Meteorológicas é uma tanto didática, pois, na prática, freqüentemente os dados das Estações Climatológicas são usados para previsão do tempo, assim como para fins agrometeorológicos, e vice-versa.



Figura B1. Estação Climatológica localizada no Departamento de Fitotecnia da Universidade Federal de Santa Maria.

4 INSTALAÇÃO DE UMA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA

4.1 Escolha do local

Deve ser representativo da região (+ ou - 150 km² ao redor da estação). Para isso deve-se obedecer a certos requisitos (Figura B1):

a) Exposição aos ventos gerais da região: evitar locais onde ocorra canalização do vento. Ex: fundo de vales.

b) Horizontes amplos: próximo à Estação não devem existir barreiras que impeçam a incidência de radiação solar ou que modifiquem as características do vento (principalmente no sentido Leste - Oeste). Ex: quebra-vento - em uma distância de 15 a 20 vezes a altura do quebra-vento, já não há mais a interferência no vento; porém pode ser um problema na incidência de radiação solar nos primeiros e últimos minutos do dia quando encontram-se localizados no lado oeste e leste, respectivamente.

c) Distante dos cursos d'água, lagos e banhados: esses locais úmidos modificam o balanço de energia da superfície e os elementos meteorológicos, quando a região não tem essas características .

d) Elevações predominantes: situar a Estação em locais mais altos, pois geralmente são mais expostos à radiação solar e aos ventos, exceto em regiões onde haja predominância de várzeas.

e) Solo: deve ser representativo da região, plano (para não acumular água) e gramado (para minimizar a influência dos diferentes tipos de textura do solo: solo arenoso tem maior aquecimento no período diurno e maior esfriamento à noite).

4.2 Localização geográfica

A Estação deve ter as coordenadas geográficas determinadas, ou seja, a longitude, a latitude e a altitude .

4.3 Orientação

O formato retangular é mais recomendado com o eixo maior orientado no sentido norte-sul e a porta de acesso voltada para o sul.

4.4 Montagem de uma estação meteorológica

a) Área: a área deve ser adequada e depende da quantidade e tipos de instrumentos, buscando-se sempre evitar a interferência de um instrumento sobre o outro (turbulência, sombreamento).

Ex: Estação Climatológica Principal da UFSM: 18x24m.

Estação termopluiométrica: 3x4m .

b) Cercas: a área da Estação deve ser cercada para evitar a entrada de animais (Figura B1). Tela de arame galvanizado com malha de 5cm e altura de 1,5m é a recomendação da OMM. A tela e os moirões, bem como os pedestais dos instrumentos devem ser pintados de branco para não afetar o balanço de energia do local.

c) Porta de acesso: deve ser voltada para o lado sul no HS (no HN é voltada para o N), para evitar possível sombreamento. O mesmo vale para a porta do abrigo meteorológico.

d) Condições do terreno: plano, gramado e bem drenado .

e) Construções auxiliares: têm como objetivo proteger os instrumentos meteorológicos contra a incidência direta de alguns fenômenos meteorológicos. Podem ser:

e.1) Abrigo meteorológico ou termométrico: tem por objetivo proteger os instrumentos contra incidência direta de radiação solar. Situa-se na porção central da estação (Figura B2a e B4). Construído de madeira, piso ripado, as paredes laterais são duplas, constituídas de venezianas, em sentido oposto para impedir a incidência de radiação solar direta sobre os equipamentos e para permitir a circulação do ar no interior (Figura B2b). O piso situa-se a 1,5m do solo e as portas são voltadas para o sul (HS). Por convenção, no interior do abrigo meteorológico mede-se:

* temperatura do ar: por termômetros, de mínima e o termógrafo;

* umidade do ar: psicrômetro (termômetros de bulbo úmido e bulbo seco) e higrógrafo;

* evaporação do ar à sombra: evaporímetro ou atmômetro de Piche.



Figura B2 - Abrigo meteorológico ou termométrico (a) e instrumentos de medida de temperatura e umidade do ar e evaporação da ar a sombra (b).

e.2) Casa de alvenaria: Não faz parte do corpo físico da Estação. Localiza-se bem próxima à Estação (Figura B3) e contém o Anemógrafo Universal. No seu interior, estão os instrumentos de medida da pressão atmosférica (Barômetro e Barógrafo), que, sobre dois pontos localizados a uma mesma altura, em um fluido (atmosfera), possuem a mesma pressão. Por isso a medida da pressão pode ser feita fora da Estação, desde que um local próximo.



Figura B3 - Casa de alvenaria

f) Localização dos instrumentos: Cada instrumento deve ser localizado de modo que não interfira na medição do outro instrumento (Figura B4). Para se conseguir uma distribuição adequada dos instrumentos, deve-se seguir a seguinte orientação no hemisfério sul:

*Porção Norte - instrumentos que não podem ser sombreados. Ex: heliógrafo, actinógrafo, geotermômetros, tanque de evaporação, evapotranspirômetros, pluviômetro.

*Porção Central - abrigo meteorológico, com portas para o sul.

*Porção Sul - instrumentos mais altos que causariam sombreamento sobre os demais. Ex: anemômetro .



Figura B4. Detalhes distribuição dos instrumentos no interior da Estação Climatológica localizada no Departamento de Fitotecnia da Universidade Federal de Santa Maria

5 Cuidados e conservação

- Cortar (aparar) periodicamente a grama, pois ela não deve ter mais de 10cm de altura;
- repor o instrumental avariado (estragado, danificado);
- calibrar periodicamente os instrumentos;
- pintar periodicamente cercas, moirões, porta de acesso, pedestais, abrigo meteorológico;
- manter as portas do abrigo meteorológico e da Estação sempre fechadas.

Bibliografia consultada

MÜLLER, P.B. **Bioclimatologia aplicada aos animais domésticos**. Porto Alegre: Sulina. 3.a edição. 1989. 262p.

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA E ABASTECIMENTO. **Manual de Observações Meteorológicas**. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia, 1999. 62 p.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2000. 515p.

UNIDADE C

Influência das relações Terra-Sol sobre vegetais e animais

Introdução

A Terra e o Sol são corpos celestes que se encontram em movimento no espaço sideral. Disso resulta uma variação do período de luz e da disponibilidade de radiação solar, que é distinta para cada local sobre a superfície terrestre, dependendo também da época do ano. Assim, o movimento da Terra ao redor do sol acaba interferindo sobre o aquecimento desigual do globo terrestre, bem como interfere no ciclo reprodutivo de certas espécie de plantas.

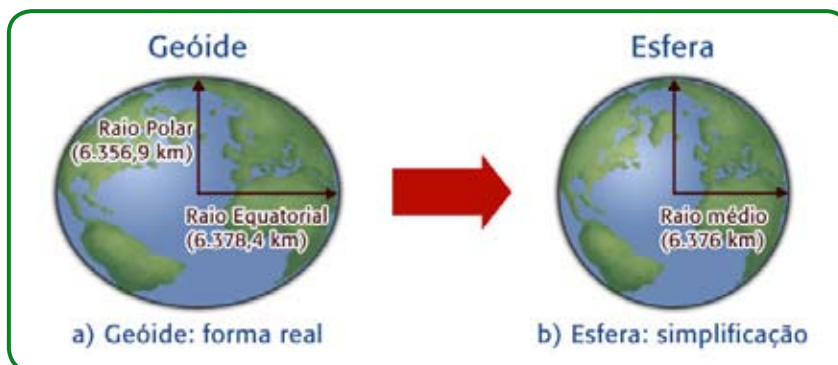
Objetivos

- identificar a localização de um ponto na superfície e a posição da Terra ao longo do movimento de translação;
- apresentar a variação espaço-temporal do comprimento do dia e as suas conseqüências;
- calcular o comprimento do dia

1 Coordenadas Geográficas

1.1 Introdução

A forma geométrica da Terra é geóide (Figura C1), que seria decorrente do movimento de rotação que causaria uma deformação da forma esférica para uma forma elipsoidal. Assim, a geóide poderia ser representada por uma esfera com os pólos achatados. Devido à forma de geóide, a Terra apresentará uma variação dos valores dos raios terrestres desde um menor valor (6.356,9 Km), representado pelo raio polar, até um valor máximo (6.378,4 Km), representado pelo raio equatorial. Para fins de estudo, considera-se a Terra como tendo uma forma esférica, com um Raio Médio de 6.376 Km.



+ SAIBA MAIS

Maiores informações sobre **características orbitais e físicas do planeta Terra** podem ser obtidas em <http://pt.wikipedia.org/wiki/Terra>

Figura C1. Formas geométricas da Terra

Sobre a superfície da Terra, existem locais onde se encontram situados cidades, pontos turísticos, hidroelétricas, etc. Esses locais fixos e mesmo eventos meteorológicos de grande escala, como furacões, precisam ser localizados. No caso de um furacão, é extremamente importante saber a sua localização, bem como a sua possível trajetória. Para fins de localização, foram criadas as coordenadas geográficas, que são linhas imaginárias destinadas à localização de pontos (cidades, glebas de terra ou fenômenos) sobre a superfície terrestre.

Agora veremos a definição de cada uma dessas linhas. É muito importante termos conhecimento delas, principalmente da latitude. As disponibilidades de radiação solar e da temperatura do ar, bem como a variação do comprimento do dia estão associadas à latitude de cada local.

1.2 Latitude (φ)

Latitude é o ângulo formado entre o raio terrestre que passa pelo observador e a sua projeção sobre o Plano do Equador (Figura C2). O plano do equador forma, sobre a superfície terrestre, uma linha imaginária denominada de linha do equador, que é a referência para a latitude. Portanto, locais situados sobre o Equador têm $\varphi = 0^\circ$. Além disso, a linha do Equador divide a Terra em dois hemisférios, o Norte (HN) e o Sul (HS). As linhas imaginárias que são paralelas à linha do Equador são denominadas de paralelo local. Assim, locais situados sobre o mesmo paralelo possuem mesmo valor de latitude, ou seja, os pontos A e N apresentam mesmo valor da latitude. Como estão localizados sobre a linha do Equador, terão latitude igual a 0° . A latitude possui variação 0° a 90° N ou S, e convencionou-se que latitudes Norte são positivas (+), enquanto que latitudes Sul são negativas (-). O Brasil situa-se entre 5° N a 34° S, ou seja, desde $+ 5^\circ$ a $- 34^\circ$.

1.3 Longitude (γ)

Longitude é o ângulo formado entre o meridiano de referência (Greenwich) e o meridiano local (Figura C2). Os locais situados sobre o mesmo meridiano possuem mesma longitude, ou seja, os pontos P e A apresentam mesmo valor de longitude. A longitude possui uma variação de 0° a 180° W ou E de Greenwich, e convencionou-se que longitudes Leste (E) são positivas (+) enquanto que longitudes Oeste (W) são negativas (-). O Brasil situa-se entre 35° a 75° W ou desde -35 a -75.



Figura C2. Localização de pontos (P, A, N) no Globo terrestre (φ = latitude ; γ = longitude). Adaptado de <http://pt.wikipedia.org/wiki/Latitude>

1.4. Altitude (H)

Altitude representa o seu desnível em relação ao Nível Médio dos Mares (Figura C3). Além de referenciar o desnível de um ponto, a altitude também é um fator que interfere na variação da pressão atmosférica e da temperatura do ar.

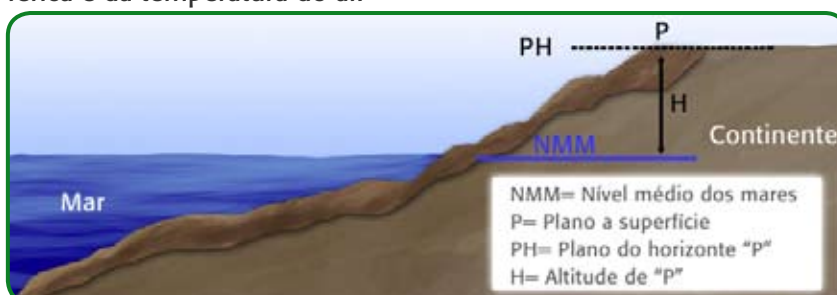


Figura C3. Representação da altitude (H) do ponto P.

As coordenadas geográficas são representadas nos mapas por linhas horizontais para a latitude e linhas verticais para a longitude (Figura C4). Com relação à latitude, existem duas linhas imaginárias muito importantes em cada hemisfério (Figura C4), as quais são o Trópico de Capricórnio ($\varphi = 23^{\circ}27'S$) e Círculo Polar Antártico ($\varphi = 66^{\circ}33'S$), no Hemisfério Sul, e Trópico de Câncer ($\varphi = 23^{\circ}27'N$) e Círculo Polar Ártico ($\varphi = 66^{\circ}33'N$), no hemisfério Norte.

As coordenadas geográficas também são utilizadas para a localização das estações meteorológicas e climatológicas. Por exemplo: as coordenadas da estação Climatológica Principal do INMET, situada no Departamento de Fitotecnia da UFSM, são: $29^{\circ}43'S$, $53^{\circ}42'W$ e 95m.

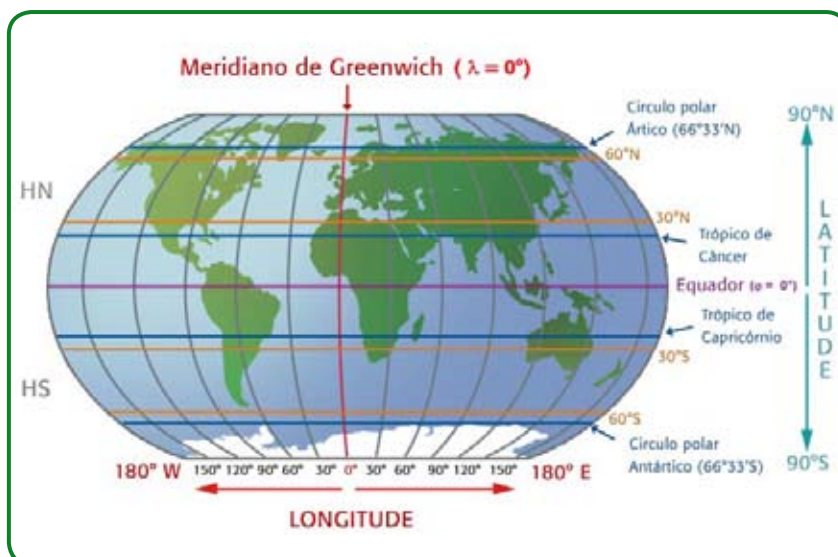


Figura C4. Coordenadas geográficas sobre o Globo Terrestre.
Adaptado de http://pt.wikipedia.org/wiki/Coordenadas_geogr%C3%A1ficas

2 Movimentos da Terra

A Terra encontra-se em movimento no **espaço**. Por seus efeitos agrometeorológicos, devemos destacar dois movimentos muito importantes, que são a rotação e a translação.

2.1 Movimento de rotação

É o movimento que a Terra executa no sentido de oeste para leste (Figura C5), em torno do seu próprio eixo imaginário, linha inclinada norte (N)-sul(S), necessitando um período de tempo de 23h 56min 04,09s para completar uma rotação (360°).

+ SAIBA MAIS

A distribuição dos climas também está associada à latitude, para maiores informações acesse http://pt.wikipedia.org/wiki/Latitude_e_clima

AE GLOSSÁRIO

Espaço: A astronomia usa a palavra espaço para se referir à porção vazia do universo (espaço sideral) onde existe apenas o vácuo, para além das eventuais atmosferas dos planetas. (Usa-se o termo "espaço externo" ou "espaço sideral" para distinguir-se do espaço com ar e do espaço na Terra). Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Espa%C3%A7o#Espa.C3.A7o_sideral

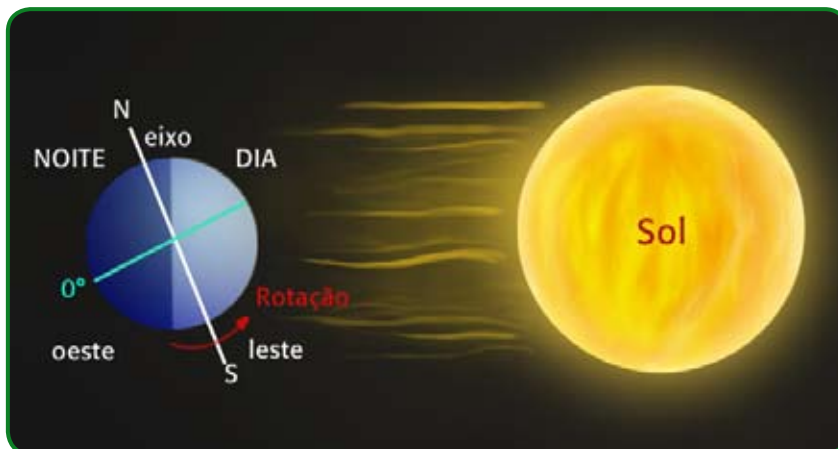


Figura C5. Movimento de rotação da Terra.

O movimento de rotação determina a sucessão entre o dia e a noite sobre a Terra. Caso não houvesse o movimento de rotação, sempre a mesma metade da Terra receberia radiação solar (dia com 24h), enquanto que a outra teria sempre noite (noite de 24). Esse movimento é muito importante, pois, à medida que a Terra vai girando, toda a superfície terrestre recebe radiação solar. Como é um movimento com sentido anti-horário, de Oeste para leste, o sol nascerá primeiro para os pontos leste e posteriormente para os pontos a oeste.

+ SAIBA MAIS

Maiores informações podem ser encontradas em http://pt.wikipedia.org/wiki/Rota%C3%A7%C3%A3o_da_Terra

2.2 Movimento de translação

O movimento de translação é o movimento que a Terra executa ao redor do sol em uma trajetória elíptica (Figura C6), denominada de órbita terrestre em um período de tempo de 365 dias e 6 horas. Para facilidade de estudo, representa-se o Sol ocupando o centro da elipse, a uma distancia média (dm) de 149.500.000Km, e a Terra ocupando um dos focos (pontos A e C).

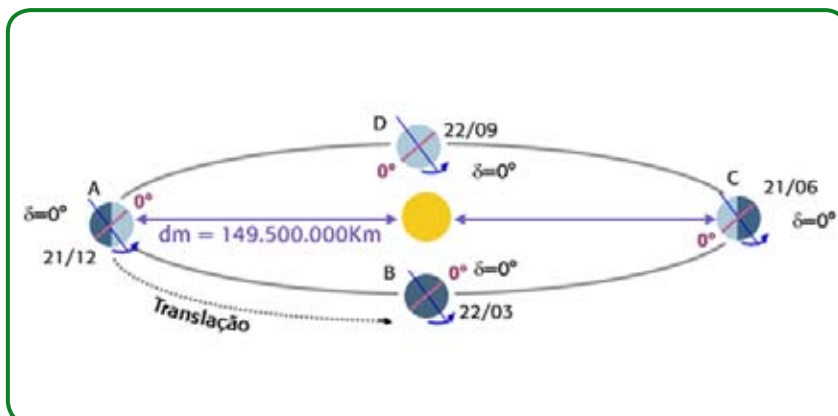


Figura C6. Movimento de translação e variação da declinação solar (δ) ao longo do ano

+ SAIBA MAIS

Maiores informações podem ser encontradas em http://pt.wikipedia.org/wiki/Transla%C3%A7%C3%A3o_da_Terra

O sol emite radiação em várias direções, porém, devido ao efeito da distância Terra-Sol ser muito grande (Figura C6), os raios solares que chegam ao topo da atmosfera são praticamente paralelos entre si (veja a Figura C8, no item sobre a variação espaço-temporal do comprimento dia). Devido ao paralelismo dos raios solares, sempre uma metade da Terra será iluminada (dia), enquanto que a outra será escura (noite). Portanto, somente será iluminada a meia “esfera” (Terra) que ficar voltada para dentro da elipse. Daí decorre a importância do movimento de rotação, que alterna a superfície da esfera exposta ao sol.

O movimento de translação é responsável pela variação do comprimento do dia e pela variação da distribuição da radiação solar na superfície terrestre ao longo do ano. Em decorrência da inclinação do eixo terrestre e do movimento de translação é que ocorrem as estações do ano, que podem ter características bastante marcantes, dependendo da latitude do local. Assim, as principais conseqüências do movimento de translação são: a variação da declinação solar, que interfere no comprimento do dia, e a variação do ângulo zenital, que interfere na distribuição de radiação solar; a radiação solar também é afetada pelo comprimento do dia.

2.2.1 Declinação solar (δ)

A declinação solar pode ser definida como o ângulo formado entre o plano do Equador e a linha que liga o centro do sol ao centro da Terra (Figura C7). A linha que une o centro do Sol e a Terra se encontra sobre um imenso plano imaginário denominado de plano da eclíptica. Devido ao movimento de translação, a cada dia a Terra ocupa uma posição diferente na órbita, e, assim, diariamente será formado um novo valor de ângulo entre o plano do equador e a linha que une o centro do Sol ao centro da Terra.

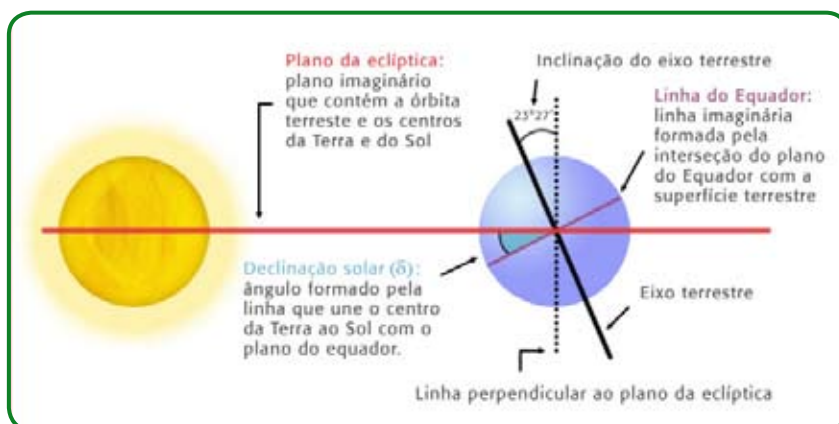


Figura C7. Representação da declinação solar (δ) durante o solstício de inverno para o hemisfério sul (21/06).

Na prática, o valor da declinação solar representa uma posição que a Terra ocupa na órbita; essa posição varia diariamente. Assim, a declinação solar possui uma variação ao longo do ano (Figura C6), diminuindo desde o valor de +23°27', no dia 21/06, até o valor mínimo de -23°27' no dia 21/12. Após o dia 21/12, o valor da declinação solar volta a aumentar até novamente o valor de +23°27', no dia 21/06. A declinação solar pode ser calculada pela equação:

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen} \left[\frac{360 \cdot (284 + DJ)}{365} \right]$$

em que: δ é a declinação solar, em graus; e DJ é o dia seqüencial do ano. O dia seqüencial do ano é obtido através do somatório dos dias decorridos desde primeiro de janeiro até a data desejada. Para isto, pode-se utilizar a Tabela 1.

Os valores extremos de declinação solar (Figura C6), ou seja, de +23°27' e -23°27', marcam eventos astronômicos denominados de Solstícios, enquanto que os valores de declinação solar iguais a 0° são denominados de Equinócios. Esses eventos astronômicos são utilizados para delimitar o início e fim das estações do ano.

A equação de obtenção da declinação solar é fácil de usar, basta saber o dia para o qual se quer obter o valor, contudo, deve-se ter cuidado ao operar o seno em graus. Por exemplo, qual é o valor da declinação solar no dia 12 de abril?

Solução: O primeiro passo, com o auxílio da Tabela 1, é determinar o dia seqüencial do ano correspondente ao dia 12 de abril.

Tabela 1 - Número de dias em cada mês

MÊS												
	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
DIAS	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31

DJ (12/04) = 31 dias em JAN + 28 dias em FEV + 31 dias em MAR dias + 12 dias em abril = 102.

Assim, o dia 12 de abril corresponde ao dia seqüencial de número 102. O segundo passo é substituir DJ pelo valor de 102 na equação de cálculo da declinação solar, como mostrado abaixo:

+ SAIBA MAIS

Existem informações sobre **estações do ano** em

http://pt.wikipedia.org/wiki/Esta%C3%A7%C3%A3o_do_ano

sobre **Solstício** em

<http://pt.wikipedia.org/wiki/Solst%C3%ADcio>

e sobre **Equinócios** em

<http://pt.wikipedia.org/wiki/Equin%C3%B3cio>.

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen} \left[\frac{360}{365} \cdot (284 + 102) \right]$$

↓

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen} [380,7123]$$

↓

$$\delta = 23,45 \cdot 0,35368$$

↓

$$\delta_{12/04} = 8,2937$$

2.2.2 Ângulo Zenital (Z)

Abaixo dos pés de um observador localizado no ponto P qualquer na superfície terrestre, existe um plano imaginário denominado de plano do observador. O prolongamento do raio terrestre forma uma linha perpendicular ao plano do observador, que é denominada de linha do zênite (Figura C8).

Ao longo do dia, o sol descreve um movimento em forma de arco sobre o plano do observador (Figura C8), desde o ponto A (nascer do sol, na extremidade leste) até o ponto D (pôr do sol, na extremidade oeste). Na realidade, esse movimento é decorrente da rotação da Terra. Quando se considera o movimento do sol sobre o plano do observador, forma-se um ângulo entre os raios solares e a linha do zênite. Esse ângulo é denominado de ângulo zenital (Z) e varia ao longo do dia. O ângulo zenital possui valor máximo igual a 90° ao nascer (ponto A) e no pôr do sol (D). O valor mínimo (igual a 0° ou maior do que zero graus) ocorre próximo ao meio-dia, dependendo do local (latitude) e data considerados.

A expressão "culminação do sol no zênite" representa uma posição do sol (Figura C8.C) na qual os raios solares são paralelos à linha do zênite ($Z=0^\circ$), ou seja, os raios atingem perpendicularmente o plano do observador no ponto P. A culminação do sol no zênite ocorre na passagem do sol sobre o meridiano local, dependendo da época do ano (dia do ano) e da latitude do local considerado. Portanto, próximo ao meio-dia, tem-se o menor valor de ângulo zenital. Além disso, devido ao movimento de translação e a inclinação do eixo terrestre, tem-se menor valor de ângulo zenital ao meio-dia dos meses de verão do que ao meio-dia dos meses de inverno.

Os raios solares somente culminam no zênite, nos locais onde a

latitude possui o mesmo valor da declinação solar. Assim, ao calcular o valor da declinação solar para um determinado dia ano, sabe-se também qual a latitude que os raios estarão atingindo perpendicularmente o plano do observador. Portanto, o valor da declinação solar no dia 12/04 é igual a $8,29^\circ$, ou seja, os raios solares atingem perpendicularmente o plano do observador apenas nos locais situados nas latitudes de $8,29^\circ\text{N}$ ($=8^\circ48' \text{N}$).

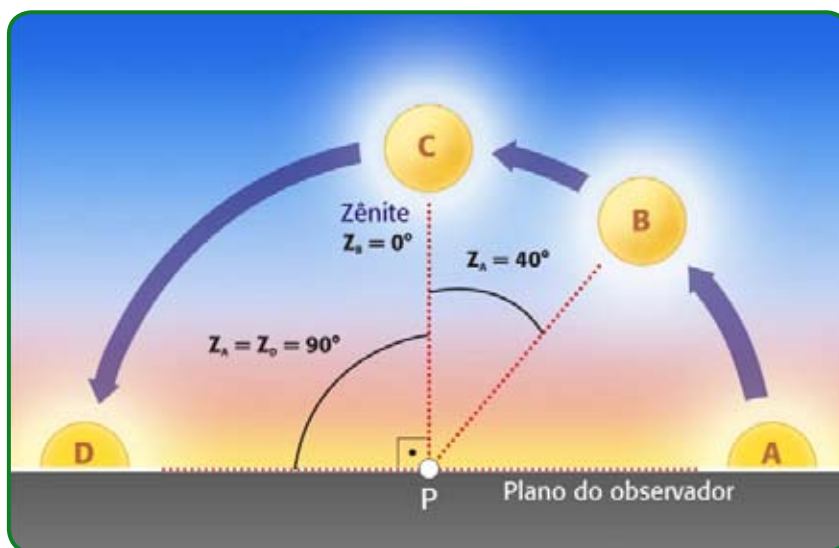


Figura C8. Trajetória diária do sol sobre o plano do observador e variação do Ângulo Zenital (Z). A e D: nascer e pôr do sol, respectivamente; B: no meio da manhã; C: meio-dia.

2.2.3 Variação espaço-temporal do comprimento do dia (N)

Na natureza pode-se observar que determinados animais e vegetais sempre entram em reprodução na mesma época do ano, independentemente de ser um ano mais quente ou mais frio. Para uma mesma época (ex. inverno) pode existir uma variação da temperatura do ar de um ano para outro, porém a variação do comprimento do dia é praticamente a mesma, independentemente do ano. Assim, a variação do comprimento do dia ao longo do ano é um fator que interfere nos ciclos reprodutivos de alguns seres vivos. Esse efeito ocasiona uma indução à reprodução em determinadas espécies de vegetais e animais, desde que o comprimento do dia seja adequado.

As respostas dos animais e vegetais à variação do período de luz é denominada de **fotoperiodismo**. Tanto as espécies animais quanto as vegetais são classificadas em dois tipos básicos, conforme a sua resposta fotoperiódica. As espécies classificadas como de dia curto são aquelas que serão induzidas à reprodução quando a duração do dia for menor que um máximo crítico. Por exemplo: soja, arroz, bovinos, aves

+ SAIBA MAIS

Maiores informações sobre **fotoperiodismo** podem ser encontradas em <http://pt.wikipedia.org/wiki/Fotoperiodismo>.

e eqüinos. As espécies classificadas como de dia longo são aquelas que serão induzidas à reprodução quando a duração do dia for maior do que um mínimo crítico, como, por exemplo, cereais de inverno (trigo, aveia..), caprinos e ovinos. Deve-se salientar que podem existir diferentes tipos de respostas dentro de uma espécie. Além disso, existem plantas que não apresentam resposta fotoperiódica e utilizam a temperatura como fator de indução a reprodução.

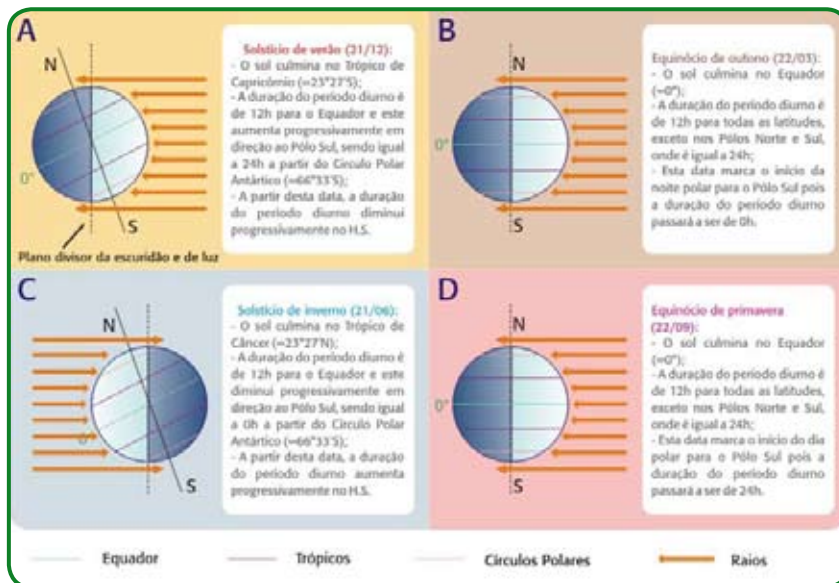


Figura C9. Variação do comprimento do dia ao longo do ano: a) no solstício de verão no hemisfério sul; b) no equinócio de outono no hemisfério sul; c) no solstício de inverno no hemisfério sul; d) no equinócio de primavera no hemisfério sul.

Em cada local sobre a superfície terrestre, com exceção do Equador, ocorre uma variação do comprimento dia ao longo do ano, a qual depende da latitude do local e do movimento de translação (Figura C6), ou seja, da posição da Terra na órbita (Figura C9), representada pelo valor da declinação solar.

ATENÇÃO: Ressalta-se que o eixo terrestre mantém e mesma inclinação ao longo do movimento de translação como consta na Figura C6. Entretanto, não tem como representar a inclinação do eixo terrestre durante os equinócios (Pontos B e D da Figura C9). Na realidade, o eixo encontra-se inclinado (Pontos B e D da Figura C9).

Como o plano divisor da escuridão e da luz sempre divide o círculo completo do Equador ao meio (Figura C5), a duração do comprimento do dia será de 12h nos locais situados sobre o Equador (Figura C10). Na medida que aumenta a latitude, ocorre um aumento na variação do comprimento do dia. Observa-se que as durações dos dias são

CURIOSIDADE

No caso das plantas, existem mais dois tipos de resposta fotoperiódica. As plantas fotoneutras ou plantas de dias neutros seriam aquelas que são induzidas à floração em uma grande faixa de valores de período de luz. Já as plantas denominadas de intermediárias somente seriam induzidas à floração quando a período de luz se encontra entre 12 e 14 horas.

CURIOSIDADE

Para qualquer latitude sul, o maior comprimento do dia (maior período de luz e menor noite) ocorre no dia 21/12 e o menor comprimento do dia (menor período de luz e maior noite) ocorre no dia 21/06.

maiores durante os meses de verão na latitude de 45°S do que em 15°S. Porém, as durações dos dias são menores na latitude de 45°S do que em 15°S durante os meses de inverno.

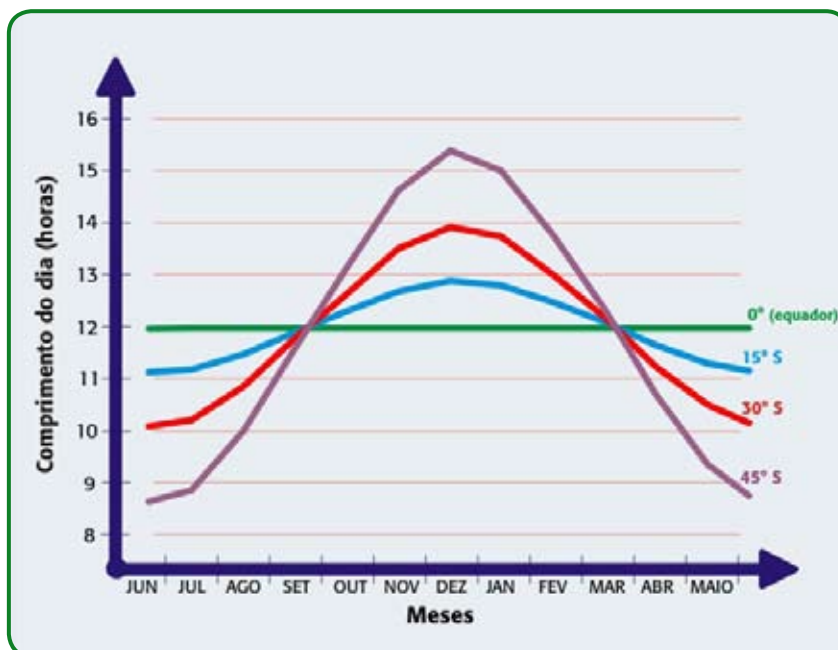


Figura C10. Duração média do comprimento do dia ao longo do ano.

3 Cálculo duração astronômica do dia ou comprimento do dia (N)

O comprimento do dia ou duração astronômica do dia ou insolação máxima representa o período de tempo decorrido desde o nascer até o pôr do sol (Figura C11), ou seja, o período de tempo durante o qual o sol ficou acima do plano do observador (Trajetória A - B).



Figura C11 – Comprimento do dia (N)

O comprimento do dia pode ser calculado pela expressão:

$$N = \frac{2}{15} \cdot \text{arc cos} \{ -1 \cdot (\tan \varphi \cdot \tan \delta) \}$$

em que, N é o comprimento do dia em horas (h), φ é a latitude em graus e δ é a declinação solar em graus.

Para calcular o comprimento do dia basta saber a latitude do local desejado e o dia para o qual se quer determinar o comprimento do dia.

Exemplo: qual é o comprimento do dia em Santa Maria/RS (latitude: 29°43'S) no dia 12/04?

1° - Deve-se saber a declinação solar (δ) do dia 12/04, valor já calculado anteriormente, que é igual a 8,39.

2° - A latitude (φ) de Santa Maria é 29° + 43'. Considerando que 1° possui 60', então 43' equivalem a 0,72° (43'/60'). Assim, tem-se 29° + 0,72° e a latitude de Santa Maria é igual a 29,72°S. Como latitudes Sul são negativas, então 29,72°S = -29,72°. Agora basta substituir os valores com os respectivos sinais na equação:

$$N = \frac{2}{15} \cdot \text{arc cos} \{ -1 \cdot (\tan -29,72^\circ \cdot \tan 8,39^\circ) \}$$

$$N = 0,13333 \cdot \text{arc cos} \{ -1 \cdot (\tan -29,72^\circ \cdot \tan 8,39^\circ) \}$$

$$N = 0,13333 \cdot \text{arc cos} \{ -1 \cdot (-0,0842) \}$$

$$N = 0,13333 \cdot \text{arc cos} \{ 0,0842 \}$$

$$N = 0,13333 \cdot 85,17$$

$$N = 11,35 \text{ horas ou } 11 \text{ horas e } 21 \text{ minutos}$$

Bibliografia consultada

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo: Editora Agronômica Ceres Ltda, 1981. 425p.

MOTA, F.S. da. **Meteorologia Agrícola**. Livraria Nobel: São Paulo. 1975. 376p.

PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações**. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001, 480p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. do. **Meteorologia Descritiva: Fundamentos e Aplicações Brasileiras**. Livraria Nobel: São Paulo. 1986.

374p

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2000. 515p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p

UNIDADE D

Troposfera

Introdução

Na Agroclimatologia, o estudo dos gases que compõem a atmosfera se restringe aos gases que interagem com a radiação eletromagnética do espectro solar e terrestre. O nitrogênio, apesar de ser o gás mais abundante na atmosfera, não interage nem com a radiação solar ou terrestre, portanto possui menor importância para a Agroclimatologia. Entretanto existem outros componentes presentes em quantidades muito baixas na atmosfera que apresentam grande interação com a radiação solar e terrestre, como é o caso do ozônio e do gás carbônico. Em virtude de sua interação com a radiação solar e terrestre e dos fenômenos meteorológicos, a atmosfera possui um papel essencial para a vida na Terra.

Objetivos

- apresentar a divisão e a composição da atmosfera;
- conhecer as principais características da troposfera;
- abordar a importância agroclimática da atmosfera.

1 Composição e divisão da atmosfera

A atmosfera terrestre é uma mistura de gases que envolvem o planeta Terra. Essa mistura de gases forma uma camada que cerca o planeta, estendendo-se desde a superfície até aproximadamente de 1.000 km de altitude. Apesar da sua aparente grande extensão, a atmosfera apresenta uma densidade variável, diminuindo na medida que aumenta a altitude. A atmosfera apresenta maior densidade de gases próximo à superfície em virtude da maior força de gravidade e a conseqüente concentração dos elementos componentes da atmosfera sob a superfície. Em conseqüência disso, ocorre uma diminuição da pressão atmosférica à medida que aumenta a altitude.

A atmosfera terrestre é composta de vários elementos; mas, em termos de volume de ar seco, ela é constituída basicamente por três gases: o Nitrogênio-N₂ (78,08% do volume), o Oxigênio-O₂ (20,94%) e Argônio-Ar (0,934%). Deses, somente o oxigênio possui interação com a radiação solar. Esses três gases mantêm cerca de 99,9% do vo-

lume da atmosfera, uma proporção que tem se mantido ao longo dos anos; portanto pode-se afirmar que a composição da atmosfera é praticamente estável. Deve-se destacar a presença do vapor de água, que é um componente atmosférico extremamente importante. O vapor de água interage tanto com a radiação solar quanto com a radiação terrestre. A atmosfera pode conter até 4% do seu volume ocupado com vapor de água. Existem outros gases, como o gás carbônico (CO₂), o metano (CH₄), ozônio (O₃) e clorofluorcarbono (CFCs), que, apesar de estarem presentes em uma quantidade muito pequena, também possuem uma grande interação com de radiação solar ou terrestre.

A atmosfera terrestre foi dividida em camadas em função de um critério térmico, que representa a variação da temperatura com a altitude. Dessa forma, a partir da superfície, a atmosfera foi dividida em quatro camadas assim denominadas: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera (Figura D1).

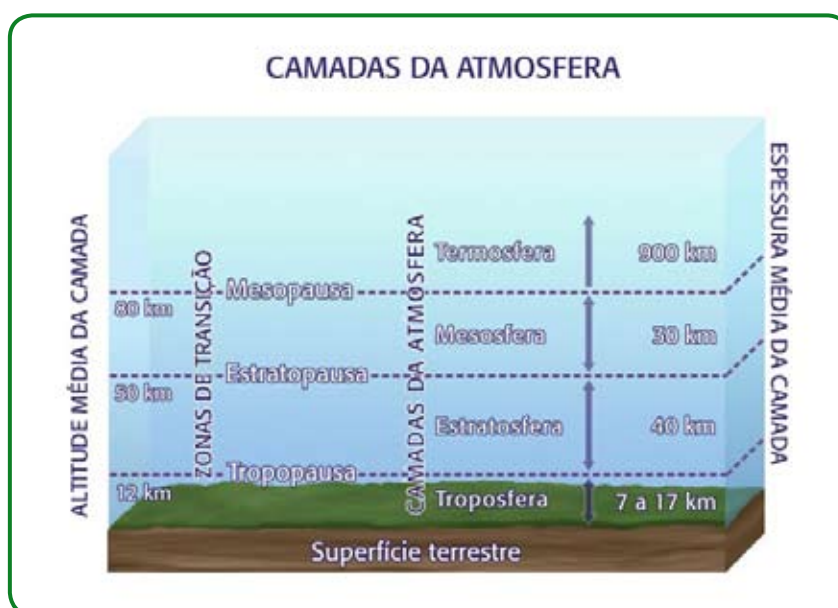


Figura D1 – Estrutura vertical da atmosfera

Entre as quatro camadas da atmosfera, existem três zonas de transição, denominadas de pausas, nas quais o perfil vertical da temperatura tem pouca ou nenhuma variação (perfil isotérmico). O nome de cada uma dessas pausas (camadas de transição) é originário da camada localizada imediatamente abaixo, isto é, imediatamente abaixo à camada em que a pausa está localizada em seu topo. Assim, a Tropopausa está situada acima da Troposfera, separando-a da Estratosfera (Figura D1). A Troposfera é a camada que tem contato com a superfície e com as plantas cultivadas. Por isso apenas ela será estudada nos detalhes mais importantes para a agroclimatologia.

+ SAIBA MAIS

Maiores informações sobre o **perfil térmico e da composição da troposfera** são encontrados em <http://pt.wikipedia.org/wiki/Troposfera>

2 Perfil térmico e características da troposfera

A troposfera é a primeira camada da atmosfera, possuindo uma espessura média de 12Km (Figura D2). Com relação ao perfil térmico, a temperatura do ar diminui à medida que aumenta a altitude em uma razão de $6,5^{\circ}\text{C}$ para cada km de elevação ($-6,5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), ou seja, $-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Portanto, existe uma tendência contínua de diminuição da temperatura do ar para os locais com maior altitude. Por exemplo: em Sobradinho-RS (Altitude 383m), em geral é $1,8^{\circ}\text{C}$ mais frio do que em Candelária-RS (Altitude 101m), porque Sobradinho tem uma altitude de 282m maior do que Candelária-RS.

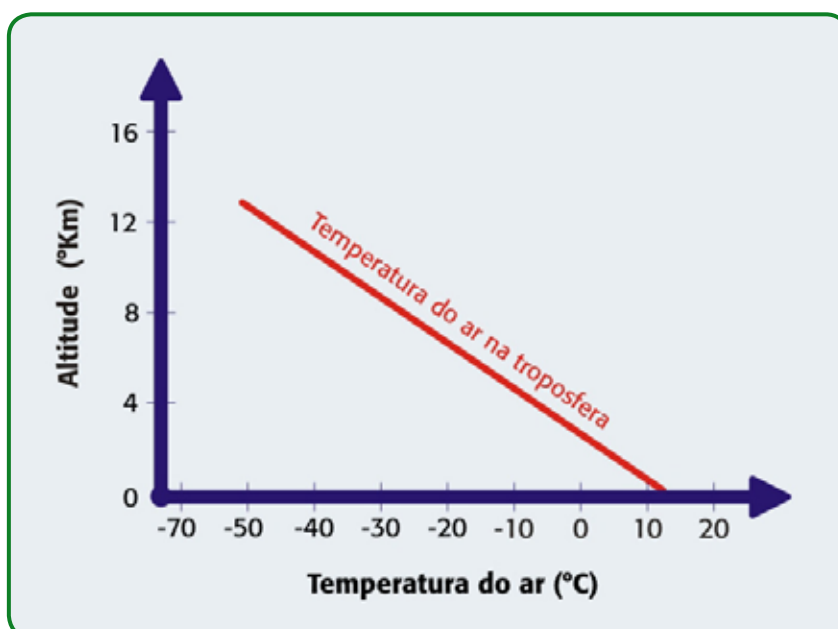


Figura D2. Perfil térmico normal da troposfera

Dentre as características da troposfera, pode-se destacar: composta basicamente pelos três gases (nitrogênio, oxigênio e argônio) predominantes na atmosfera; contém praticamente 99% do vapor d'água e 75% da massa da atmosfera; apresenta maior decréscimo da pressão atmosférica com aumento da altitude; a velocidade do vento tende a aumentar com a altitude devido à diminuição da força de atrito. Os principais fenômenos meteorológicos de interesse agrícola ocorrem nesta camada.

3 Importância Agroclimática

A troposfera contém praticamente todo o vapor d'água da atmosfera e, por isso, a maioria dos fenômenos meteorológicos de interesse agrícola ocorre nessa camada: formação de nuvens, chuva, granizo,

neblina, orvalho e vento, entre outros. Por ser a primeira camada, os poluentes lançados pela ação direta ou indireta do homem tendem a ficar concentrados na troposfera. Esse fato é muito importante, pois existem poluentes que possuem uma interação muito forte com a radiação solar e terrestre (gás carbônico, ozônio, metano,...), enquanto outros podem reagir na troposfera (óxidos de nitrogênio e de enxofre) formando chuva ácida.

Existe uma função muito importante da atmosfera e em especial da troposfera que é a sua ação termoreguladora. Na sua composição, a atmosfera apresenta elementos que interagem mais com a radiação solar, como oxigênio e ozônio, enquanto outros, como o gás carbônico, interagem mais com a radiação terrestre. Já o vapor d'água apresenta uma propriedade bastante interessante, pois é capaz de interagir com os dois tipos de radiação, a solar e a terrestre. Daí advém a importância da troposfera, que é a camada que retém praticamente a totalidade do vapor d'água. A ação termoreguladora manifesta-se da seguinte forma: durante o período diurno, a atmosfera absorve parte da radiação solar, evitando que ocorra um superaquecimento da superfície. Durante todo o dia, a atmosfera retém parte da radiação terrestre, ou seja, há uma perda de energia da Terra para o espaço. Esse efeito é especialmente importante durante a noite, pois evita que ocorra um super-resfriamento da superfície. Então, a atmosfera é parcialmente transparente à radiação solar e terrestre. O efeito produzido pela atmosfera para reduzir a perda de energia pela Terra é denominado de efeito estufa, um efeito natural, decorrente da presença de atmosfera, e necessário à existência da vida sobre a superfície, pois, do contrário, a redução de temperatura durante a noite seria drástica a ponto de comprometer a vida na superfície da Terra.

Na atmosfera existem vários elementos que possuem a propriedade de reter a radiação terrestre, ou seja, capazes de ocasionar o efeito estufa. Alguns desses elementos foram sintetizados pelo homem, como os clorofluorcarbonos; enquanto que outros são originários de processos naturais, mas foram intensificados pela ação do homem, como o caso do gás carbônico (liberado pela queima de combustíveis fósseis) e o metano (liberado pela fermentação no rúmen de animais e em lavouras de arroz irrigado). O incremento desses gases na atmosfera determinou um incremento da retenção da radiação terrestre, diminuindo a perda de energia da superfície em direção ao espaço. A essa intensificação do efeito estufa, decorrente da ação do homem, tem sido atribuídas modificações climáticas que estariam trazendo consequências desagradáveis para os seres vivos.

+ SAIBA MAIS

Maiores informações sobre **chuva ácida** em http://pt.wikipedia.org/wiki/Chuva_%C3%A1cida

+ SAIBA MAIS

Informações complementares sobre a **importância da atmosfera e o efeito estufa** podem ser obtidos em:

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#10>

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#36>

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#32>

http://pt.wikipedia.org/wiki/Efeito_estufa

http://pt.wikipedia.org/wiki/Gases_do_efeito_estufa

Bibliografia consultada

BARROS, G.L.M. **Meteorologia para Navegantes**. Rio de Janeiro: Edições Marítimas, 1991. 182p.

GUYOT, G. **Climatologie de l'environnement** : de la plante aux écosystèmes. Paris: Masson, 1997. 505p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L.do. **Meteorologia Descritiva - Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Livraria Nobel, 1973. 374p.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2000. 515p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p.

Unidade E

RADIAÇÃO SOLAR E TERRESTRE

Introdução

A radiação solar é essencial para a existência de vida na Terra. A presença de radiação solar possibilita o aquecimento da superfície e da atmosfera, criando condições térmicas favoráveis à ocorrência da vida. Nesse sentido, a radiação solar também é a fonte de energia necessária para sustentação da vida no nosso planeta através do processo da fotossíntese. Neste capítulo serão apresentadas a importância e a caracterização da radiação solar e terrestre, bem como a interação da radiação com a atmosfera e culturas.

Objetivos

- abordar a importância e classificação da radiação solar e terrestre;
- mostrar a variabilidade da distribuição da radiação solar;
- identificar os componentes do balanço de radiação na superfície;
- conhecer os instrumentos e unidades de medida da radiação solar;
- utilização de informações agrometeorológicas.

1 Importância agroclimática

O sol é a principal fonte de energia na superfície terrestre para realização de processos físico-químicos. Ele também determina a ocorrência de fenômenos meteorológicos de interesse agrícola. Dentre os seres vivos, as plantas desempenham um papel fundamental para existência de vida na Terra, principalmente a vida animal. Através do processo da **fotossíntese**, as plantas são capazes de transformar energia luminosa proveniente da radiação solar em energia química, formando compostos orgânicos que servem de base para a alimentação dos animais em toda sua cadeia alimentar. Assim, as plantas realizam uma "ponte" entre a radiação solar e os animais, permitindo que esses também utilizem a energia proveniente do sol na sua alimentação, mas de modo indireto, é claro.

A radiação solar pode ser utilizada diretamente em uma proprie-

AE GLOSSÁRIO

A **fotossíntese** é o processo através do qual as plantas, seres autotróficos (seres que produzem seu próprio alimento) e alguns outros organismos transformam energia luminosa em energia química processando o dióxido de carbono (CO₂), água (H₂O) e minerais em compostos orgânicos e produzindo oxigênio gasoso (O₂). A equação simplificada do processo é a formação de glicose: $6H_2O + 6CO_2 \rightarrow 6O_2 + C_6H_{12}O_6$. Este é um processo do anabolismo, em que a planta acumula energia a partir da luz para uso no seu metabolismo, formando adenosina tri-fosfato, o ATP, a moeda energética dos organismos vivos. A fotossíntese inicia a maior parte das cadeias alimentares na Terra. Sem ela, os animais e muitos outros seres heterotróficos seriam incapazes de sobreviver porque a base da sua alimentação estará sempre nas substâncias orgânicas proporcionadas pelas plantas verdes. Fonte: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Fotoss%C3%ADntese>

dade para secagem de pequenas quantidades de grãos (feijão, pipoca, amendoim...), frutas, plantas medicinais e condimentares, feno e lenha. Nesse caso, o material a ser “secado” é exposto diretamente à radiação solar, que determina a evaporação da água do material, deixando-o em condições de ser armazenado. A energia proveniente da radiação solar também pode ser utilizada para aquecimento de água, através da utilização de coletor solar.

A radiação solar possui outros aspectos biológicos importantes, além da fotossíntese. Está envolvida na resposta fotoperiódica de plantas e animais. Também é necessária para formação da vitamina D, que está envolvida na absorção de cálcio, elemento essencial na formação de ossos e dentes. Pode ser um agente causador de mutação (alteração do material genético) em animais e vegetais, principalmente pela absorção de radiação ultravioleta. Por ser altamente energética, a radiação ultravioleta também possui efeito bactericida, determinando a assepsia de utensílios expostos ao sol.

Outra importância da radiação solar, também ligada a sua propriedade de assepsia, deve-se a sua aplicação no processo de solarização do solo e substratos agrícolas. A solarização foi uma técnica desenvolvida com o objetivo de desinfestação e desinfecção do solo/substratos. A técnica consiste basicamente na exposição de solo úmido, coberto com um filme plástico transparente à radiação solar, durante os meses de maior incidência dessa radiação (dezembro e janeiro, para o sul do Brasil). Nessa condição, ocorre uma elevação mais acentuada da temperatura do solo, podendo atingir níveis letais para alguns patógenos causadores de doenças, pragas e plantas daninhas.

Além de ser uma fonte de energia indispensável para a vida vegetal e animal, a radiação solar também origina uma série de fenômenos meteorológicos de interesse agrícola. A incidência de radiação solar determina o aquecimento da superfície terrestre que, por sua vez, aquece o ar. Ao mesmo tempo, a radiação solar também fornece energia necessária ao processo de evaporação. Tanto as modificações da temperatura do ar quanto da umidade do ar determinam as variações da pressão atmosférica, que, por sua vez, determina a ocorrência dos movimentos atmosféricos. Acrescenta-se ainda que o vapor d'água presente na atmosfera participa de fenômenos importantes como a formação das nuvens, chuva, granizo, neve, orvalho e neblina, entre outros.

2 Espectro solar e infravermelho

A energia proveniente da radiação solar é transmitida na forma de radiação eletromagnética (**onda eletromagnética**), sendo transmitida

+ SAIBA MAIS

Maiores informações sobre **aquecimento solar** podem ser obtidas em http://pt.wikipedia.org/wiki/Aquecedor_solar.

AE GLOSSÁRIO

Onda eletromagnética: uma onda em física é uma perturbação oscilante de alguma grandeza física no espaço e periódica no tempo. A oscilação espacial é caracterizada pelo comprimento de onda e a periodicidade no tempo é medida pela frequência da onda, que é o inverso do seu período. Estas duas grandezas estão relacionadas pela velocidade de propagação da onda. Fisicamente uma onda é um pulso energético que se propaga através do espaço ou através de um meio (líquido, sólido ou gasoso). Segundo alguns estudiosos e até agora observado, nada impede que uma onda magnética se propague no vácuo ou através da matéria, como é o caso das ondas eletromagnéticas no vácuo ou dos neutrinos através da matéria onde as partículas do meio oscilam à volta de um ponto médio, mas não se deslocam; exceto pela radiação eletromagnética, e provavelmente as ondas gravitacionais, que podem se propagar através do vácuo, as ondas existem em um meio cuja deformação é capaz de produzir forças de restauração através das quais elas viajam e podem transferir energia de um lugar para outro sem que qualquer das partículas do meio seja deslocada permanentemente como acontece num imã; isto é, nenhuma massa transportada associada pode anular o efeito magnético. Em lugar disso, qualquer ponto particular oscila em volta de um ponto fixo. Fonte: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Onda>

de um corpo para o outro sem a intervenção de uma matéria intermediária como meio de propagação. Graças a tal propriedade, a **radiação** viaja através do espaço (vácuo), chegando até a Terra.

O Sol e a Terra são corpos celestes que emitem energia. A radiação emitida por um corpo encontra-se dentro de um espectro eletromagnético, definido como sendo o conjunto de comprimento de onda emitido por um corpo. O espectro eletromagnético está relacionado à temperatura do corpo. O Sol possui temperatura próxima de 5800K ($\pm 5500^\circ\text{C}$) e a da Terra fica cerca de 300K ($\pm 17^\circ\text{C}$). Portanto, a quantidade de energia emitida, bem como a sua composição, é muito distinta entre esses dois corpos celestes. Em virtude dessas diferenças marcantes de temperatura, o sol emite radiação nos comprimentos de onda (λ) desde 0,2 até 4 ηm , correspondendo a 200 a 4000 ηm (Figura E1), denominada de radiação de onda curta; enquanto que a Terra emite radiação nos λ de 4 a 50 μm , denominada de radiação de onda longa, pois ocorre na banda do infravermelho longo.

Atenção: a emitância representa o fluxo de radiação emitido por unidade de área de um corpo. Assim, o sol apresenta uma emitância de radiação que atinge a Terra. A essa radiação recebida denomina-se irradiância, que representa o fluxo de radiação incidente por unidade de área. No topo da atmosfera, ocorre uma irradiância solar média de $2\text{cal}/\text{cm}^2 \text{min}^{-1}$ ($1370 \text{W}/\text{m}^2$). Geralmente, emprega-se o termo radiação solar no lugar de irradiância solar. Para exprimir tanto a irradiância (E_e) quanto a emitância (M_e), utilizam-se, como unidades, o Watt por metro quadrado (W/m^2) ou a caloria por centímetro quadrado por minuto ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{min}^{-1}$). As bibliografias mais antigas empregam o termo langley (ly) para indicar cal/cm^2 . Nesse caso, E_e e M_e são expressos em ly/min.

Obs: $1\text{cal} = 4,1855\text{J}$; $1\text{MJ}/\text{m}^2 = 23,892 \text{cal}/\text{cm}^2$; $1\text{cal}/\text{cm}^2.\text{min}^{-1} = 697,58\text{W}/\text{m}^2$

O espectro de emissão do sol é composto por três faixas em função do comprimento de onda (λ), a saber:

a) faixa do ultravioleta (UV): compreende os λ desde 0,2 até 0,4 μm (Figura E1), perfazendo próximo de 8% da radiação incidente no topo da atmosfera. É composta de radiação altamente energética, ocasionando queimaduras na pele e mutações, mas também é necessária para a síntese de vitamina D. Encontra-se dividida em três sub-faixas, em função do comprimento de onda (λ): UVA (λ de 0,4 a 0,32 μm), UVB (λ de 0,32 a 0,28 μm) e UVC (λ de 0,28 a 0,2 μm). O conteúdo de energia da onda aumenta de UVA para UVC. Portanto, a radiação

AE GLOSSÁRIO

Radiação solar é a designação dada à energia radiante emitida pelo Sol, em particular aquela que é transmitida sob a forma de radiação electromagnética. Cerca de metade desta energia é emitida como luz visível na parte de frequência mais alta do espectro electromagnético e o restante como radiação ultravioleta e na banda do infravermelho próximo. A radiação solar fornece anualmente $1,5 \times 10^{18}$ kWh de energia para a atmosfera terrestre, a qual, além de suportar a vasta 'maioria das cadeias tróficas (sendo assim o verdadeiro sustentáculo da vida na Terra), é a principal responsável pela dinâmica da atmosfera terrestre e pelas características climáticas do planeta. Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Radia%C3%A7%C3%A3o_solar#Densidade_m.C3.A9dia_do_Fluxo_Energ.C3.A9tico

UVC é a mais prejudicial para a pele das pessoas e animais.

b) faixa do visível (Visível): compreende os λ a partir de 0,4 até 0,7 μm , compõe cerca de 41% da radiação incidente no topo da atmosfera. Possui efeitos biológicos importantes por propiciar a visão e ser útil ao processo da fotossíntese. Por essa razão, a radiação dentro da faixa do visível também é conhecida como radiação fotossinteticamente ativa (RFA). Com relação à visão, o efeito é proporcionado pela radiação refletida pela superfície de tudo que está ao alcance da nossa visão, ou seja, pelos λ que incidem na superfície do corpo. A radiação refletida é captada pela retina e corresponde às cores que identificamos (Figura E1). As radiações no comprimento de onda do violeta são mais energéticas que aquelas do vermelho escuro.

c) Radiação infravermelha (IV): compreende os λ desde 0,7 até 4,0 μm (Figura E1), correspondendo a 44% da radiação incidente no topo da atmosfera. É uma radiação calórica, que vai determinar o aquecimento dos corpos. Para evitar um superaquecimento, a maior fração da radiação infravermelha é dissipada através da transpiração em vegetais. A radiação infravermelha é classificada em três sub-faixas em função do λ : próxima (λ de 0,8 a 1,5 μm), média (λ de 1,5 a 5,6 μm) e longa (λ de 5,6 a 1.000 μm). Os comprimentos de onda da radiação infravermelha curta são mais energéticos do que os da infravermelha longa. Na região da radiação infravermelha, a energia emitida pelo sol concentra-se na região da infravermelha curta, decrescendo a energia no sentido da longa.

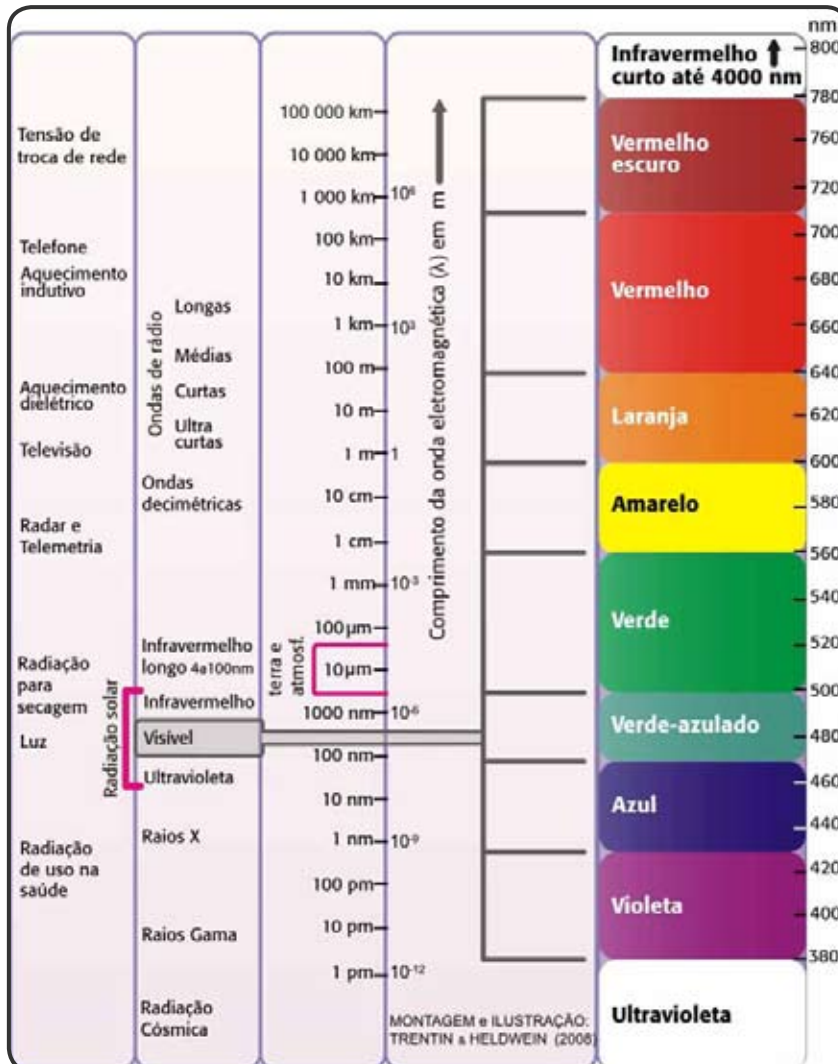


Figura E1. Faixas de radiação, com ênfase ao espectro da radiação solar e terrestre (1µm equivale a 1000nm).

3 Interação da radiação com as superfícies naturais

Quando um feixe de raios solares incide sobre um corpo qualquer (qualquer composto material), como mostra a Figura E2, o feixe pode ser parcialmente refletido pela superfície do corpo (árvore, folhas...), parcialmente transmitido e parcialmente absorvido pelo corpo. Da mesma forma, por absorver radiação solar e estar a uma temperatura superior ao zero absoluto ($T > 0,0K$), a superfície de qualquer material existente sobre a terra também está continuamente emitindo energia, porém essa é de ondas longas.

A interação da radiação com a superfície um corpo (folha, planta, solo, água...) pode ser caracterizada através das suas propriedades: refletividade, absorvidade e transmissividade.

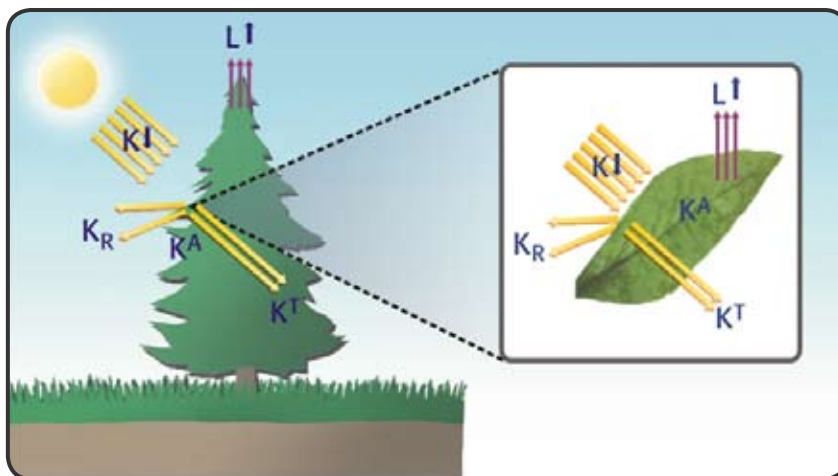


Figura E2 – Interação da radiação solar com uma superfície vegetal (K_{\downarrow} = radiação solar incidente; K_R = radiação solar refletida; K_T = radiação solar transmitida através do corpo da planta ou folha; K_A = radiação solar absorvida pelo corpo da planta ou folha; L_{\uparrow} = emissão de radiação de onda longa do corpo). O detalhe evidencia a interação em nível das folhas.

3.1) Refletividade ou Albedo de onda curta (R)

É a fração da radiação solar incidente que é refletida pela superfície de um corpo qualquer, ou seja, os raios solares incidem na superfície do corpo e retornam ao meio (Figura E2). Sob a forma de equação fica expressa:

$$R = K_R / K_{\downarrow} \quad \text{ou} \quad R(\%) = (K_R / K_{\downarrow}) \cdot 100$$

em que: K_{\downarrow} é a radiação solar incidente ($\text{cal}/\text{cm}^2\text{min}$ ou W/m^2), K_R é a radiação solar refletida ($\text{cal}/\text{cm}^2\text{min}$ ou W/m^2) e R é a refletividade (adimensional ou em %).

O albedo tem variação desde 0 até 1, correspondendo aos valores de 0 a 100% em porcentagem. Assim, um corpo que possui albedo igual 0,25 (ou 25%) significa que 0,25 (ou 25%) da radiação incidente é refletida pela superfície do corpo, sendo os outros 75% absorvidos e/ou refletidos. Geralmente, as culturas agrícolas apresentam um valor de albedo que gira em torno de 20 a 25%.

Existe uma variação diurna e também anual da refletividade que ocorre em função da inclinação dos raios solares. Para uma superfície horizontal, a refletividade é maior em torno do nascer e do pôr do sol, quando os raios solares incidem mais inclinados (maior ângulo zenital). O valor mínimo de R ocorre ao meio-dia, quando a inclinação dos raios solares é pequena (menor ângulo zenital).

As superfícies vegetadas apresentam uma alta reflexão na faixa do comprimento de onda do infravermelho próximo (λ de 0,7 a 1,5 μm), com valor ao redor de 40%, e baixa reflexão na faixa do visível (λ de 0,4 a 0,7 μm), com valor próximo de 12%. A radiação no infravermelho próximo é convertida em energia térmica (calor), que determina aquecimento do vegetal. Para evitar um aquecimento acentuado, a

superfície vegetal possui uma alta reflexão, absorvendo pouca radiação no infravermelho próximo. Já a radiação na faixa do visível é útil ao processo da fotossíntese, portanto não deve ser refletida e sim absorvida pela superfície do vegetal. Mas, mesmo dentro da faixa do visível, a refletividade da radiação não é homogênea. Observa-se que os vegetais geralmente refletem mais radiação nos comprimentos de onda correspondentes ao verde (Figura E1), razão pela qual apresentam predominantemente coloração verde.

A constituição dos corpos também interfere na refletividade. Os solos argilosos são mais escuros, porque refletem menos radiação que os solos arenosos que são mais claros. Para um mesmo tipo de solo, a refletividade varia com o teor de umidade. Observa-se que, após uma chuva (ou irrigação), a superfície do solo torna-se mais escura, significando que solo úmido reflete menos radiação. Isto acontece porque a água possui menor refletividade que o ar presente no solo seco.

3.2) Absortividade ou poder absortivo de onda curta (A)

É a fração da radiação solar incidente que é absorvida pela superfície de um corpo qualquer (Figura E2). Pode ser expressa pela relação:

$$A = K_A / K_{\downarrow} \text{ ou } A(\%) = (K_A / K_{\downarrow}) \cdot 100$$

em que K_{\downarrow} é a radiação solar incidente ($\text{cal}/\text{cm}^2\text{min}$ ou W/m^2), K_A é a radiação solar absorvida pelo corpo ($\text{cal}/\text{cm}^2\text{min}$ ou W/m^2) e A é a absortividade (adimensional ou em %).

Assim um corpo que tenha absortividade de 0,6 ou 60% significa que 60% da radiação solar incidente na sua superfície está absorvida pelo corpo. Os outros 40% restantes estarão sendo transmitidos e/ou absorvidos.

A absortividade de uma superfície varia com o comprimento de onda da radiação incidente e a natureza da superfície. Por exemplo, a neve, para a faixa de onda do visível, possui pouca absorção (um albedo elevado), enquanto que, na faixa do infravermelho, o poder absortivo é mais alto. Em geral, quanto mais escura é uma superfície, maior é o seu poder absortivo para a radiação solar.

A radiação absorvida é transformada em energia térmica, a qual determina o aquecimento do corpo e a conseqüente emissão de energia na forma de radiação de onda longa.

3.3) Transmissividade de onda curta (T)

É a fração da radiação solar incidente que penetra na superfície de um

corpo qualquer e passa através do mesmo (Figura E2), sem ser alterada e também sem produzir alterações no corpo, como, por exemplo, elevação de temperatura. Portanto, o corpo é apenas um meio de passagem para a energia radiante. A transmissividade pode ser representada pela equação:

$$T = K_T / K_{\downarrow} \quad \text{ou} \quad T(\%) = (K_T / K_{\downarrow}) \cdot 100$$

onde: K_{\downarrow} = radiação solar incidente (cal/cm²min ou W/m²); K_T = radiação solar transmitida através do corpo (cal/cm²min ou W/m²) e T é a transmissividade (adimensional ou em %).

Num corpo que possui transmissividade de 0,7 ou 70%, 70% da radiação solar incidente na sua superfície acaba passando através do corpo, sendo que os outros 30% restantes serão absorvidos e/ou refletidos. Os vegetais possuem baixa transmissividade para a faixa do visível (útil a fotossíntese), com valor ao redor de 10%, enquanto que, para a faixa do infravermelho próximo (causa aquecimento), a transmissividade é mais elevada, sendo o valor próximo de 50%.

A magnitude da interação da radiação com o corpo depende, principalmente, das características espectrais da radiação (comprimento de onda, λ), do ângulo de incidência da radiação solar (ângulo zenital, z) e da natureza do corpo (sua constituição). Isso quer dizer que esses fatores interferem tanto na refletividade, quanto na transmissividade e na absorvidade. Assim, a radiação solar incidente na superfície pode ser decomposta em até três componentes, expressa pela relação matemática:

$$K_{\downarrow} = K_R + K_A + K_T$$

Pode-se dividir essa relação pela radiação solar incidente, ficando

$$\frac{K_{\downarrow}}{K_{\downarrow}} = \frac{K_R}{K_{\downarrow}} + \frac{K_A}{K_{\downarrow}} + \frac{K_T}{K_{\downarrow}}, \quad \text{ou seja} \quad 1 = A + R + T$$

$A = K_A / K_{\downarrow}$

$R = K_R / K_{\downarrow}$

$T = K_T / K_{\downarrow}$

Assim deduz-se que o somatório da absorvidade, refletividade e transmissividade é igual a 1 ou 100%. Conseqüentemente, se existirem os valores de transmissividade e refletividade para um dado corpo, o valor da absorvidade é facilmente obtido por diferença, isolando-se o termo A da seguinte forma:

$$A = 1 - R - T \quad \text{ou} \quad A (\%) = 1 - R(\%) - T(\%)$$

ATENÇÃO: Os corpos possuem propriedades óticas distintas, variando desde aqueles que transmitem a radiação (corpo transparente, como vidro, folhas das plantas..) até os corpos que não deixam passar a radiação (corpo opaco, como madeira). Mas deve-se salientar que um mesmo corpo pode ser transparente para determinada faixa de comprimento de onda e comportar-se como opaco para a outra faixa. Como exemplo, cita-se o vidro (casa de vegetação) que é transparente para a radiação solar e praticamente opaco para a radiação de onda longa (quase não deixa passar radiação do infravermelho longo). Esse efeito pode ser facilmente percebido quando um carro, com as janelas fechadas, fica exposto ao sol. Os raios solares atravessam facilmente o vidro, que possui uma transmissividade próxima de 95% radiação solar. Essa radiação que passou através do vidro é quase que totalmente absorvida no interior do carro, pois geralmente os assentos possuem coloração escura. Devido ao aquecimento, o estofamento vai emitir radiação no infravermelho longo (radiação térmica), que não consegue atravessar o vidro, pois ele possui transmissividade muito baixa para a radiação de onda longa. Assim, praticamente toda a radiação solar que atravessou o vidro permanece no interior do veículo, sendo convertida em calor. Um efeito semelhante ocorre nas estufas plásticas, em que o plástico também deixa a passar a radiação solar e retém grande parte da radiação de onda longa emitida no interior da estufa. Assim, a temperatura do ar no interior da estufa é maior do que no ar do lado externo. Mas, salienta-se que o plástico é menos efetivo que o vidro, tanto para deixar passar a radiação solar quanto para reter a radiação térmica terrestre.

4 Disponibilidade potencial de radiação solar

Existe uma disponibilidade potencial de radiação solar incidente tanto no topo da atmosfera quanto ao nível da superfície terrestre, ou seja, após atravessar a atmosfera. Essas disponibilidades são variáveis e dependem de certos fatores.

4.1) Radiação solar no topo da atmosfera

Existe um valor médio de radiação solar incidente no topo da atmosfera que recebe a denominação de constante solar. Porém, a quantidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera varia com a latitude e a época do ano, como pode ser observado na Tabela 1. Essa variação é decorrente do movimento de translação, que ocasio-

na alteração da distância Terra-Sol e, principalmente, modificação do ângulo de incidência. Além disso, a duração do dia (do período diário de exposição aos raios solares) também é modificada ao longo do ano pelo movimento de translação da terra em torno do sol.

AE GLOSSÁRIO

Constante solar é o total de energia que atinge o limite superior da atmosfera na superfície de 1cm², perpendicularmente aos raios solares e durante um minuto. Expressa-se em calorias e tem o valor médio de 2cal/cm².min.

http://pt.wikipedia.org/wiki/Constante_solar

Tabela 1. Radiação solar incidente no topo da atmosfera ($K_{o\downarrow}$, em cal/cm².dia) com valores médios mensais correspondentes ao 15º dia de cada mês para cada latitude e respectivo valor médio dos 12 meses (Média) para cada latitude.

Latitude	Mês												
	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média
0°	885	915	926	903	850	820	832	873	903	909	891	873	882
5°S	923	938	920	873	802	767	782	835	888	923	923	917	874
10°S	968	962	915	838	755	708	732	797	873	938	956	956	866
15°S	991	968	900	802	702	649	673	752	850	932	979	985	849
20°S	1021	974	885	767	649	590	614	708	820	932	1003	1027	832
25°S	1035	971	856	717	587	525	549	652	785	917	1012	1047	804
30°S	1050	968	826	667	525	466	478	596	749	903	1021	1068	776
35°S	1053	947	788	608	457	386	413	531	699	870	1006	1074	736

A Tabela 1 mostra que, na medida que aumenta a latitude, ocorre um decréscimo na quantidade média de radiação solar recebida ao longo do ano. Assim, a região equatorial é a que apresenta a maior disponibilidade de radiação solar total no ano, ocorrendo menor disponibilidade de radiação com o aumento a latitude. Como a radiação solar incidente na superfície também depende da quantidade que incidiu no topo da atmosfera, então em nível de superfície os locais situados próximo à linha do Equador possuem grande disponibilidade de radiação solar. Por isso, esses locais são mais quentes. Próximo ao equador, também ocorre pouca variação de temperatura do ar ao longo do ano, porque ocorre pouca variação da disponibilidade de radiação ao longo do ano, ao contrário dos locais de maior latitude, onde a temperatura e a radiação solar são bem menores no inverno, sendo a variação anual desses dois elementos meteorológicos maior do que no equador.

A Figura E3 e também a Tabela 1 evidenciam que, para cada latitude, existe uma variação bastante distinta da radiação solar incidente no topo da atmosfera ao longo do ano. No Equador (latitude de 0°S) ocorre uma pequena variação ao longo do ano, existindo dois picos de máxima incidência que correspondem aos equinócios (março e se-

tembro). Para as demais latitudes, ocorre somente um pico de máxima correspondendo ao solstício de verão (dezembro). Observa-se que na latitude de 35°S chega mais radiação solar no topo da atmosfera durante os meses de verão do que no Equador, porque os dias são mais longos. Mas, no inverno, a radiação incidente será bem menor na latitude de 35°S do que no Equador. Então, pode-se constatar que, à medida que aumenta a latitude, ocorre maior variação da radiação solar incidente no topo da atmosfera ao longo do ano.

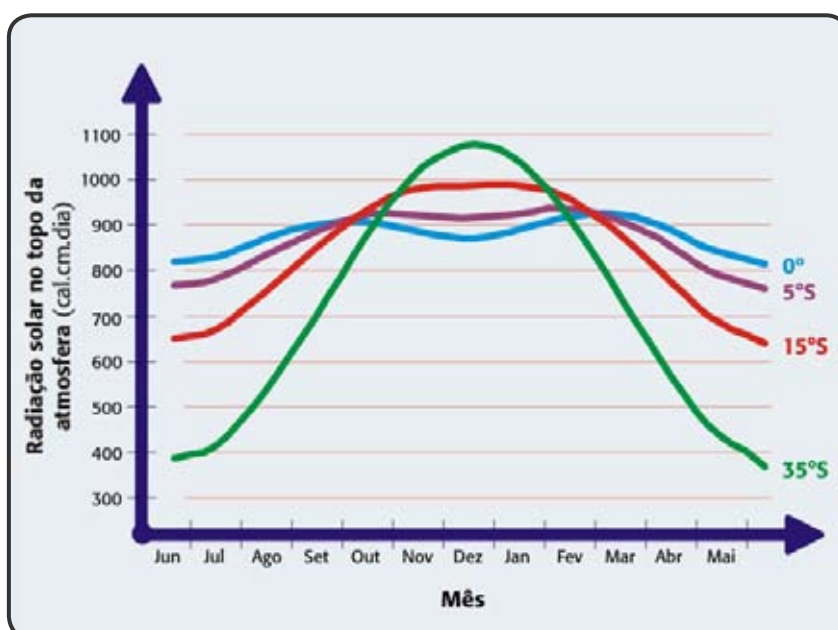


Figura E3. Variação da radiação solar incidente no topo da atmosfera ao longo do ano para latitudes 0°S, 5°S, 15°S e 35°S.

4.2) Atenuação da radiação solar na atmosfera

No topo da atmosfera, a radiação solar incidente é constituída por raios paralelos, sendo que a sua quantidade é dependente da latitude e da época do ano. Os raios solares percorrem o espaço sideral para após atingir a atmosfera terrestre. Nesse trajeto, os raios solares passam através do vácuo sem interagir com o mesmo. Porém ao atingir a atmosfera, começa a ocorrer uma interação entre os raios solares e os elementos componentes da atmosfera, ou seja, a matéria constituinte da atmosfera. Deve-se salientar que nem todos os constituintes da atmosfera interagem com a radiação solar; além disso, existem raios solares nos diferentes comprimentos de onda que passam através da atmosfera. Existe uma "janela atmosférica" na faixa do visível (radiação solar) e outra na faixa da radiação terrestre, nos λ de 8 a 14 μ m. Essas janelas significam que a atmosfera praticamente não interage com aqueles comprimentos de onda (λ), ou seja, eles passam pela atmosfera sem sofrer interação. A existência dessas janelas é muito

importante, pois a atmosfera deixa entrar a radiação útil para a fotossíntese e a visão (faixa do visível) e, ao mesmo tempo, deixa sair a radiação terrestre nos λ de 8 a 14 μm , onde ocorre a máxima de emissão da energia terrestre. Assim, a atmosfera evita que ocorra um superaquecimento da superfície.

Ao penetrar na atmosfera, a radiação solar passa a ter contato com as partículas dos elementos atmosféricos sofrendo um processo de atenuação (diminuição), sendo cada vez mais intenso à medida que penetra no interior atmosfera. Assim, a quantidade de radiação solar vai decrescendo desde o topo da atmosfera até atingir a superfície terrestre. Os principais processos que determinam a atenuação da radiação solar na atmosfera são a absorção e a reflexão.

a) Absorção

É o processo pelo qual a radiação incidente na superfície da partícula é absorvida, causando uma elevação da temperatura da partícula, possibilitando emissão maior de energia pela partícula. Os principais constituintes atmosféricos absorvedores de radiação solar são:

- Ozônio (O₃) e Oxigênio (O₂): absorvem principalmente no λ do ultravioleta. O O₃ tem pequena absorção na faixa do infravermelho.

- Gás carbônico (CO₂): absorve radiação em vários λ do infravermelho, apresentando picos de absorção nos λ de 1,5; 2,8 μm (radiação solar) e em 4,3 e 15 μm (radiação terrestre). A sua importância decorre da sua capacidade de absorver a radiação que a Terra emite em direção ao espaço. Assim, a radiação (energia) que seria perdida para o espaço sideral fica retida na atmosfera, diminuindo o resfriamento da superfície (efeito estufa).

- Vapor de água: absorve principalmente radiação na faixa do infravermelho, nos λ emitidos pelo sol na faixa de 0,8 a 2,4 μm e também nos λ emitidos pela Terra nos λ de 5,5 a 7,0 μm e nos λ acima de 15 μm . O vapor é o componente atmosférico que apresenta grande variabilidade do seu teor e, assim, interfere bastante no processo de absorção de radiação solar e terrestre.

b) Reflexão

É processo no qual a radiação incidente na superfície das nuvens e de partículas (moléculas e aerossóis - partículas microscópicas sólidas e líquidas) é dispersa em uma ou várias direções (denominado também de difusão). Pelo processo de reflexão, a radiação incidente na superfície da partícula volta ao meio com alteração da sua direção, mas sem ocorrer modificação no comprimento de onda. Assim, os raios solares que eram unidirecionais antes de penetrar na atmosfera, depois da reflexão, passam a ser multidirecionais. A reflexão é realiza-

AE GLOSSÁRIO

Espaço sideral: Considera-se espaço sideral todo o espaço do universo não ocupado por corpos celestes, incluídas as suas eventuais atmosferas. É a porção vazia do universo, onde predomina o vácuo. O termo também pode ser utilizado para referir-se à todo espaço além da atmosfera terrestre. o espaço sideral também chamado de espaço cósmico é o universo. A Terra localizada no universo. A Terra é um astro que está no universo. Ou seja a Terra está no espaço sideral. http://pt.wikipedia.org/wiki/Espa%C3%A7o_sideral

da principalmente por partículas de gases, poeiras, cristais de gelo e a superfície de nuvens.

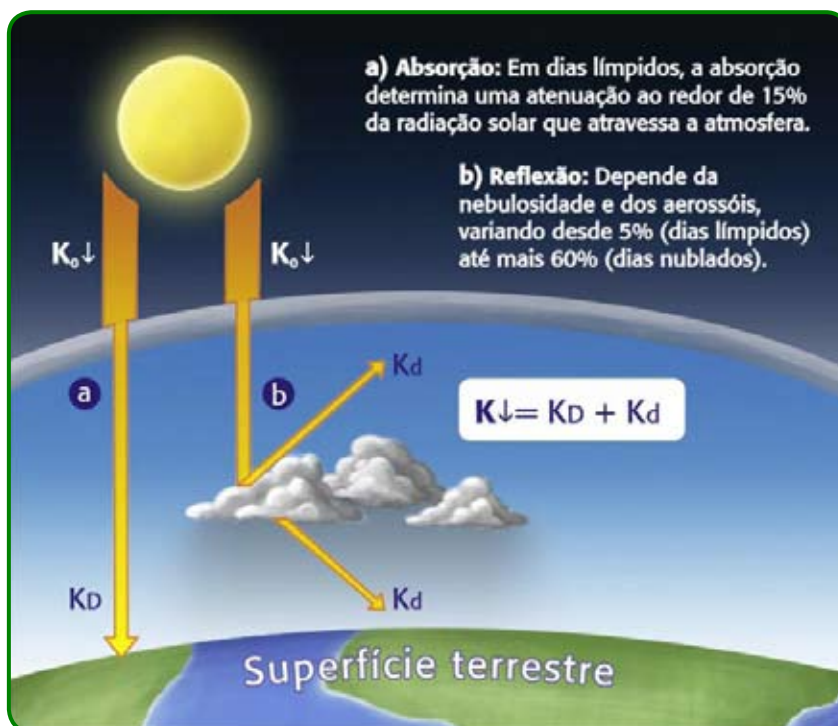


Figura E4 – Incidência de radiação solar na superfície após a interação da radiação solar na atmosfera, enfatizando os processos de absorção (a) e reflexão (b). K_D - Radiação solar direta, K_d - Radiação solar difusa e K_{\downarrow} - Radiação solar global

4.3) Radiação solar direta, difusa e global

Devido à interação com a atmosfera, a radiação solar é dividida em duas componentes segundo a direção dos raios solares.

a) Radiação solar direta (K_D)

É a fração da radiação solar que atinge a superfície sem interagir com atmosfera (Figura E4). Assim, os raios solares continuam sendo unidirecionais. Em dias sem nebulosidades (dias límpidos), cerca de 80% da radiação solar incidente na superfície é constituída por radiação solar direta, ou seja, por raios unidirecionais.

b) Radiação solar difusa (K_d)

É a fração da radiação solar que atinge a superfície após interagir com a atmosfera (Figura E4). Dessa forma, os raios solares têm a sua direção alterada e chegam à superfície em várias direções. Em dia com muita nebulosidade (dias encobertos ou fechados), predomina a radiação solar difusa, sendo que cerca de 80-90% da radiação solar incidente na superfície é constituída por raios multidirecionais.

A radiação solar difusa, por ser mutidirecional, possui maior capacidade de penetrar em uma comunidade de vegetal. Assim, a radiação solar existentes no interior da floresta é constituída basicamente por radiação solar difusa. Isso é muito importante, pois possibilita a realização de fotossíntese pela vegetação mais baixa.

c) Radiação solar global (K_{\downarrow})

Representa o total de radiação solar que atinge a superfície do solo, sendo a soma das componentes direta e difusa.

$$K_{\downarrow} = K_d + K_d$$

A radiação solar incidente no nível de superfície depende da quantidade de radiação solar que incidiu no topo da atmosfera, bem como da composição da atmosfera do local, que varia em função da presença de poluentes, poeira, mas principalmente do teor de vapor d'água e nebulosidade. Em termos comparativos, nos dias nublados, a radiação solar global que atinge a superfície pode ser 1/3 do valor que ocorre em dias límpidos.

5 Insolação Real ou Brilho Solar (n)

O tempo total diário de brilho solar direto denomina-se insolação. Ela representa o número de horas em que raios solares diretos não foram interceptados pela nebulosidade e incidiram na superfície. Sua unidade de medida é dada em horas e décimos de horas. Esse dado é obtido com um heliógrafo, que consiste em uma esfera cristal que funciona como uma lente convergente de raios solares, permitindo a carbonização de uma fita que está sob essa esfera. A insolação é medida com o auxílio do heliógrafo (Figura E5) e é um dado utilizado para a estimativa da radiação solar global.

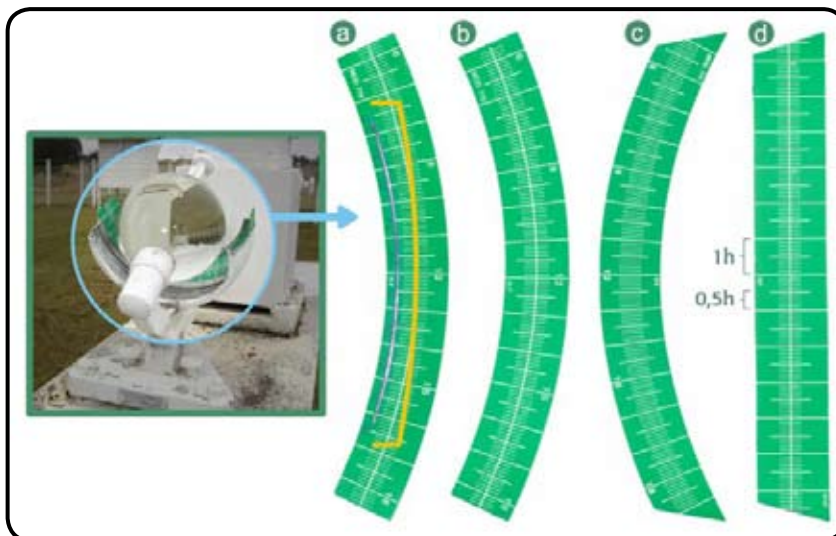


Figura E5- Heliógrafo e os tipos de fitas heliográficas: (a) curva curta com registro de insolação, b) curva curta, c) curva longa, d) reta. Observe as setas vermelhas (a) indicando o início e o final da queima da fita ocasionada pelos raios solares, indicando que a insolação (n) nesse dia foi igual 8,8h. Está indicado na fita tipo reta (d) que a distância entre os traços maiores corresponde a 1h; entre o traço maior e o intermediário, 0,5 hora e entre os traços menores, 0,1 hora.

5.1) Heliógrafo

a) Finalidade: destina-se a registrar o total diário de horas de brilho solar direto, isto é, o número de horas em que os raios solares atingem diretamente a superfície em uma localidade.

b) Descrição: compõe-se de uma esfera de vidro ou cristal, suspenso por um suporte sólido e semi-circular (Figura E5a), tendo, na parte inferior, uma armação metálica em forma de concha. Na face interna da concha, existem três pares de ranhuras que formam vãos, nos quais são colocadas as fitas heliográficas (Figura E5a a 5d). As fitas heliográficas são tiras de papel especial graduadas em escala adequada (horas e décimos), que ficam em toda sua extensão equidistantes da esfera de cristal. A esfera age como uma lente convergente, o que possibilita a carbonização da fita em consequência o registro do brilho solar.

c) Instalação: deve ser instalado no interior da estação, numa posição em que não haja possibilidade de sombreamento sobre o mesmo (lado norte da estação no Hemisfério Sul). O heliógrafo é instalado a 1,5 m da superfície do solo.

d) Manejo: trocar a fita heliográfica todos os dias na leitura das 21 horas (ou a qualquer hora após o ocaso do sol). A declinação do sol varia com a época do ano, sendo que, no hemisfério sul, os raios solares chegam mais inclinados no inverno. Em função disso e da variação no comprimento do dia, são usadas três tipos de fitas (Figura

E5), conforme a época do ano:

- fita reta (Figura E5a): colocada no vão central da concha de início de março a meados de abril e início de setembro a meados de outubro.

- Fita curva curta (Figura E5b): colocada no vão superior e menor da concha, desde meados de abril a fim de agosto;

- Fita curva longa (Figura E5c): colocada no vão inferior da concha, desde meados de outubro a fim de fevereiro (verão).

OBS: o nº 9 da fita deve ficar para o lado OESTE.

6 Medida da radiação solar global

Os instrumentos destinados à medida da radiação solar global recebem a denominação genérica de piranômetros. Alguns instrumentos utilizam o princípio da transformação da energia radiante em energia térmica, como é o caso do actinógrafo, em que a variação na energia térmica promove a dilatação de uma placa de metal. Em outros instrumentos, como o piranômetro, a variação de energia térmica é determinada pela diferença de potencial elétrico entre a superfície absorvedora de radiação e um referencial. A variação na energia térmica da superfície coletora é proporcional à radiação solar global incidente.

6.1) Pirânometro

Tem o sensor constituído por um conjunto de termopares com áreas pintadas de preto fosco e branco brilhante. As junções em preto fosco (junções quentes) ficam na superfície receptora da radiação solar e aquelas em branco brilhantes (junções frias) podem estar situadas na mesma face ou na parte interna do instrumento. A diferença de potencial estabelecida entre as junções quentes e frias é função da diferença de temperatura entre elas que, por sua vez, é proporcional ao total de energia incidente. A diferença de potencial é transformado em sinal analógico e armazenado em um sistema eletrônico de aquisição de dados, denominado "datalogger". As junções, que compõem o elemento sensível, ficam protegidas por uma cúpula de vidro, com atmosfera rarefeita e inerte. A cúpula de vidro é transparente para a faixa de comprimento de onda de $0,3 \mu$ a $4,0 \mu\text{m}$, ou seja, para a radiação solar global e quase opaca para a radiação infravermelha longa, emitida pelos constituintes da atmosfera.



Figura E6 – Pirânometro Kipp & Zonen com cúpula dupla de vidro para filtrar a radiação infravermelha da atmosfera

6.2) Actinógrafo de Robinson

É um instrumento de registro contínuo da radiação solar global incidente (Figura E7a). Apesar de poder apresentar um erro de até $\pm 20\%$ na medida, esse instrumento possui precisão suficiente para fins climatológicos.

a) Finalidade: registro da radiação solar global incidente em uma superfície plana.

b) Descrição: constitui-se de uma superfície receptora da radiação, sendo protegida por uma cúpula de vidro (Figura E7b) para evitar o resfriamento pelo vento. A dilatação da superfície receptora é transmitida e ampliada por um sistema de alavancas para um gráfico (Figura E7c), que está em torno de um tambor relógio. A superfície receptora é uma placa metálica, pintada de preto fosco. A dilatação está relacionada à incidência da radiação solar global.

c) Instalação: o actinógrafo está instalado em nível à 1,5 m da superfície do solo, na porção norte da estação.

d) Manejo: os principais manejos do actinógrafo constituem-se em trocar o gráfico diariamente ou semanalmente, às 21 horas, manter a pena com tinta, manter a cúpula de vidro limpa e dar corda ao mecanismo do relógio.

e) Dados: através do actinógrafo, pode-se coletar o valor instantâneo de densidade de fluxo da radiação solar global incidente, ou se integra (soma) a área abaixo da curva diária de registro para obter o total diário de radiação solar global incidente.

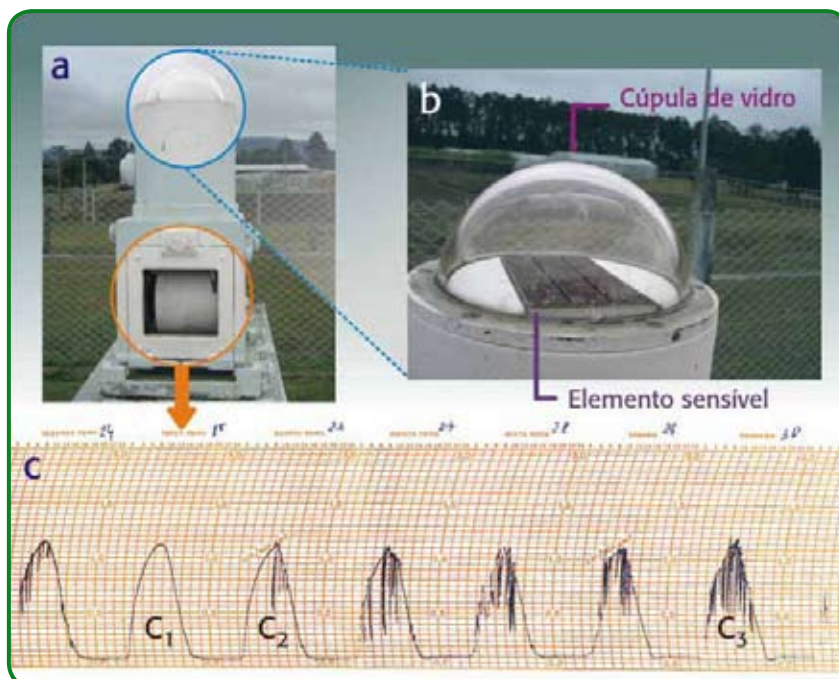


Figura E7 – Actinógrafo de Robinson (a), detalhes do elemento sensível (b) e gráfico do actinógrafo com registros (C₁- dia límpido, C₂ – dia parcialmente nublado, após as 12h, C₃ – céu parcialmente nublado a encoberto durante todo o dia)

7 Balanço de Radiação

O balanço de radiação ou balanço global de radiação contabiliza as entradas e saídas de radiação em uma superfície (Figura E8). Devido à presença de radiação de onda curta e longa sobre superfície, haverá um balanço para cada tipo de onda. Por convenção, a radiação que chaga à superfície possui sinal positivo (ganho) enquanto a que sai possui sinal negativo (perda).

7.1) Balanço de ondas curtas (K*)

O balanço de ondas curtas contabiliza a entrada e saída de radiação onda curta, ou seja, a radiação solar (Figura E8, setas laranja). O balanço de radiação de ondas curtas é representado pela equação:

$$K^* = K_{\downarrow} \cdot (1-R)$$

em que: K_{\downarrow} é a radiação solar global incidente e R é a refletividade (solo +vegetação).

O balanço de ondas curta (K*) diminui na medida que aumenta a refletividade, ou seja, os corpos que apresentam elevada refletividade apresentam pouca radiação solar disponível (baixo valor de K*) sobre a sua superfície. O valor de K* é positivo ou é igual a zero (nunca é

negativo). O valor de zero ocorre à noite, quando não existe radiação solar naquele local ($K_{\downarrow}=0$) ou quando a reflexão possuir o valor máximo de 100% ($R=1$). As superfícies das culturas e solo apresentam um valor de refletividade bem menor, próximo a 15 a 25%. Assim, sempre uma maior fração da radiação solar incidente fica disponível nos cultivos agrícolas. Desta radiação solar que permanece na superfície, parte é absorvida (K_A) pelo solo e vegetais (sendo um pouco usado para fotossíntese). A radiação absorvida causa o aquecimento dos corpos (solo e vegetais) e a conseqüente emissão de radiação de ondas longas, originando o balanço de ondas longas.

7.2) Balanço de ondas longas (L^*)

O balanço de ondas longas (L^*) contabiliza a entrada e a saída de radiação de onda longa (infravermelha longa emitida pelos corpos da atmosfera e superfície da terrestre). O balanço de radiação de ondas longas, também denominado de saldo de radiação de ondas longas, é representado pela equação:

$$L^* = L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$$

em que: L^* é o balanço de ondas longas, L_{\uparrow} é a radiação terrestre, L_{\downarrow} é contra- radiação da atmosfera.

A radiação terrestre emitida (L_{\uparrow}) para o espaço depende da temperatura da superfície; sendo que, quanto maior a temperatura da superfície, maior será a emissão de radiação terrestre. Portanto, a superfície terrestre emite mais radiação (perda de energia) nas horas mais quentes do dia (meio-dia até cerca de 16 horas - maior temperatura) do que de madrugada (menor temperatura). Observe, na Figura E8, que as setas vermelhas simbolizando o balanço de ondas longas são maiores durante o período diurno do que no noturno. Porém, a maior emissão de radiação terrestre nas horas mais quentes não implica resfriamento da superfície, pois, concomitantemente com a emissão de radiação terrestre, ocorre absorção de radiação solar, que, em termos de energia, é muito superior. Na realidade, a energia emitida sob a forma de radiação terrestre é proveniente da absorção de radiação solar, porém a superfície absorve em um comprimento de onda menor (mais energético) e emite em um comprimento de onda maior (menos energético).

A contra- radiação ou radiação atmosférica (L_{\downarrow}) é a radiação de onda longa que a atmosfera emite em direção à superfície. A atmosfera é relativamente opaca (baixa transmissividade) para a radiação terrestre, exceto na janela atmosférica (8 a $12\mu\text{m}$). Assim, alguns ele-

mentos presentes na atmosfera, como gás carbônico (CO_2), metano (CH_4), óxido de nitroso (N_2O), ozônio (O_3), clorofluorcarbonos (CFC₂) e, principalmente, o vapor d'água e/ou a água condensada nas nuvens, absorvem radiação terrestre e emitem radiação infravermelha, tanto em direção ao espaço quanto em direção a superfície, originando a contra-radiação, que impede um resfriamento mais intenso da superfície.

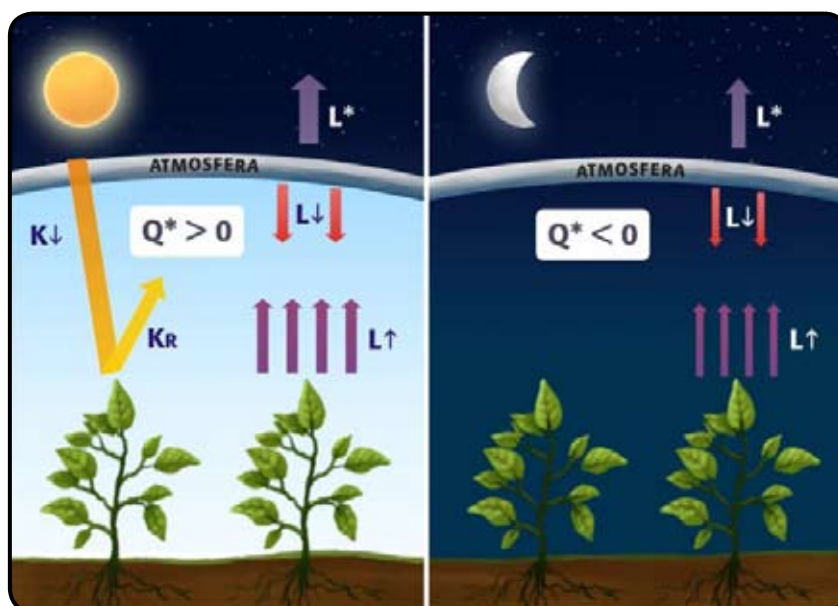


Figura E8 – Balanço global de radiação. As setas laranja representam o balanço de ondas curtas enquanto que as setas roxas representam o balanço de ondas longas. K é a radiação solar global incidente, K_R é a radiação solar refletida (solo +vegetação), K_A é a radiação solar absorvida (solo +vegetação), L_{\uparrow} é a radiação terrestre emitida (solo + vegetação) e L_{\downarrow} é a contra-radiação emitida pela atmosfera que atinge a superfície.

Existem alguns fenômenos meteorológicos que ocorrem devido ao resfriamento da superfície, como, por exemplo, o orvalho e a geada de irradiação. A ocorrência desses fenômenos é favorecida pela perda de radiação terrestre, sendo que o resfriamento da superfície é mais intenso em noites límpidas, com ausência de vento e baixo teor de vapor d'água na atmosfera. A nebulosidade é muito efetiva para aumentar a contra-radiação, diminuindo, então, o resfriamento da superfície e, assim, dificultando a ocorrência daqueles fenômenos.

O balanço de ondas longas também é chamado de radiação terrestre efetiva, pois representa a perda líquida de energia da superfície para o espaço. O valor de L^* é geralmente menor que zero (negativo), pois a radiação perdida é maior que a recebida na forma de contra-radiação.

O efeito estufa é um efeito normal da atmosfera e necessário para que não ocorra um resfriamento intenso da superfície. O problema é

que, com o aumento da poluição (gases como CO₂, CH₄, N₂O e CFCs), tem-se intensificado a contra-irradiação. Assim, a Terra está perdendo menos energia sob a forma de radiação terrestre para o espaço. Portanto, mais energia (radiação infravermelha longa) fica retida no sistema superfície-atmosfera, causando uma elevação da temperatura do sistema.

7.3) Balanço de radiação ou saldo de radiação (Q*)

O saldo de radiação representa a quantidade de radiação (onda curta e longa) que resta sobre a superfície depois de contabilizada a entrada e a saída de radiação solar (onda curta) e de radiação terrestre (onda longa). Assim, o saldo de radiação é representado pelo somatório entre o balanço de ondas curtas (K*) e longas (L*), dado pela equação:

$$Q^* = K^* + L^*$$

Ao longo do dia, devido à alternância entre presença e ausência de radiação solar, o saldo de radiação assume dois valores distintos:

Período diurno	Período noturno
<p>K* > 0 (Chega radiação solar) L* < 0 (Sai radiação terrestre) Mas, K* é muito superior a L* (a energia que chega sob a forma de radiação solar é muito maior do que aquela que sai sob a forma de radiação terrestre). Então,</p> <p>Q* > 0</p>	<p>K* = 0 (Não incide radiação solar no local) L* < 0 (Sai radiação terrestre) Logo Q* = L*, Como L* < 0 é negativo, Então,</p> <p>Q* < 0</p>

O valor positivo do saldo de radiação significa que existe radiação disponível (energia) para a realização de processos como aquecimento do solo e do ar, para a realização da fotossíntese e para ser consumida na evaporação/evapotranspiração (evaporação do solo mais a transpiração da cultura). Quando o saldo de radiação é negativo, a energia perdida é maior do que a recebida, ocorrendo resfriamento do solo e do ar, sendo muito restringido o processo de evaporação.

A repartição do saldo de radiação nos diferentes processos que consomem energia recebe o nome de balanço de energia. O processo de evaporação/evapotranspiração é que consome a maior parte (fra-

ção) da energia proveniente do saldo de radiação (Q^*), depois vem o aquecimento do ar e, por último, o aquecimento do solo (Tabela 2). A energia consumida no processo de evaporação não determina elevação de temperatura, pois é usada para romper as ligações entre as moléculas da água, sendo denominada de calor latente. A energia consumida para o aquecimento gera calor e eleva a temperatura e é denominada de calor sensível. O processo da fotossíntese apesar de ser muito importante, consome muito pouca energia, nem sendo considerado no balanço de energia.

Tabela 2 – Balanço de energia em uma cultura de milho forrageiro. (Adaptado de MEDEIROS, 1989)

Solo	Consumo de energia do saldo de radiação			
	IAF	Evapotranspiração	Aquecimento do ar	Aquecimento do solo
Úmido	3,8	80%	17%	3%
Úmido	5,9	88,5%	11,2%	0,3%
Seco	5,9	71,3%	28%	0,7%

IAF = índice de área foliar (superfície de folhas, em m², por unidade de superfície de solo, em m²; assim, o valor de IAF de 3,81 representa que existem 3,81m² de folhas verdes para cada 1m² de superfície solo).

Em uma cultura, o balanço de energia está diretamente relacionado à superfície foliar da cultura e ao conteúdo de umidade do solo (Tabela 2). Quando o solo está úmido, observa-se que, na medida que aumenta o índice de área foliar (IAF passa de 3,8 para 5,9), ocorre um aumento no consumo de energia para a evapotranspiração, pois aumenta a superfície responsável pela maior parte da perda de água da cultura, ou seja, as folhas. Observa-se também que ocorre uma diminuição da energia gasta para o aquecimento do solo com o aumento da área foliar, pois as folhas acabam sombreando o solo, não deixando que a radiação incida sobre ele. Porém, para um mesmo valor de índice área foliar (IAF igual a 5,9), quando a superfície do solo está seca, ocorre uma restrição do processo de evapotranspiração, sendo gasto mais energia para aquecimento do ar. Esse efeito também ocorre nas cidades, pois, quando a superfície do solo está seca, verifica-se um aquecimento mais acentuado do solo e, conseqüentemente, o ar acima também aquece, elevando muito a temperatura do ar. Mas, se durante a noite ocorre chuva, no outro dia, mesmo que incida a mesma quantidade de radiação solar, o aquecimento do ar é menos acentuado, pois mais energia é gasta no processo de evaporação.

8 Interpretação das informações agrometeorológicas

O crescimento das culturas depende da incidência de radiação solar para o processo da fotossíntese. Existe um valor mínimo de radiação solar que é denominado de limite trófico, que corresponde à quantidade mínima de radiação que a planta deve receber para a sua manutenção. Nesse caso, a energia gasta na respiração é igual à energia produzida pela fotossíntese, não ocorrendo o crescimento da planta. Então, as plantas somente poderão apresentar crescimento (aumento da massa vegetal) quando a radiação solar incidente for superior ao limite trófico. Para as culturas de verão, geralmente adota-se o valor de limite trófico citado pela FAO (1990), que equivale a 200 cal/cm².dia (cerca de 8,4 MJ/m².dia).

As estufas plásticas, quando bem manejadas, podem permitir a produção de culturas de verão na entressafra, quando as condições externas não possibilitam a sua produção. Isso permite maior retorno ao produtor devido ao melhor preço pago. Entretanto, mesmo dentro das estufas bem manejadas, podem ocorrer condições ambientais desfavoráveis às culturas, por deficiência térmica ou radiativa. Ao mesmo tempo em que o filme plástico favorece o aquecimento do ar no interior da estufa, ele também atua como uma barreira à chegada de radiação solar para as plantas no seu interior.

Com relação à utilização de informações agrometeorológicas, um trabalho muito interessante foi realizado por Buriol et al. (2005), os quais estimaram a incidência de radiação solar no interior de estufa plástica em 37 localidades do estado do Rio Grande do Sul. De acordo com os autores, os resultados encontrados confirmam a prática atualmente empregada pelos produtores do RS, de realizar dois cultivos distintos em ambiente protegido. No primeiro cultivo, o subperíodo entre o início e o final da floração deve ocorrer até o final do mês de maio, para que o crescimento dos frutos e término da colheita possa ocorrer até meados de junho. O segundo cultivo, pode ser iniciado em julho, pois a floração e frutificação ocorrerá nos meses subseqüentes, quando é baixa ou nula a ocorrência de níveis limitantes de radiação solar. Os referidos autores ressaltam, entretanto, que as exigências radiativas são variáveis entre espécies e também entre cultivares ou híbridos. Dessa forma, os limites apresentados nesse trabalho devem ser tomados apenas como referenciais para o planejamento anual dos cultivos em ambiente protegido no RS.

+ SAIBA MAIS

Endereços eletrônicos recomendados

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#30>

<http://www.cptec.inpe.br/glossario/#31>

Bibliografia consultada

ANGELOCCI, L.R. **Água na planta e trocas gasosas/energéticas com a atmosfera**. Piracicaba: Ed. do Autor/ESALQ, 2002, 272p.

Buriol, G.A., Lago, I., Heldwein, A. B., Schneider, F. M. Andriolo, J. L. **Disponibilidade de radiação solar para hortaliças cultivadas em ambiente protegido no período invernal no Estado do Rio Grande do Sul**. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v. 13, n. 1, p. 21-26, 2005

FAO - **Protected cultivation in the mediterranean climate**. Roma: FAO, 1990. 313 p. (Plant Production and Protection Paper, n. 90).

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo: Editora Agronômica Ceres Ltda, 1981. 425p.

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA E ABASTECIMENTO. **Manual de Observações Meteorológicas**. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia, 1999. 62 p.

MONTEITH, J.L.; UNSWORTH, M.H. **Principles of environmental physics**. 2th Ed. London: Edward Arnold, 1990. 261p.

PEREIRA, A.R., VILLA NOVA, N.A., SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997, 183p.

PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações**. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001, 480p.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2000. 515p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p.

Unidade F

TEMPERATURA DO SOLO

Introdução

O solo é um meio que atua diretamente sobre a produção vegetal. Além de ser um meio armazenador de água e nutrientes para as plantas, o solo também possibilita a fixação das raízes de sustentação das plantas. Mas, para que a semente germine e posteriormente a planta tenha um desenvolvimento adequado, o solo também deve oferecer condições térmicas favoráveis pra a planta. O solo sofre um processo diário de aquecimento e resfriamento, que depende da radiação solar incidente e do tipo de solo.

Objetivos

- discutir o aquecimento e variação diária da temperatura do solo;
- apresentar noções sobre as propriedades térmicas do solo;
- discutir sobre a importância agroclimática e modificação da temperatura do solo.

1 Importância agroclimática

A temperatura do solo tem grande influência na germinação das sementes, na emergência das plântulas. A germinação das culturas de verão é favorecida pela ocorrência de valores de temperatura do ar acima de 10°C. Posteriormente, continua atuando no crescimento e no desenvolvimento dos vegetais, pois interfere na absorção de água e nutrientes pelas raízes. Assim, a ocorrência de temperaturas baixas restringe a absorção de nutrientes. Além disso, a temperatura do solo também interfere na atividade dos microorganismos que degradam a matéria orgânica, disponibilizando nutrientes para serem aproveitados pelas plantas. A variação da temperatura ocasiona a expansão e contração das rochas, e, agindo durante um longo tempo, causa a desintegração das rochas, material formador dos solos. Assim, essa oscilação de temperatura seria um dos fatores que determinaria a formação dos solos.

A variação diária da temperatura da superfície do solo depende das trocas de energia com a atmosfera, decorrentes da absorção de radiação solar e da emissão de radiação terrestre. Assim, quanto mais

exposto estiver o solo, maiores serão as trocas de energia e, conseqüentemente, maior será a variação de temperatura. Portanto, à medida que a vegetação cresce, sombreando a superfície do solo, diminuem as variações diárias de temperatura, pois a cobertura vegetativa atua como uma camada isolante, interceptando uma fração considerável da radiação solar incidente e atuando como anteparo à radiação emitida pela superfície terrestre.

2 Aquecimento do solo

Parte da radiação solar incidente na superfície é absorvida pelo solo, sendo convertida em energia térmica. Em conseqüência disso, a superfície do solo experimenta uma elevação de temperatura, originando um **gradiente** de temperatura em relação à superfície do solo e às camadas, e da superfície do solo com a atmosfera, isto é, a temperatura na superfície do solo será maior do que a da atmosfera acima e daquela das camadas de solo abaixo dela. Em função disso, ocorre transferência de energia em direção à atmosfera e para as camadas abaixo da superfície do solo. A transferência de energia entre as camadas do solo ocorre basicamente pelo processo de condução térmica.

2.1 Condução térmica

É um processo de transferência de calor (energia térmica) em que a energia é transferida de molécula para molécula, sem que haja deslocamento das moléculas de sua posição original. Na verdade, a energia é transferida de elétrons para elétrons sem que os átomos se desloquem ou sem que ocorra o deslocamento do elétron para o átomo vizinho (o que seria uma corrente elétrica).

Os corpos mais densos (ou que possuam os átomos mais próximos entre si) apresentam maior facilidade de **conduzir o calor**. Por essa razão, os melhores condutores são os metais, ao passo que o ar não é um bom condutor. Em ordem decrescente de capacidade de conduzir calor, pode-se enumerar: metais, minerais, água, solo seco e ar.

3 Propriedades térmicas do solo

A variação da temperatura no solo (superfície e camadas inferiores) é uma função da energia proveniente da absorção de radiação solar na superfície e das suas propriedades térmicas, especialmente o calor específico e condutividade térmica.

AE GLOSSÁRIO

Um **gradiente** é a alteração no valor de uma quantidade por unidade de medida de distância em uma direção especificada. Por exemplo, o gradiente de diferença de potencial é a diferença de potencial por unidade de comprimento ao longo do condutor ou através do dielétrico em função do tempo. <http://pt.wikipedia.org/wiki/Gradiente>.

AE GLOSSÁRIO

Condução térmica é um dos meios de transferência de calor que geralmente ocorre em materiais sólidos, e é a propagação do calor por meio do contato de moléculas de duas ou mais substâncias com temperaturas diferentes (metais, madeiras, cerâmicas, etc...). Ocorre a propagação de calor sem transporte da substância formadora do sistema, ou seja, através de choques entre suas partículas integrantes ou intercâmbios energéticos dos átomos, moléculas, e elétrons. Os metais, devido à elevada condutividade térmica, são excelentes meios de propagação de calor. Os gases e alguns sólidos, que possuem baixa condutividade térmica, são péssimos meios de propagação de calor. Em fluidos (líquidos e gases) também ocorre transferência de calor por condução, porém nestes o aumento da temperatura provoca uma alteração na densidade do fluido na parte mais quente, o que provoca uma movimentação macroscópica. Esse deslocamento que surge entre a parte do líquido mais quente e a mais fria aumenta a velocidade de transporte de energia térmica. A este fenômeno dá-se o nome de convecção. http://pt.wikipedia.org/wiki/Condu%C3%A7%C3%A3o_do_calor

3.1 Condutividade térmica do solo (K)

Considerando uma fração de solo representado por cubo de solo com volume igual a 1cm^3 e que, a face superior seja a superfície do solo enquanto que a face inferior seja logo abaixo, a 1cm de profundidade (Figura F1). Quando a superfície do solo absorve energia, terá uma temperatura superior (face superior do cubo, com 15°C) à camada abaixo (face inferior do cubo, 14°C), então vai ocorrer um fluxo de calor descendente (seta laranja). Entretanto, quando ocorre o resfriamento da superfície do solo, essa ficará com temperatura menor (face superior do cubo, com 14°C) à da camada abaixo (face inferior do cubo, com 15°C), nesse caso o fluxo de calor será ascendente (seta vermelha). O fluxo de calor entre as camadas é caracterizado por uma propriedade do solo denominada de condutividade térmica (K). O valor da condutividade térmica representa o número de calorías (cal) que flui na unidade de tempo através de uma unidade de volume de solo, quando existe um gradiente térmico de $1^\circ\text{C}/\text{cm}$.

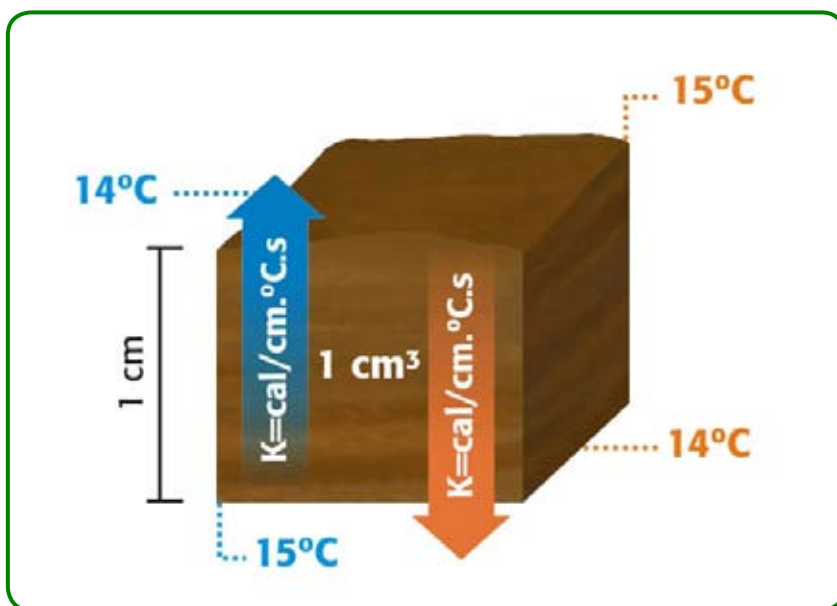


Figura F1 – Condutividade térmica (K)

A condutividade térmica pode ser considerada como uma medida da capacidade do solo em transmitir energia térmica. Assim, à medida que aumenta o valor da condutividade térmica, mais facilmente a energia térmica é transmitida de uma camada para outra. Portanto, solos com maior valor de condutividade térmica tendem a transferir mais rapidamente a energia que foi absorvida pela superfície para as camadas inferiores. Quando ocorre resfriamento da superfície, as camadas inferiores tendem a repor mais rapidamente a energia perdida pela superfície. A unidade de medida da condutividade térmica é cal/

cm.°C.s.

IMPORTANTE: a partir do que foi exposto, conclui-se que os solos de grande condutividade térmica (K) apresentam, na sua superfície, menor variação de temperatura do que os solos com baixo valor do coeficiente K. Conseqüentemente, os solos cujo valor de K é grande desempenham um papel mais efetivo como reservatório de calor.

O solo é um material poroso, portanto apresenta baixa condutividade térmica, situando-se na ordem de 0,00045 cal/ cm.°C.s. Porém, o valor da condutividade é variável para cada tipo de solo. A condutividade térmica da água, cerca de 0,00015 cal/ cm.°C.s, é superior à do ar, próximo de 0,000005 cal/ cm.°C.s. Então, nos solos secos, o ar contido nos poros baixa o fluxo de calor dos solos. Já nos solos úmidos, a água substitui parcialmente o ar, aumentando a condutividade térmica do solo. Portanto, o aumento da umidade do solo melhora a transferência de energia entre as camadas.

3.2) Calor específico volumétrico do solo (C)

O calor específico volumétrico do solo representa a quantidade de energia necessária para elevar a temperatura de 1cm³ de solo em 1°C. Na realidade, o solo tanto recebe quanto perde energia, então o calor específico volumétrico solo pode ser definido como a quantidade de energia necessária para que um volume unitário de solo tenha uma variação de temperatura de 1°C (Figura F2). Essa variação de temperatura pode ser originada pela energia recebida durante o período diurno (Figura F2, seta azul) com acréscimo de 1°C na temperatura inicial (t₁) do volume de solo ou pela energia perdida no período noturno (Figura F2, seta vermelha) com decréscimo de 1°C. A unidade de medida do calor específico volumétrico é cal/cm³. °C.

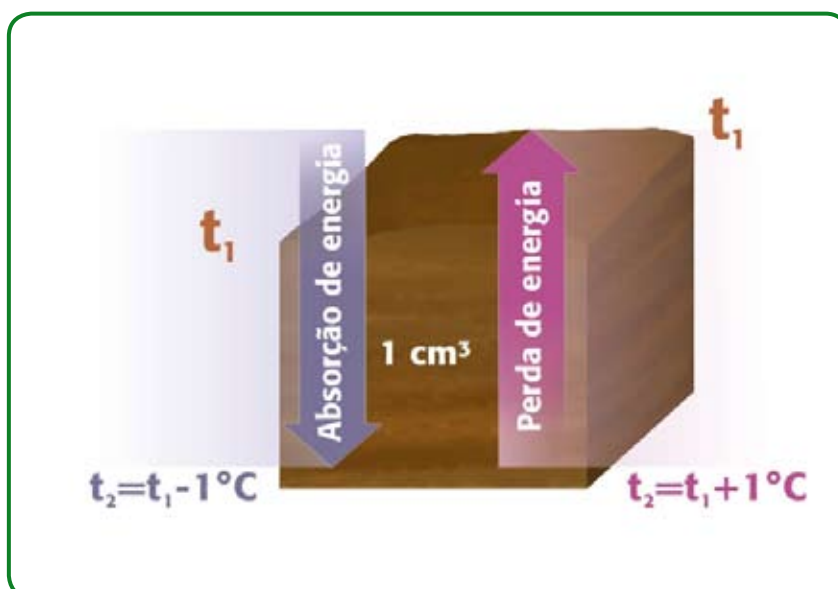


Figura F2 – Variação de temperatura em volume de controle de solo em função de trocas de energia.

O calor específico volumétrico pode ser considerado como a capacidade do solo em variar a temperatura em função das trocas de energia (Figura F2). Essa troca de energia pode se dar entre a superfície e a camadas logo abaixo, ou entre as camadas do solo. O calor específico volumétrico varia de solo para solo especialmente devido ao teor de umidade. Portanto, o valor do calor específico volumétrico é constante para um tipo de solo e um determinado conteúdo de umidade (Tabela 1). Todo aumento no conteúdo de umidade do solo determina uma diminuição da capacidade do solo em variar a temperatura devido às trocas energéticas, assim o solo mais úmido acaba esfriando-se e esquentando-se mais lentamente. Constata-se, na Tabela 1, que o mesmo volume (1 cm³) quando solo seco (umidade igual a 0,0%) necessita de 0,23 calorias para variar 1°C, porém quando está úmido (umidade igual a 21,6%) necessita de 0,48 calorias para ter a mesma variação de temperatura.

Tabela 1. Calor específico volumétrico do solo na Estação Climatológica no Departamento de Fitotecnia – Universidade Federal de Santa Maria.

Umidade (%)	C (cal/°C.cm³)
0,0	0,23
21,6	0,48
22,5	0,50

Fonte: Schneider (1979)

O teor em água no solo afeta as suas propriedades térmicas devido à água ter mais alto calor específico e condutividade térmica que o ar. Assim, quando o espaço poroso está cheio de ar (tornando-se mal condutor e apresentando baixo calor específico) ocorre uma diminuição nos valores das propriedades térmicas do solo.

Normalmente, os solos arenosos apresentam macroporos em abundância, porém sua porosidade total normalmente é menor do que a dos solos argilosos, os quais possuem elevado número de microporos que são mais capazes de reter água. Por essa razão, os solos argilosos geralmente retêm mais água do que os solos arenosos.

Assim, em condições naturais, os solos arenosos retêm menos água e apresentam menor condutividade térmica e menor calor específico de que os argilosos. Em conseqüência, os solos arenosos estão sujeitos a grandes variações térmicas na sua superfície, isto é, se aquecem e se resfriam rapidamente. Os argilosos, por apresentarem maior condutividade térmica, distribuem melhor a energia nas camadas mais profundas. Além disso, por apresentarem maior calor específico, o aquecimento nos solos argilosos é mais lento, há um maior armazenamento de energia e, em conseqüência, o resfriamento

também é mais lento.

4 Comportamento térmico da camada do solo agrícola e sua modificação pelas técnicas de cultivo

O solo sofre um processo diário de aquecimento e resfriamento, o que determina uma variação diária da temperatura do solo. Existem técnicas de cultivo que possibilitam interferir na variação diária da temperatura do solo.

4.1 Variação diária da temperatura em um perfil de solo

Devido à alternância de períodos de aquecimento e esfriamento na superfície do solo, causada pela presença e ausência de radiação solar, também ocorrem períodos alternados de aquecimento e resfriamento em todas as profundidades (Figura F3).

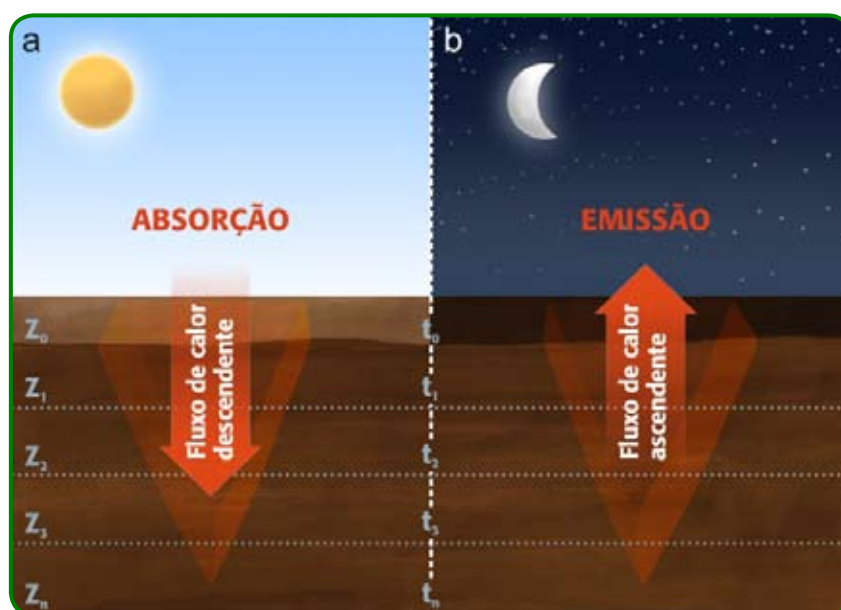


Figura F3 – Processo de condução de calor (área vermelha) no aquecimento (a) e resfriamento (b) do solo, sendo Z a profundidade e t a temperatura de cada camada.

Durante o período diurno (Figura F3a), a absorção de radiação solar é maior do que a emissão de radiação pela superfície do solo. A maior absorção de energia ocasiona aquecimento da superfície com a conseqüente elevação de temperatura. Portanto, a camada superficial (Z_0) possui maior valor de temperatura (t_0) que a camada logo abaixo (Z_1), a qual possui temperatura inferior (t_1). Assim, ocorre transferência de energia térmica por condução, na forma de calor, da superfície em direção a Z_0 . Assim, cria-se um gradiente de temperatura ($t_0 > t_1$) determinando o fluxo descende de calor no solo. A partir do momento

em que uma camada recebe calor, proveniente da camada logo acima, também aumentará a sua temperatura, que possui valor superior ao da camada abaixo ($t_1 > t_2$). Assim, a camada de cima tem temperatura superior à de baixo, ocorrendo fluxo de calor descendente no solo (Figura F3a, seta descendente).

A capacidade de transferência de calor entre as camadas depende da condutividade térmica de cada camada. Além disso, cada camada possui um determinado valor de calor específico, que determina o grau de aumento de temperatura em função da energia recebida. Além disso, parte da energia recebida em cada camada é gasta no aquecimento da própria camada, determinando a elevação da temperatura da camada. Assim, cada camada recebe certa quantidade de energia, porém sempre transfere uma quantidade menor que a recebida para a camada logo abaixo (Figura F3a, estreitamento da área vermelha com o aumento da profundidade). Assim, a condução de calor diminui na medida que aumenta a profundidade no solo, ou seja, de Z_0 para Z_n .

Durante o período noturno (Figura F3b), ocorre praticamente emissão de energia pela superfície do solo, ocasionando resfriamento da superfície com a conseqüente diminuição da sua temperatura. Como ocorre diminuição da temperatura (t_0) na camada superficial (Z_0), a camada logo abaixo (Z_1) ficará com temperatura (t_1) superior. Assim, cria-se um gradiente de temperatura ($t_0 < t_1$), ocorrendo fluxo de calor de Z_1 (camada inferior) em direção a Z_0 (superfície). Esse fluxo de calor em direção à superfície determina o resfriamento da camada Z_1 , com diminuição da temperatura da camada (t_1). Então, repete-se o processo, a camada inferior envia calor para a camada acima, resfriando-se, e recebe energia de uma camada mais abaixo. Nesse caso, o fluxo de calor ocorre a partir das camadas inferiores em direção à superfície, ou seja, fluxo ascendente de calor (Figura F3b, seta ascendente).

As camadas próximas à superfície são aquelas que mais recebem calor durante o dia (Figura F3a) e são as que mais cedem durante a noite. Observe que a área representativa do fluxo de calor no solo (área vermelha) é maior e mais escura entre a camada Z_0 e Z_1 do que entre a camada Z_2 e Z_3 . Fato similar ocorre durante o período noturno (Figura F3b), quando as camadas próximas à superfícies são aquelas que mais cedem calor para a superfície. Como as variações de temperatura são decorrentes das trocas de energia térmica, as camadas que mais recebem/cedem calor são as que possuem maior variação de temperatura (amplitude térmica), no caso, as superficiais, como pode ser constatado na Tabela 2. Observa-se que, a 2cm de profundidade, ocorreu uma variação de temperatura de 10,9°C; enquanto que, a 30cm, a variação foi somente de 1,2°C. Além disso, verifica-se também na Tabela 2 que o momento de ocorrência da temperatura máxima

sofre um atraso no momento da sua ocorrência (hora da máxima) com o aumento da profundidade. Por exemplo, a 2 cm de profundidade, a temperatura máxima ocorreu as 15h e 30 minutos enquanto que, a 10 cm profundidade, a temperatura máxima ocorreu as 17h e 50 minutos, ou seja, após 2h e 20 minutos. Isso se explica pelo fato de o solo ser um meio poroso, sendo um péssimo condutor de calor. Portanto, a propagação de calor no solo é um processo muito lento. Conseqüentemente, o mesmo atraso também ocorre no momento de ocorrência da temperatura mínima em cada camada.

Tabela 2. Amplitude térmica e hora de ocorrência da temperatura máxima em diferentes profundidades do solo de Santa Maria no dia 27/12/78.

Profundidade (cm)	Amplitude (°C)	Hora da máxima
2	10,9	15h30min
5	9,1	16h10min
10	5,1	17h50min
20	2,5	19h50min
30	1,2	23h

Fonte: Schneider (1979)

Existe uma profundidade, Z_n , onde não chega a onda diária de calor proveniente da superfície. Essa profundidade varia com o tipo de solo e com a época do ano, mas geralmente a onda diária de calor extingui-se a uma profundidade próxima a 50cm, conforme pode ser constado na Tabela 3.

Tabela 3. Profundidades médias mensais de extinção da onda diária de temperatura do solo Santa Maria.

Mês	Profundidade (cm)
Janeiro	52
Fevereiro	52
Março	50
Abril	48
Maio	47
Junho	45
Julho	44
Agosto	45
Setembro	50
Outubro	51
Novembro	53
Dezembro	54

Fonte: Schneider (1979)

4.2 Modificação da temperatura do solo através de técnicas de cultivo

Uma técnica bastante utilizada na horticultura é a cobertura do solo (é freqüentemente usado o termo “mulchings”, proveniente da língua inglesa) com filmes plásticos, serragem e cobertura morta, entre outras. Esses materiais alteram o balanço de radiação da superfície (trocas de energia) bem como interferem na perda de água do solo para a atmosfera. Assim, esses materiais têm sido utilizados com diferentes finalidades como modificar o regime térmico do solo, diminuir a incidência de doenças e plantas daninhas, reduzir a perda de água através da restrição da evaporação na superfície e impedir o contato de frutos e folhas com o solo a fim de não ocorrer contaminação ou melhorar o aspecto visual do produto final.

Um exemplo bastante marcante da modificação do regime térmico do solo é o caso da solarização. Esse método consiste em preparar o solo (destorroando e nivelando canteiros), que deve estar úmido, pois, assim, conduz melhor o calor para o interior do solo. Posteriormente, coloca-se o filme plástico transparente sobre a superfície do canteiro tendo o cuidado de o plástico ficar rente ao solo, as sobras laterais do plástico devem ser enterradas na borda do canteiro. Esse método deve ser realizado durante os meses de verão, quando existe maior disponibilidade de radiação solar, proporcionando maior aquecimento do solo. Recomenda-se deixar o plástico por um período de 30 a 40 dias.

A solarização é utilizada para incrementar o aquecimento do solo através uso de um filme plástico transparente sobre a superfície do solo. Ao se colocar o filme plástico sobre a superfície do solo, ocorre uma alteração do balanço de radiação da superfície. O filme plástico não é totalmente transparente, tanto para a radiação solar, quanto para a terrestre. Comparativamente, dois canteiros: um coberto com plástico transparente e outro sem cobertura. A radiação solar chega com mais intensidade na superfície do solo sem cobertura do que no coberto com plástico. Em compensação, a perda de radiação terrestre é mais intensa no solo sem cobertura, conseqüentemente ocorre maior acúmulo de energia no interior do solo coberto, pois o plástico determina a ocorrência de um “efeito estufa” em nível de superfície do solo. Tal situação determina um acréscimo considerável da temperatura do solo coberto. Em função disso, STRECK (1994) verificou valores de até 55,5°C e 42,4°C, a 2 e a 20 cm de profundidade, respectivamente, em solo coberto com plástico transparente. Para as mesmas profundidades no solo sem cobertura, foram verificados valores de 40,4°C e 30,6°. Assim, pode-se observar que a utilização do filme plástico proporcionou acréscimos de 15°C a 2cm e de 11,8°C a 20cm

de profundidade.

5 Medida da Temperatura do solo

Os termômetros para a medida da temperatura do solo (geotermômetros) constituem-se de uma haste de vidro que contém a escala, sendo apoiada em suporte especial. A outra parte da haste possui o bulbo, fica permanentemente enterrada no solo. A haste que possui o bulbo encontra-se flexionada, formando um ângulo de 30° com a haste que contém a escala. No interior da haste de vidro, encontra-se um tubo capilar que contém como elemento sensível o mercúrio.

Os geotermômetros encontram-se instalados nas profundidades de 2, 5, 10, 20, 30 e 50 cm. O registro de temperatura do solo é realizado geralmente com o auxílio de geotermógrafo de elemento sensível constituído pelo mercúrio em bulbo de aço. A leitura no geotermômetro é realizada às 9h, 15h e 21h.

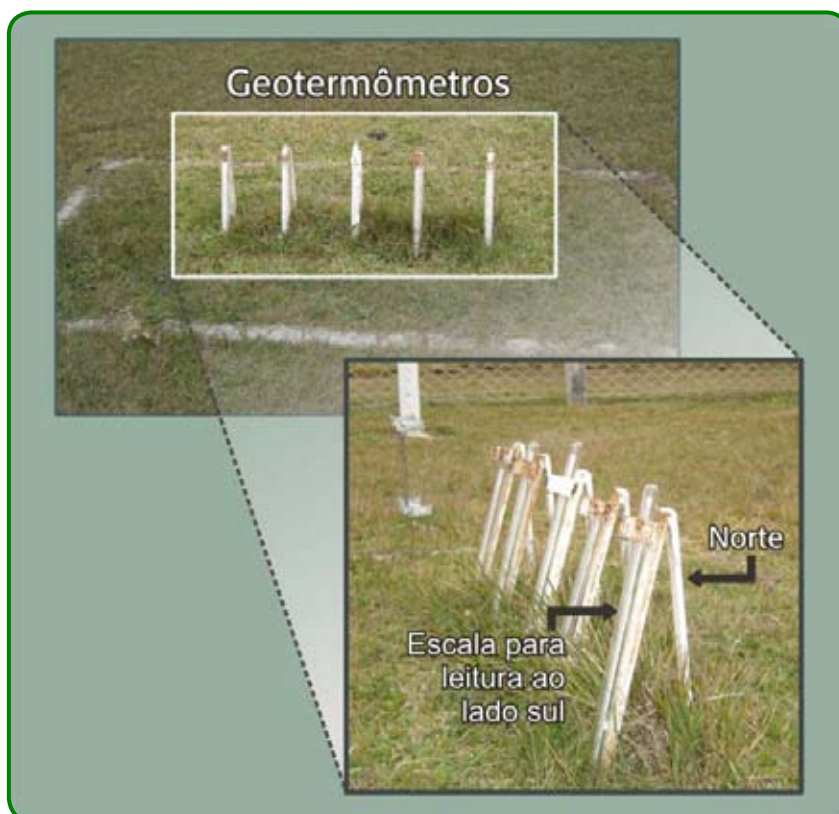


Figura F4 - Termômetro de solo (geotermômetro).

6 Interpretação das informações agrometeorológicas

Existe uma aplicação bastante prática da aplicação da solarização. Sabe-se que com esse método pode-se atingir temperatura superiores

a 50°C até uns quinze centímetros de profundidade do solo, sendo que a 2cm pode ser de até 55°C. Existem organismos presentes no solo que são patógenos (provocam doenças) em muitas espécies oleícolas e não suportam temperaturas superiores a 50°C. Assim, o nível térmico encontrado em solo solarizado pode ser letal para muitos patógenos. Dessa forma, a solarização tem sido preconizada em vários países como um método de erradicação de patógenos presentes no solo que são causadores de doenças em plantas como o tomate, pimentão, alface, entre outras. Deve-se salientar que esse efeito erradicante dos patógenos não é atribuído somente ao valor absoluto de temperatura atingido, mas também a maior amplitude térmica que ocorre num solo solarizado.

À solarização também é atribuída algumas vantagens como proporcionar uma diminuição no número de plantas invasoras e de nematóides. Além disso, por ser um método físico, sem a utilização de produtos químicos, pode ser empregado na agricultura alternativa.

Bibliografia consultada

MONTEITH, J.L.; UNSWORTH, M.H. **Principles of environmental physics**. 2th Ed. London: Edward Arnold, 1990. 261p.

MOTA, F.S.da. **Meteorologia Agrícola**. São Paulo: Livraria Nobel S.A., 1977. 376p.

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo: Editora Agronômica Ceres Ltda, 1981. 425p.

PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações**. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001, 480p.

SCNEIDWER, F.M. **Comportamento e propriedades térmicas do solo Santa Maria**. Piracicaba, SP, 1979.77p. Dissertação (mestrado em Agrometeorologia), Escola Superior de Agricultura "Luis de Queirós", 1979.

STRECK,N.A. **Modificação na temperatura do solo causada pela solarização em estufa plástica**. Santa Maria, RS, 1994.78p. Dissertação (mestrado em Agronomia), Programa de Pós-Graduação em Agronomia, 1994.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L.do. **Meteorologia Descritiva - Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Livraria Nobel, 1973. 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p.

Unidade G

Temperatura do Ar

Introdução

A temperatura do ar é um dos fatores que interfere no crescimento e desenvolvimento das plantas, determinando também a distribuição da vegetação. O ar sofre um processo diário de aquecimento e resfriamento da mesma forma como no período anual. Assim, determina uma variação diária e anual da temperatura do ar, que depende de fatores como latitude, continentalidade, disponibilidade de radiação solar e regime hídrico. Existe uma variação típica da temperatura do ar que depende da altura e afeta o movimento de ar na atmosfera. Durante o período diurno, ocorre uma diminuição da temperatura do ar com o aumento da altura, favorecendo o movimento ascendente de ar na atmosfera (convecção). Já durante o período noturno, próximo à superfície, ocorre uma inversão e, assim, a temperatura do ar aumenta com a altura. Isso não favorece a ascensão de ar na atmosfera, então a temperatura do ar é quantificada em uma estação meteorológica a 1,5 m de altura, através do seu valor médio e dos extremos (máxima e mínima).

Objetivos

- discutir os processos envolvidos no aquecimento do ar;
- discutir a variação diária e anual da temperatura do ar;
- esclarecer noções de inversão térmica, instabilidade e estabilidade atmosférica;
- apresentar a quantificação da temperatura do ar.

1 Importância agroclimática

A temperatura do ar é um dos fatores ecológicos que afeta o crescimento e desenvolvimento dos vegetais, como consequência, afeta também sua distribuição sobre a superfície terrestre. Independentemente de existir condições favoráveis de energia solar, água e nutrientes no solo, o crescimento vegetal cessa quando a temperatura do ar é inferior a um valor mínimo ou é maior que certo valor máximo. Entre esses limites, existe um valor ótimo de temperatura do ar, no qual o

crescimento é máximo. Esses limites de temperaturas são denominados de temperaturas cardeais; são variáveis entre espécies, ou, numa mesma espécie variam com os subperíodos de desenvolvimento das plantas. Exemplificando, a temperatura mínima para o crescimento dos cultivos anuais de verão está numa faixa de 10 a 15°C; a temperatura ótima de crescimento da soja está em torno dos 30°C. A temperatura mínima de crescimento da maioria dos cultivos anuais de inverno se encontra entre 0°C e 5°C. Nos cereais de inverno, a ocorrência de temperaturas baixas no início do sub-período vegetativo é benéfica, pois favorece o perfilhamento, mas no sub-período reprodutivo é prejudicial.

É importante conhecer a disponibilidade térmica de uma região, ou seja, os valores mínimos, médios e máximos, bem como a variação da temperatura do ar. Essas informações são muito úteis para o planejamento agrícola, pois se pode saber se ocorrem ou não temperaturas prejudiciais a determinadas espécies e qual sua probabilidade de ocorrência.

2 Aquecimento do ar

Parte da radiação solar que incide na superfície é refletida, porém a maior fração da radiação incidente é absorvida pela superfície do solo. A energia proveniente da radiação solar absorvida aumenta a temperatura da superfície do solo. Como a superfície fica com uma temperatura mais elevada que a atmosfera, forma-se um gradiente de temperatura entre a superfície do solo e a atmosfera. A existência desse gradiente térmico é responsável pela transferência de energia da superfície do solo para a atmosfera, o que vai possibilitar o aquecimento do ar. No aquecimento do ar, estão envolvidos os processos de transferência de energia por condução, convecção e radiação (Figura G1).



Figura G1 - Processos de aquecimento do ar

Como a superfície do solo está aquecida, a camada de ar adjacente se aquece por condução. No processo de condução, quanto mais próximas estiverem as moléculas, mais fácil será a transferência de energia. O aquecimento do ar por condução se limita à camada de ar em contato com a superfície do solo e das plantas, devido ao ar ser um péssimo condutor de energia, pois suas moléculas não estão próximas entre si. O aquecimento do ar por condução limita-se a uma camada de ar com, no máximo, 3m de espessura, mas é altamente eficiente apenas nos dois primeiros mm.

A camada de ar, aquecida por condução, se expande elevando-se na atmosfera (Figura G1). No lugar da camada que se elevou na troposfera, desce outra camada de ar mais fria, ficando junto à superfície do solo, essa camada de ar mais fria será novamente aquecida por condução. E assim sucessivamente ao longo do dia repete-se esta seqüência: aquecimento da camada de ar por condução, junto a superfície, elevação do ar quente e descida de ar mais frio para superfície. Esse movimento de ar originado pela diferença de densidade decorrente da diferença de temperatura e é denominado de **convecção**. Dessa maneira, vai sendo convectivamente aquecida a troposfera a partir da superfície do solo e não diretamente dos raios solares.

Ao mesmo tempo em que a superfície do solo absorve energia proveniente da radiação solar, também emite energia radiante na forma de onda longa (Figura G1) e em quantidade dependente da sua temperatura, processo denominado de irradiação. Parte dessa radiação de onda longa emitida pela superfície é absorvida por alguns constituintes da atmosfera, principalmente pelo vapor d'água ($H_2O_{(v)}$) e pelo gás carbônico (CO_2) e, dessa maneira, também contribui para o aquecimento do ar. Porém, como o nitrogênio, oxigênio e argônio são os gases que constituem cerca de 99,9% do volume da atmosfera e não absorvem a radiação emitida pela superfície do solo, o processo de irradiação pela superfície é muito pouco efetivo para o aquecimento do ar.

A Figura G1 ilustra como o aquecimento do ar depende da contribuição dos processos de transferência de energia por condução, convecção e **irradiação**. Porém, como ar é um fluido pouco denso, com baixa concentração de $H_2O_{(v)}$ e CO_2 , o processo mais efetivo para o aquecimento do ar em níveis afastados da superfície é o de convecção.

Portanto, a atmosfera se aquece a partir da superfície, o que indica que a camada de ar mais quente durante o período diurno encontra-se junto à superfície. Como, por padronização, se mede temperatura do ar a 1,5m da superfície do solo, não se mede normalmente a temperatura de ar mais aquecida. Por outro lado, durante a noite, quando

AE GLOSSÁRIO

A **convecção** é um fenômeno físico observado num meio fluido (líquidos e gases) onde há propagação de calor através da diferença de densidade (g / m^3) desse fluido submetido a um gradiente de temperatura. Veja exemplo em : <http://pt.wikipedia.org/wiki/Calor>.

AE GLOSSÁRIO

A **irradiação** é o processo ou efeito de irradiar determinado campo eletromagnético ou partícula através do espaço em determinado tempo. <http://pt.wikipedia.org/wiki/Irradia%C3%A7%C3%A3o>

o ar mais frio fica junto à superfície do solo, o valor da temperatura do ar (a 1,5m da superfície) não indica a temperatura da camada de ar mais fria que está junto à superfície do solo ou da vegetação.

3 Instrumentos convencionais de medida da temperatura do ar

Para fins de comparação, a temperatura do ar é medida a 1,5m acima do solo à sombra, dentro de uma estrutura de madeira (pintada de branco) denominada de abrigo meteorológico ou termométrico (Figura G2a). As paredes do abrigo são duplas e constituídas de venezianas em sentido oposto, sendo o piso ripado transposto, o que permite a passagem do ar, mas impede a passagem de radiação.

Os instrumentos convencionais de medida são:

3.1. Termômetro comum ou de bulbo-seco

a) Finalidade: determinar a temperatura do ar à sombra (Figura G2b, T1), a qualquer instante.

b) Descrição e funcionamento: o termômetro comum é constituído por um tubo capilar, de vidro transparente, hermeticamente fechado, tendo numa das extremidades um recipiente denominado de bulbo. Na outra extremidade, o tubo capilar pode apresentar uma pequena dilatação, que se conhece por câmara de expansão. Normalmente, o tubo capilar é fixo sobre uma placa de metal, madeira ou porcelana, na qual está gravada a escala do termômetro. O bulbo é uma porção do tubo capilar, porém de maior diâmetro, que contém o elemento sensível; o elemento sensível, nesse instrumento, é o mercúrio.

Nos termômetros, as variações de temperatura do ar determinam alterações no comprimento da coluna termométrica. Portanto, esse instrumento permite apenas a determinação da temperatura do ar no momento da observação.

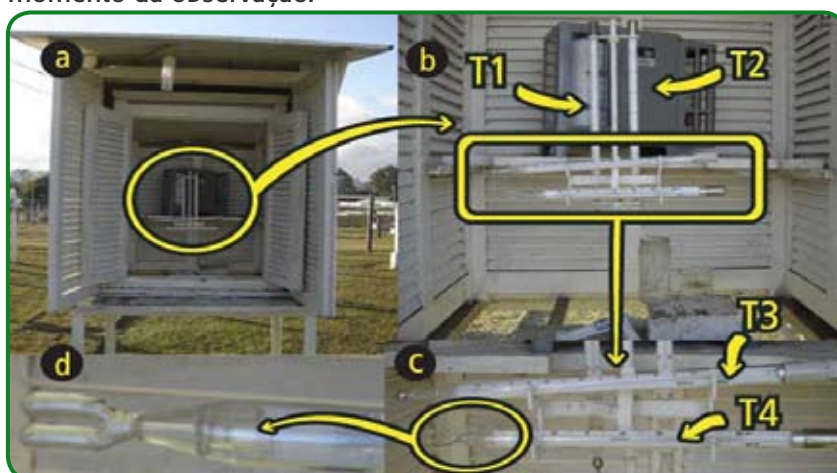


Figura G2. Abrigo meteorológico ou termométrico (a), com os instrumentos de medida de temperatura e umidade do ar (b), detalhes suporte dos termômetros de medidas das temperaturas extremas (c) e do bulbo bifurcado. T1 - Termômetro comum ou bulbo seco; T2 - Termohigrógrafo, T3 - Termômetro de máxima e T4 - Termômetro de mínima.

c) Instalação: dentro do abrigo meteorológico, em um suporte próprio, com o bulbo a 1,5m da superfície do solo.

d) Manejo: a leitura é realizada às 9, 15 e 21 h (horário de Brasília), sem a necessidade de tocar o instrumento.

3.2 Termômetro de máxima

a) Finalidade: determinar a temperatura máxima do ar à sombra (Figura G2c, T3), ocorrida num dia.

b) Descrição e funcionamento: esse instrumento é semelhante ao termômetro comum ou de bulbo seco, com a diferença de que apresenta um estreitamento no tubo capilar (constricção), na altura da união desse tubo com o bulbo. O elemento sensível também é o mercúrio.

À medida que aumenta a temperatura do ar, o mercúrio do bulbo dilata-se. Devido à pressão resultante da dilatação, o mercúrio consegue transpor o estreitamento e flui ao longo do tubo capilar até uma coluna termométrica correspondente à temperatura máxima do ar. Após, como a temperatura do ar diminui, o mercúrio deveria retornar para o bulbo, devido a sua contração. Porém, o estreitamento no tubo capilar, entretanto, impede o retorno espontâneo do mercúrio da coluna de mercúrio acima do estreitamento. A extremidade dessa coluna corresponde ao valor da temperatura máxima do ar.

c) Instalação: dentro do abrigo meteorológico, num suporte especial, junto ao termômetro de mínima a 1,5m da superfície do solo. Deve ser instalado levemente inclinado, ficando o bulbo num plano ligeiramente inferior ao da extremidade correspondente à câmara de expansão.

d) Manejo: a leitura é realizada às 21 horas. Após cada leitura, faz-se o mercúrio retornar para o bulbo, de modo que a extremidade da coluna de mercúrio indique temperatura idêntica a do ambiente no momento considerado.

O retorno do mercúrio para o bulbo é conseguido mediante uma operação conhecida como preparação do termômetro de máxima. Essa preparação consiste em segurar a haste do termômetro entre os dedos polegar, indicador e médio, com o bulbo voltado para a ponta dos dedos, imprimindo-lhe movimentos rápidos e firmes, de cima para baixo, mantendo o braço e o antebraço não flexionados. A força centrífuga resultante desses movimentos é a responsável pelo retorno do mercúrio ao bulbo. Uma comparação entre a temperatura do termômetro de máxima e a do termômetro de bulbo seco evidencia ser ou não necessário que se repita a operação, para que a primeira se torne idêntica à última. Na verdade, o termômetro usado para medir

febre nas pessoas é similar em construção e funcionamento ao termômetro de máxima do ar.

3.3 Termômetro de mínima

a) Finalidade: determinar a temperatura mínima do ar à sombra (Figura G2c, T4), verificada num dado dia.

b) Descrição: o termômetro de mínima é constituído de um tubo capilar, hermeticamente fechado, tendo, numa das extremidades, um bulbo bifurcado e, na outra, a câmara de expansão. O elemento sensível é o álcool etílico. No interior do tubo capilar, existe, mergulhado na coluna de álcool, um pequeno haltere de plástico ou porcelana. O tubo capilar é fixo sobre uma placa de metal, madeira ou porcelana, em que está gravada a escala para a leitura.

A extremidade do haltere oposta ao bulbo indica sempre a temperatura mínima a que esteve submetido o instrumento. Isso acontece porque, ao contrair-se, o menisco da coluna de álcool adere à extremidade distal do haltere e arrasta-o em direção ao bulbo até a posição correspondente à mais baixa temperatura do período considerado. Por outro lado, quando novamente a temperatura aumenta, o menisco da coluna de álcool liberta-se do haltere, deixando-o na posição da temperatura mínima do ar. O álcool flui, então, livremente, entre o haltere e as paredes do tubo capilar, à medida que a temperatura aumenta, sem deslocar o haltere.

c) Instalação: é instalado horizontalmente dentro do abrigo meteorológico, num suporte juntamente com o termômetro de máxima.

d) Manejo: a leitura é realizada às 9 horas, na extremidade do haltere oposta ao bulbo (distal). Para preparar o termômetro de mínima, basta que se incline um pouco o termômetro, mantendo o bulbo ligeiramente levantado, até que o haltere deslize, alcançando a extremidade do menisco de álcool. Essa preparação normalmente é realizada na leitura das 15 horas ou às 21 horas.

3.4 Termógrafo bimetalico

a) Finalidade: registrar a temperatura do ar à sombra (Figura G2b, T2), a qualquer instante.

b) Descrição e funcionamento: o elemento sensível do termógrafo é uma placa bi-metálica (Figura G3), que é constituída por dois metais que possuem coeficientes de dilatação térmica diferentes. A placa possui um formato curvo, semelhante à letra "U". Uma extremidade da placa encontra-se fixa ao termógrafo enquanto que a outra está ligada a um sistema de alavancas. Quando ocorre elevação da temperatura, a placa é aquecida, expandindo a abertura da placa. O movimento inverso, ou seja, a contração da abertura da placa ocorre quando diminui

a temperatura do ar. Os movimentos da placa, contração e expansão, são aumentados por um sistema de alavancas e transferidos a uma pena, registrando os valores em um gráfico ou termograma (Figura G4).

c) Instalação: dentro do abrigo meteorológico, a 1,5m da superfície do solo.

d) Manejo: o termógrafo requer alguns cuidados básicos. A pena deve ser substituída quando estiver com pouca tinta; o gráfico deve ser substituído semanalmente; além disso, o gráfico está fixado a um cilindro com sistema de relojoaria. Portanto, deve ser dada corda ao sistema para que o cilindro gire conjuntamente com o gráfico.

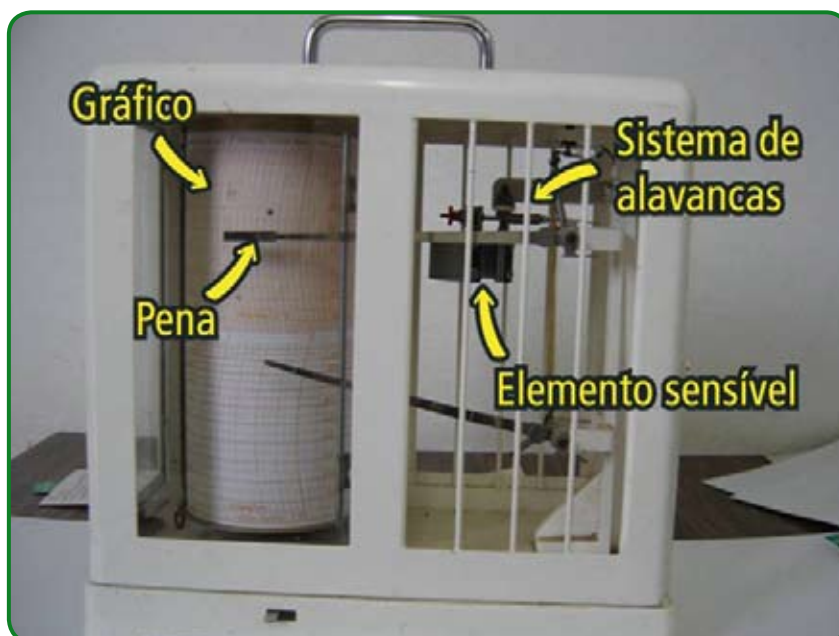


Figura G3 –Termohigrógrafo, com detalhes ao registro de temperatura do ar (Termógrafo).

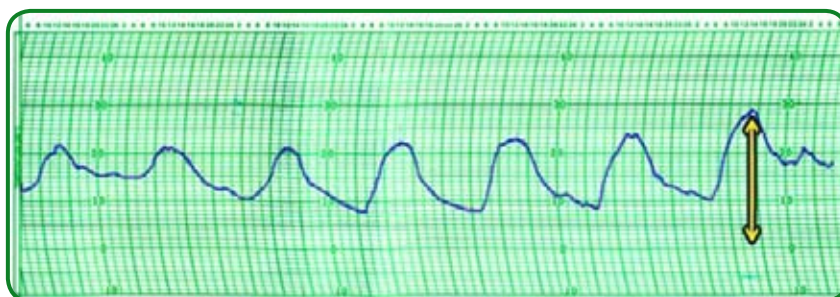


Figura G4 – Gráfico do termógrafo, contendo a variação diária da temperatura do ar. A seta em vermelho indica a maior amplitude térmica diária verificada, igual a 19°C.

3.5 Leituras termométricas realizadas nas Estações Meteorológicas das redes oficiais

- a) Leitura das 9 horas: temperatura mínima do ar (T_m)
temperatura do ar às 9 horas (T_{9h})
- b) Leitura das 15 horas: temperatura do ar às 15 horas (T_{15h})
- c) Leitura das 21 horas: temperatura máxima do ar (T_M)
temperatura do ar às 21 horas (T_{21h})

4 Variação diária da temperatura do ar

Devido à alternância dos períodos de presença (dia) e ausência (noite) de radiação solar na superfície, tanto a temperatura da superfície quanto a do ar sofrem um processo de aquecimento e resfriamento.

4.1 Hora da mínima

Observa-se que a temperatura mínima da camada de ar em contato com a superfície ocorre logo após o nascer do sol. A razão do por que a mínima ocorre logo após o nascer do sol é que a superfície do solo perde continuamente energia durante a noite e, conseqüentemente, se resfria progressivamente, resfriando também a camada de ar acima. Como a radiação solar incidente, no momento do nascer do sol, é baixíssima, não será suficiente para compensar perda de energia por emissão de radiação da superfície e, por isso, as temperaturas da superfície e do ar ainda continuam diminuindo, por um curto espaço de tempo. Logo após o nascer sol, a energia recebida pela superfície é superior à energia perdida pela mesma, ocasionando aquecimento da superfície e do ar acima. Como o nascer do sol varia ao longo do ano, ocorre mais cedo no verão e mais tarde no inverno, o momento da mínima também sofre uma variação ao longo do ano.

4.2 Hora da máxima

Após o momento da temperatura mínima na superfície do solo, a radiação solar incidente aumenta progressivamente, acarretando um aumento contínuo na absorção de radiação solar e, portanto, na elevação da temperatura da superfície e do ar acima. Então, a temperatura da camada de ar em contato com a superfície eleva-se continuamente até atingir o valor máximo, verificado ao meio-dia. Após o meio dia, a radiação solar incidente na superfície vai progressivamente diminuindo, porém a emissão de energia pela superfície ainda é alta. Como a radiação perdida é menor que a recebida, vai ocorrendo o resfriamento da superfície e do ar acima.

ATENÇÃO: ressalta-se que o ar é não é um bom condutor de ener-

gia. Assim, existe uma defasagem no momento de ocorrência dos valores de temperaturas extremas. Na medição da temperatura do ar a 1,5m da superfície, verifica-se que o momento da ocorrência da temperatura mínima e da máxima se dará um pouco depois (cerca de 1 a 2 h) do momento de sua ocorrência na camada de ar junto à superfície. Num mesmo local, o que difere de um dia para o outro é a amplitude da variação da temperatura do ar. Nos dias limpos e com baixa umidade do ar, a variação da temperatura do ar é acentuada, enquanto que, nos dias com nebulosidade e com alta umidade, essa variação é pequena.

5 Variação Anual da Temperatura do Ar

A variação anual da temperatura do ar é decorrente do curso anual da incidência de radiação solar (TUBELIS e NASCIMETO, 1973). Para as latitudes sul, a incidência de radiação solar aumenta do inverno (junho) em direção ao verão (dezembro), posteriormente diminui até o inverno. A temperatura do ar possui a mesma trajetória ao longo do ano, ou seja, aumenta do inverno em direção ao verão e diminui do verão em direção ao inverno. A única diferença é que, geralmente, o mês com maiores valores de temperatura do ar (janeiro) não coincide com o mês de maior disponibilidade de radiação solar (dezembro). Mesmo fato ocorre com o mês de menores valores de temperatura do ar (julho) que também não coincide com o mês de menor disponibilidade de radiação solar (junho). Essa defasagem, de cerca de um mês entre as duas trajetórias, explica-se pelo fato de que, primeiro, a superfície deve se aquecer, para, após, aquecer o ar acima. Posteriormente, a superfície se resfria para, depois, resfriar o ar acima.

Pode existir uma variação anual da temperatura bastante acentuada nos diferentes locais da Terra. A latitude, continentalidade e o regime hídrico são os principais fatores que interferem na variação anual da temperatura do ar.

5.1 Efeito da Latitude

A influência da latitude se deve à variação anual da incidência da radiação solar conforme a latitude. Nas regiões em torno do equador, a variação anual da radiação solar incidente é pequena, devido à pequena variação na duração do dia e na inclinação dos raios solares. Conseqüentemente, a variação anual da temperatura do ar é praticamente inexistente. À medida que a latitude aumenta, vai progressivamente aumentando a variação anual da radiação solar incidente e, conseqüentemente, aumenta a variação anual da temperatura do ar. Ao mesmo tempo, verifica-se uma diminuição na temperatura média

anual do ar, devido à diminuição da disponibilidade média anual da radiação solar incidente com o aumento da latitude.

5.2 Efeito da continentalidade

Verifica-se que, de um modo geral, quanto mais próximo do litoral, menor é a variação anual da temperatura do ar. Isso se deve à água que possui um elevado calor específico; por isso, se aquece menos e mais lentamente no verão e também se resfria menos e mais lentamente no inverno, transferindo essa resposta para o ar acima do oceano e a atmosfera de locais litorâneos. Assim, as grandes massas de água possuem uma ação termoreguladora, sendo que o seu efeito diminui à medida que o local se afasta do litoral, como pode ser observado na Tabela 1. Outro aspecto que influi concomitantemente é o teor de umidade do ar, que é maior próximo ao oceano e menor em locais mais continentais. Quanto mais umidade no ar, menor a variação na temperatura do ar, porque maior é o efeito estufa e, conseqüentemente, menor é o resfriamento noturno.

Tabela 1 - Amplitude térmica anual e temperatura média anual do ar de Torres e Santa Maria, RS.

Local	Latitude (S)	Longitude (W)	Altitude (m)	Temperatura média (°C)	Amplitude Térmica (°C)
Santa Maria	29°41'	53°48'	95	19,2	10,7
Torres	29°20'	49°43'	43	17,9	7,5

Verifica-se, na Tabela 1, que, apesar de ter distribuição anual similar à da radiação solar em virtude de valores similares de latitude, a amplitude térmica anual do ar é maior em Santa Maria, devido à maior influência da continentalidade.

5.3 Efeito do Regime Hídrico

O regime da distribuição da precipitação pode influir na variação anual da temperatura do ar. Um exemplo típico é o caso do sertão do Nordeste, onde, nos meses de chuva, a temperatura média mensal do ar é um pouco menor que nos meses secos. Isso se deve ao fato que, nos meses secos, a umidade do solo é baixa, restringindo o consumo de energia no processo de evaporação, e, assim, uma maior fração da energia proveniente da radiação solar é consumida no aquecimento da superfície e do ar; por isso, a temperatura média é maior. Nos meses chuvosos, uma maior fração da radiação líquida é consumida na evaporação, restando menos energia para aquecer o solo e o ar, resultando numa temperatura média mensal do ar menor. Além disso, menos radiação solar atinge a superfície devido à maior nebulosidade

durante os meses chuvosos.

6 Temperatura média

O estado térmico do ar varia constantemente de um dia para outro e entre locais. Por isso, na comparação de valores diários, mensais e anuais, utilizam-se os valores médios de temperatura.

6.1 Temperatura média diária do ar (tx)

O seu cálculo pode ser efetuado da seguinte maneira:

a) Método do INMET - (8º DISME) para o RS:

$$tx = (t9h + tmin + tmax + 2 t21h)/5$$

b) Média a partir das extremas:

$$tx = (tmin + tmax)/2$$

c) Média a partir das três leituras horárias:

$$c1) \quad tx = (t9h + t15h + t21h)/3$$

$$c2) \quad tx = (t9h + t15h + 2t21h)/4$$

De um modo geral, a precisão da estimativa diminui do método a para o c.

6.2 Temperatura média mensal do ar

Os valores médios mensais das médias, das máximas e das mínimas são obtidos a partir da média aritmética dos valores diários da temperatura média, da máxima e da mínima. Basta, em cada mês, somar os valores diários de cada temperatura desejada e dividir pelo número de dias do mês

6.3 Temperatura média anual do ar

Os valores médios anuais das mínimas, médias e das máximas são obtidos a partir da média aritmética dos 365 valores diários do ano.

7 Temperaturas Normais

Quando se deseja conhecer os valores de temperatura que ca-

racterizam o clima de uma localidade, utilizam-se os valores médios chamados de normais. Os valores normais são úteis no estudo, comparação e classificação dos climas. Para o cálculo desses valores, são necessários, no mínimo, 30 anos de observações regulares e contínuas de temperatura do ar numa região.

Normalmente se calcula os valores normais mensais e o anual da temperatura do ar. O valor normal é obtido a partir da média aritmética das observações da temperatura do ar ao longo de 30 anos.

8 Amplitude Térmica do Ar

É a variação que existe entre o valor máximo e o mínimo de temperatura de um determinado período.

8.1 Amplitude térmica diária do ar

É a diferença absoluta entre a temperatura máxima e a temperatura mínima de um determinado dia.

8.2 Amplitude térmica mensal do ar

É a diferença absoluta entre a temperatura média mensal das máximas e a temperatura média mensal das mínimas.

8.3 Amplitude térmica anual do ar

É a diferença entre a temperatura média do mês mais quente (janeiro) e a temperatura média do mês mais frio (julho).

8.4 Fatores que afetam a Amplitude Térmica Diária do Ar

Diariamente, a temperatura do ar sempre varia desde um valor mínimo até um valor máximo. Dependendo de certas condições, pode-se ter uma variação bastante distinta da temperatura do ar de um dia para outro.

8.4.1 Grau de nebulosidade

O grau de nebulosidade da atmosfera influi nas trocas energéticas que ocorrem na superfície terrestre. Dias nublados normalmente são dias com pequena variação na temperatura do ar e, se ocorrem no inverno, existe menor risco de ocorrência de geada radiativa. A nebulosidade atua como uma barreira diminuindo a incidência de radiação solar necessária para o aquecimento da superfície terrestre e, ao mesmo tempo, diminui a perda de radiação terrestre responsável pelo resfriamento da superfície. Assim, a presença de nebulosidade faz com que o valor de temperatura máxima não seja tão elevado e que não

ocorra um decréscimo acentuado do valor da temperatura mínima.

8.4.2 Estado higrométrico do ar

Observa-se uma tendência de decréscimo da amplitude térmica diária do ar com o aumento do teor de vapor da água na atmosfera, que apresenta uma ação termorreguladora idêntica à realizada pela presença de nebulosidade, porém menos efetiva.

8.4.3 Altitude

Existe uma tendência de aumento da amplitude térmica diária do ar com o aumento da altitude geográfica. Essa tendência está associada ao aumento da transparência da atmosfera (menor camada de ar e menor teor de vapor d'água) que facilita as trocas radiativas da superfície, principalmente a perda de energia durante o período noturno, ocasionando maior resfriamento do ar.

8.4.4 Continentalidade

De um modo geral, nos locais próximos ao litoral, a amplitude térmica diária do ar é menor. Deve-se à ação termorreguladora da massa de água e ao maior teor de umidade do ar próximo ao litoral; fatores que contribuem para uma menor oscilação da temperatura do ar.

8.4.5 Estação do ano

A amplitude térmica diária do ar é influenciada pela estação do ano. Em geral, observa-se que a amplitude térmica diária do ar é maior Santa Maria nos meses de verão.

Exemplo: Janeiro - 12,8°C ; Julho - 10,1°C; Abril - 11,1°C ; Outubro - 11,4°C

9 Gradiente Vertical da Temperatura do Ar

É a variação que ocorre na temperatura do ar (Δt) com a altura (ΔZ).

$$GVTar = - (\Delta t / \Delta Z)$$

O gradiente é considerado positivo, quando a temperatura diminui com a altura. Essa é a situação usual na baixa atmosfera. A diminuição da temperatura do ar com a altura não é constante, pois a temperatura varia em função do teor de vapor da água presente na atmosfera. Na troposfera, em média durante o período diurno, o gradiente vertical de temperatura do ar é positivo ($GVTar +$), ocorrendo uma diminuição

de 6,5°C/ 1000 m. Esse valor também é usado para corrigir o efeito da altitude sobre a temperatura do ar de um local para o nível médio do mar.

9.1 Inversão da temperatura do ar ou inversão térmica

Na Troposfera, a temperatura do ar, sob certas condições, pode, em vez de diminuir, aumentar com a altura (Figura G5 – linhas pontilhadas), configurando uma condição denominada de inversão da temperatura do ar ou simplesmente inversão térmica. Assim, existe um gradiente vertical de temperatura negativo, ou seja, ocorre um aumento da temperatura do ar na medida que se distancia do solo até uma altura h , que é maior no inverno (h_2) e menor no verão. A inversão térmica geralmente é decorrente do resfriamento da superfície e, assim, da camada de ar em contato com ela, fenômeno que ocorre à noite. Quanto mais intenso for o resfriamento da superfície, menor será a temperatura da camada de ar em contato com a superfície. Assim, tanto em noite de verão quanto de inverno, ocorre resfriamento da superfície e do ar acima, porém o resfriamento do ar será mais intenso no inverno ($t_2 < t_1$) e a camada de inversão terá maior espessura ($h_2 < h_1$). Deve-se salientar que, após a altura h , a temperatura do ar volta a decrescer com o aumento da altitude, ou seja, o gradiente vertical de temperatura do ar torna-se negativo.

A inversão térmica é um fenômeno meteorológico que ocorre, frequentemente, em noites limpas e calmas, principalmente nos fundos de vales que acumulam o ar frio que desliza das encostas e das elevações por ser mais denso. Sob noites limpas e calmas, ocorre uma grande perda de energia radiativa que resfria a superfície (solo e da vegetação) e conseqüentemente o ar em contato, intensificando o fenômeno da inversão da temperatura do ar. Nas nossas condições de inverno, o fenômeno da inversão pode ocorrer até uma altura (h) de 80 m, sendo típico de noites de geada radiativa. A altura da camada de inversão pode ser visualizada no início da manhã e ao final da tarde, com a identificação do topo da camada, onde se forma a neblina, ou pela formação de uma faixa mais acinzentada sob os grandes centros urbanos, devido à concentração de poluentes.

Quando ocorre a inversão térmica, tem-se ar mais frio junto à superfície e ar mais quente acima, justamente uma condição contrária àquela necessária para ocorrer movimento de convecção. Esse movimento, além de ocasionar o aquecimento do ar, também é responsável pela dissipação de poluentes presentes sob a superfície, pois, à medida que o ar se eleva na atmosfera, carrega consigo os poluentes. Durante o inverno, a condição de inversão térmica pode perdurar até o meio da manhã, dificultando a dissipação de poluentes na atmosfera,

determinando uma concentração de poluentes junto à superfície; fato muito importante nas grandes cidades. Tal situação é muito prejudicial, pois tende a acentuar os problemas respiratórios das pessoas.

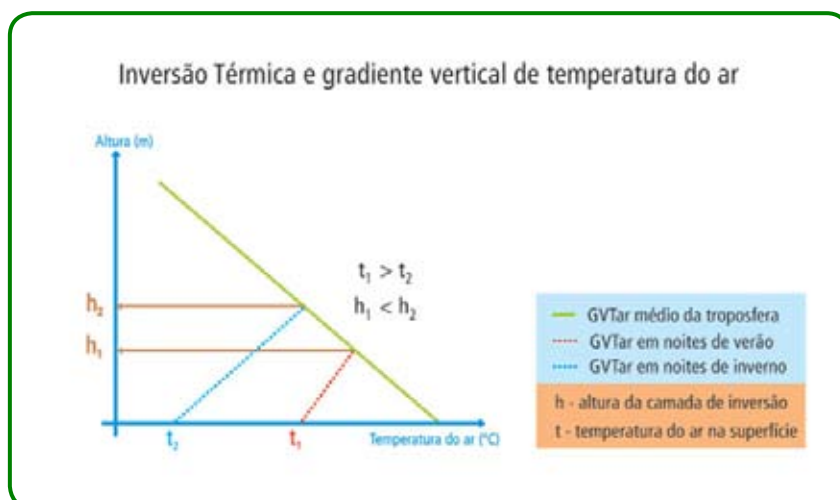


Figura G5 – Inversão térmica e gradiente vertical de temperatura do ar.

Atenção:

devido à variação diária do gradiente vertical de temperatura, ocorrem os fenômenos de estabilidade e instabilidade atmosférica. Uma maneira bastante simplificada de se entender tais fenômenos é ver que durante o período diurno, o gradiente vertical de temperatura do ar pode ser representado pela linha azul da Figura G5. Nesse caso, existe ar mais quente sobre a superfície e ar mais frio acima. Devido à diferença de densidade, o ar quente (menos denso) possui a tendência de se elevar na atmosfera, causando o fenômeno de instabilidade atmosférica. Essa condição de ascensão de ar na atmosfera favorece a ocorrência de chuva. Durante o período noturno, o gradiente se inverte próximo à superfície (linhas pontilhadas na Figura G5), estando o ar frio sobre a superfície (também fria) e ar mais quente acima. Assim, não existe a possibilidade do ar frio (mais denso) elevar-se na atmosfera. A essa condição denomina-se estabilidade atmosférica, significando uma condição desfavorável à precipitação. Isso não quer dizer que só poderia chover durante o dia. A situação colocada de estabilidade e instabilidade refere-se para uma massa de ar estacionária sobre a região. Quando existe entrada de massas de ar, tal situação é modificada, podendo ocorrer chuva a qualquer momento do dia.

10 Isotermas

A distribuição geográfica da temperatura do ar é realizada com o auxílio das isotermas. Isotermas são linhas que unem pontos da superfície terrestre com o mesmo valor de temperatura do ar. Normalmente, traçam-se as isotermas mensais e anuais. Com auxílio das isotermas, podem-se visualizar melhor as disponibilidades térmicas sobre toda uma ampla região, identificando-se as sub-regiões mais aptas a determinadas culturas, bem como pode-se determinar as melhores épocas de semeadura.

Bibliografia consultada:

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA E ABASTECIMENTO. **Manual de Observações Meteorológicas**. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia, 1999. 62 p.

MULLER, P.B. **Bioclimatologia aplicada aos animais domésticos**. Porto Alegre: Sulina, 1989. 262p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L.do. **Meteorologia Descritiva - Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Livraria Nobel, 1973. 374p.

VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2000. 515p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p.

Unidade H

Vento

Introdução

A atmosfera é constituída de uma mistura de gases, vapor d'água e partículas (sólidas e líquidas) em suspensão, formando um grande sistema dinâmico, no qual o movimento do ar é determinado pelos gradientes de pressão (diferenças de pressão por distância). Ao redor do globo terrestre, ocorre um movimento de ar, em grande escala, bastante característico, denominado circulação geral da atmosfera. A importância agrícola do vento decorre da sua atuação como meio de transporte e disseminação de partes de seres vivos (grãos de pólen, fungos, bactérias, vírus, insetos, sementes) e de vapor d'água, gás carbônico, calor, partículas de solo. O vento ocasiona a renovação da camada de ar sobre uma cultura, sendo um fator que interfere na evaporação e evapotranspiração. Pelo fato de carregar o pólen, o vento é responsável pela polinização anemófila, pois auxilia na fecundação de determinadas espécies de plantas. Em virtude da sua força (energia cinética), pode ser utilizado como fonte de energia eólica, mas, ao mesmo tempo, pode ser um fenômeno destruidor de edificações, das culturas e de outras plantas que compõem a vegetação natural. Ventos muito fortes são prejudiciais às culturas, pois podem determinar quebra de galhos, acamamento de plantas e quedas de flores e frutos.

Objetivos:

- definir direção e velocidade do vento;
- apresentar instrumentos de medida do vento;
- abordar a variação da velocidade do vento;
- apresentar noções sobre circulação geral e secundária da atmosfera.

1 VENTO

A atmosfera é um sistema dinâmico que apresenta movimentos de ar tanto no sentido horizontal quanto vertical. Por definição, vento é o movimento do ar no sentido horizontal ou paralelo à superfície. Quanto maior for a diferença de pressão atmosférica entre dois pontos sobre a superfície terrestre, maior será a velocidade de deslocamento

do ar junto à superfície, ou seja, maior será a velocidade do vento.

O vento é uma grandeza vetorial e, portanto, possui módulo, direção e sentido. Em meteorologia, os dois parâmetros de interesse são: a velocidade, que representa o módulo, e a direção

+ SAIBA MAIS

Maiores informações sobre **vento** podem ser obtidas em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Vento>

2 DIREÇÃO DO VENTO

A direção do vento é indicada pelo ponto cardinal de sua origem, isto é, de onde o vento provém. Por exemplo: se o vento está soprando do Norte para o Sul, diz-se que está ocorrendo vento Norte.

2.1 Observação da direção do vento

Para facilitar a observação da direção do vento, usa-se como referência os pontos cardiais, que, subdivididos em direções intermediárias adicionais, compõem a "rosa dos ventos". Os observadores utilizam 8 ou 16 direções, que são identificadas com letras ou em graus de uma circunferência cuja origem (valor 0°) ou fechamento (valor de 360°) são a direção Norte (N). Assim, para as 8 principais direções da rosa dos ventos de observação da direção, adotam-se como convenção os seguintes símbolos (e graus) para as oito direções de observação:

- » direção norte = N (0° ou 360°)
- » direção nordeste = NE (45°)
- » direção leste = E (90°)
- » direção sudeste = SE (135°)
- » direção sul = S (180°)
- » direção sudoeste = SW (225°)
- » direção oeste = W (270°)
- » direção noroeste = NW (315°)

Lembre-se: a disposição gráfica dessas direções representa o que denominamos de rosa-dos-ventos (consulte na internet: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Rosa-dos-ventos> e <http://www.silvestre.eng.br/astrologia/educacao/rosas/metodo/>).

2.2 CATAVENTO

É a denominação do instrumento meteorológico utilizado para observar a direção do vento.

Descrição: O catavento tipo Wild (Figura H1) constitui-se de duas

lâminas metálicas em posição vertical (veletas), formando um ângulo de aproximadamente 20° entre si e em cuja bissetriz está fixada uma seta metálica que fica em posição horizontal. Este conjunto está fixado em seu centro de gravidade a um eixo vertical móvel. O vento ao incidir perpendicularmente sobre as veletas fará com que o catavento gire até a seta ficar orientada para a direção do vento. O funcionamento é similar ao “galo” colocado sobre a chaminé de algumas casas, que orienta a cobertura de proteção da chaminé contra a chuva. Abaixo do eixo móvel do catavento são fixadas quatro hastes metálicas, em posição horizontal, as quais indicam os pontos cardeais (N, S, L e W) e que servem de referência no momento da observação. O catavento é instalado sobre um mastro de metal, a 10 m de altura na parte sul da Estação Meteorológica (no Hemisfério Sul) ou em outro local próximo, desde que não haja obstáculos que influenciem a livre circulação do ar e não ocasionem sombreamento sobre outros instrumentos. (consulte na internet: <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap7/cap7-8.html>)

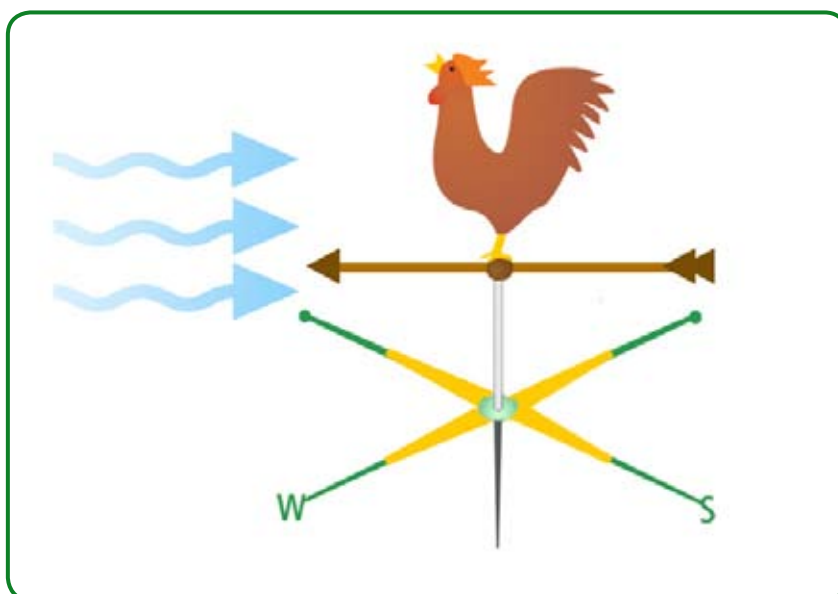


Figura H1 Catavento tipo Wild: a seta do catavento indica que a direção do vento é NW

3 VELOCIDADE DO VENTO

A velocidade do vento é a distância percorrida por uma parcela de ar, em relação à superfície terrestre, por unidade de tempo.

3.1 Unidades de medida

As principais unidades de medida utilizadas em meteorologia

são:

- » metros por segundo = m/s;
- » quilômetros por hora = Km/h;
- » nó = kt

A OMM recomenda que se utilize a unidade m/s. Comparando as unidades, tem-se:

$$1 \text{ kt} = 1,852 \text{ Km/h} = 0,51479 \text{ m/s}$$

$$1 \text{ m/s} = 3,6 \text{ Km/h} = 86,4 \text{ km/dia}$$

3.2 Medida de velocidade

A velocidade do vento é medida com o auxílio de instrumentos denominados anemômetros.

Os anemômetros devem ser instalados sobre um mastro de metal, geralmente a 10 m de altura, na parte sul da Estação Meteorológica (no Hemisfério Sul) ou em outro local próximo, desde que não haja obstáculos que influenciem a livre circulação do ar e não ocasionem sombreamento sobre outros instrumentos.

3.2.1 Anemômetro de deflexão

a) Finalidade: medir a velocidade do vento do momento.

b) Descrição e funcionamento: é constituído de uma placa metálica retangular colocada em posição vertical, que está acoplada ao catavento através de um eixo horizontal móvel. Dessa forma, o catavento faz com que a placa fique sempre orientada perpendicularmente à direção do vento. O vento, ao incidir sobre a placa, produzirá sua deflexão (inclinação), proporcional à velocidade do vento.

A observação da velocidade do vento é feita com auxílio de uma escala semicircular fixada ao eixo vertical móvel do catavento, sob a placa defletora. Essa escala constitui-se de uma armação metálica, curvada, que apresenta uma série de hastes (dentes), que correspondem às diferentes velocidades do vento, conforme a calibração feita pelo fabricante.

O anemômetro de deflexão é um instrumento rústico, que não exige muitos cuidados. É necessário apenas fazer uma lubrificação periódica das partes móveis e manter a pintura em boas condições.

3.2.2 Anemômetro de canecas ou anemômetro de Robinson

a) Finalidade: acumular continuamente a distância percorrida pelo vento com a qual é determinada a "velocidade média do vento" num intervalo de tempo considerado.

b) Descrição: compõe-se de três hastes metálicas dispostas hori-

zontalmente de forma radial (Figura H2a) formando um ângulo de 120 graus entre si, fixadas, em seu epicentro, a um eixo vertical móvel. Na extremidade dessas hastes, são fixadas as conchas metálicas, de tal forma que as partes côncavas das conchas ficam sempre orientadas no mesmo sentido.

A força do vento é maior sobre a concha que apresenta sua parte côncava voltada para a direção do vento e, portanto, o conjunto gira, sob o impulso do vento, sempre no sentido das partes convexas das conchas com velocidade proporcional à velocidade do vento. O movimento giratório do eixo vertical é alternado e transmitido para um hodômetro (Figura H2b), onde é acumulado, ou transferido a um sistema de registro, sendo, neste caso, o instrumento denominado anemógrafo de canecas.



Figura H2 - Anemômetro de caneca (a) e hodômetro (b).

A diferença de duas leituras consecutivas realizadas no hodômetro, dividida pelo tempo (em horas) é igual à velocidade média do vento no período. Portanto, se hoje às 9 horas da manhã foi lido 348,9km e ontem às 9 h da manhã a leitura acusou 308,1km, então a velocidade média ($U_{média}$) no período de 24 horas (1 dia), entre as 9 h da manhã de ontem e 9 h da manhã de hoje foi de:

$$U_{média} = (348,9\text{km} - 308,1\text{km}) / 1\text{dia} = 40,8 \text{ km} / \text{dia} = 1,7 \text{ km/h} \\ = 0,47\text{m/s}$$

3.3 VARIAÇÃO REGULAR DIÁRIA DA VELOCIDADE DO VENTO

A velocidade do vento apresenta uma variação diária que, em geral, está estreitamente relacionada à variação diária da temperatura do ar ocasionada pela variação diária do balanço de radiação. Essa situação pode ser verificada claramente nos dias em que, sobre a região, está situado um centro de alta pressão (anticiclone) que se compõe de uma grande massa de ar estável. Nessas condições, os dias e as noites são límpidos, favorecendo maior amplitude do balanço de radiação, e, assim, a temperatura do ar e a velocidade do vento apresentam uma apreciável variação diária.

A velocidade do vento geralmente é muito baixa durante a noite, aumenta desde o nascer do sol até pouco após o meio dia, momento em que alcança o seu valor máximo, após diminui novamente até a madrugada do outro dia. O aumento da velocidade do vento nas horas mais quentes do dia é explicado pela maior diferença de densidade do ar que pode ocorrer naquele período. Dependendo das características da superfície, determinados locais podem ter um aquecimento mais acentuado criando uma diferença marcante de densidade do ar (pressão atmosférica), originando o vento. Já a menor velocidade do vento à noite e de madrugada é explicada pela maior estabilidade do ar nesse período.

Esse padrão de variação não ocorre quando a dinâmica local da atmosfera é afetada por mudanças das condições do tempo (que poderão ocorrer a qualquer hora) geralmente proporcionadas pela entrada de frentes quentes ou frias ou pela presença, sobre a região, de um centro de baixa pressão (centro ciclônico), como acontece, por exemplo, quando ocorre vento norte, em que a maior velocidade pode ser verificada até madrugada ou pela manhã.

3.4 VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO COM A ALTURA

O vento pode ser analisado como sendo o movimento de um fluido sobre uma superfície sólida. A superfície recebe o impacto da força do vento (momentum) e, por sua vez, exerce uma força contrária à do deslocamento do vento, denominada força de atrito, a qual atua em direção oposta à do vento. A força de atrito é máxima entre a superfície do solo, onde a velocidade do vento é praticamente igual a zero. A medida que aumenta a distância da superfície do solo, a influência da força de atrito é cada vez menor, até uma determinada altura em que seu efeito é praticamente nulo, e a velocidade do vento apresenta seu maior valor.

A altura em que não há mais o efeito do atrito é variável (de 500 à 1000m), dependendo da rugosidade da superfície. É por essa razão

que os dados da velocidade do vento devem vir sempre acompanhados do valor da altura de sua medida e do tipo de superfície sobre o qual foi feita sua medida.

4 CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA

A atmosfera é constituída de uma mistura de gases, vapor d'água e partículas (sólidas e líquidas) em suspensão, formando um grande sistema dinâmico, em que o movimento do ar é determinado pelos gradientes de pressão (diferenças de pressão por distância). Os gradientes de pressão atmosférica surgem em função das constantes alterações da densidade do ar ocasionadas pelas suas variações de temperatura e do conteúdo de vapor d'água e em função do próprio deslocamento de grandes massas de ar, com características próprias, de um local para outro

A distribuição geral média na direção dos ventos é conhecida como circulação geral da atmosfera. Como o movimento do ar é originado pela existência de um gradiente de pressão entre duas regiões, a direção média do vento sobre a superfície terrestre está relacionada com a distribuição média da pressão atmosférica anual, que está representada de forma simplificada na Figura H3:

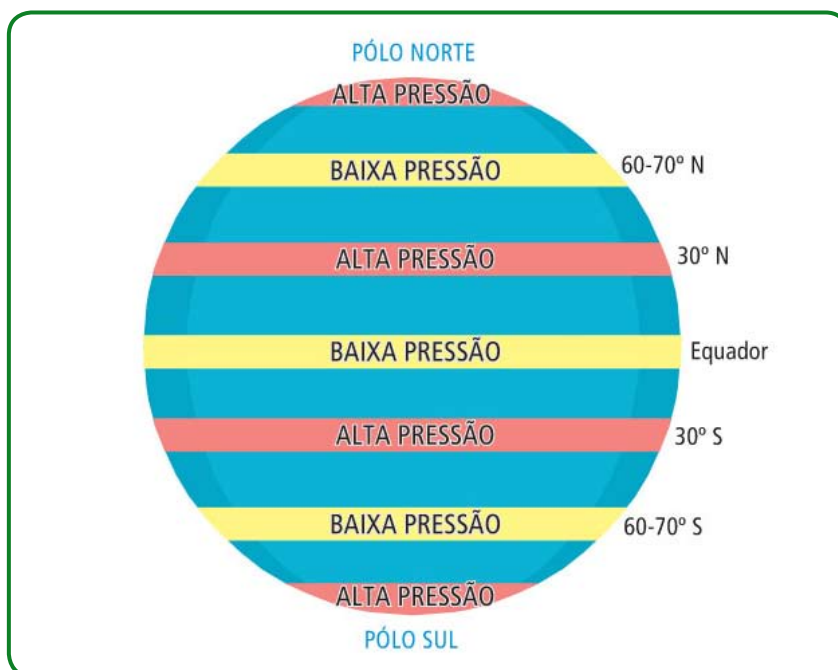


Figura H3. Representação esquemática geral da distribuição da pressão atmosférica normal anual sobre a superfície terrestre feita de forma relativa às diferentes latitudes.

Em conseqüência dessa distribuição geográfica anual da pressão (Figura H3), formam-se cinturões de alta e baixa pressão atmosférica

ao redor do globo terrestre, originando um deslocamento de ar (vento) sobre a superfície com direções definidas, as quais são:

a) os ventos sopram predominantemente das regiões tropicais de alta pressão (30°) para a região equatorial, onde a pressão é menor; esses ventos são denominados de ventos alísios de Sudeste no Hemisfério Sul e ventos alísios de Nordeste no Hemisfério Norte (Figura H4);

b) os ventos que sopram das regiões tropicais de alta pressão (30°) para as regiões sub-polares (baixa pressão) são denominados de ventos predominantes de Oeste (Figura H4). Mas, na realidade, no Hemisfério Sul, tem direção NW (noroeste) e, por vezes, até de Oeste;

c) os ventos que sopram das regiões polares (alta pressão) para as regiões sub-polares de baixa pressão (60-70°) sofrem um forte desvio de direção provocado pelo movimento de rotação da Terra, que é muito acentuado nas grandes latitudes, e apresentam direção predominante de Leste (Figura H4);

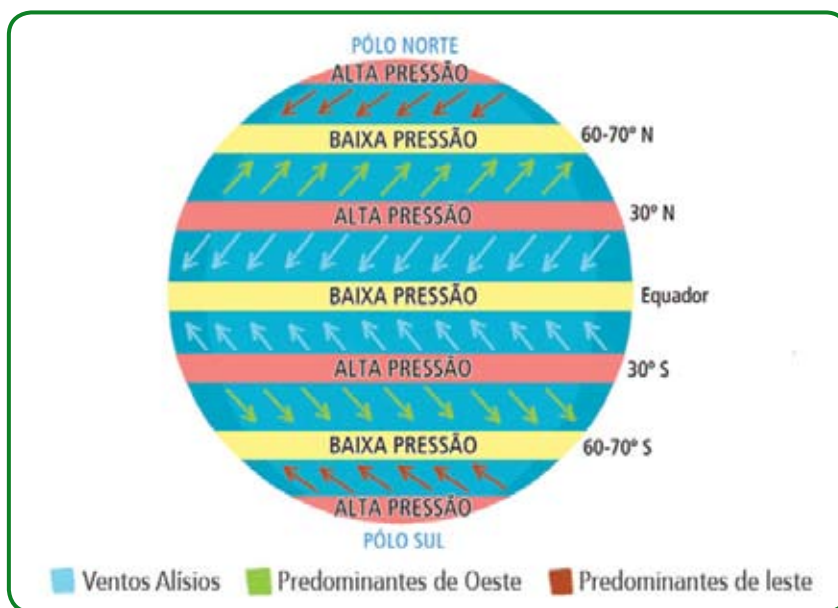


Figura H4 – Circulação geral da atmosfera.

Nos locais onde os ventos convergem (baixa pressão) na superfície, as correntes de ar são ascendentes na atmosfera, favorecendo a condensação do vapor e a formação de precipitações. Situação oposta ocorre nos locais onde predomina alta pressão: apresentam os ventos divergentes na superfície e as correntes de ar são descendentes na atmosfera, criando condições desfavoráveis à condensação.

5 CIRCULAÇÃO SECUNDÁRIA DA ATMOSFERA

Dentro da circulação geral da atmosfera, observam-se ventos periódicos que não seguem o modelo de circulação geral da atmosfera, sendo decorrentes da irregularidade na superfície terrestre (relevo e alternância dos continentes com os oceanos) e de variações locais de temperatura do ar. Tais ventos invertem a sua direção a intervalos regulares de tempo. Essas circulações secundárias são as Brisas, as Monções e os ventos locais.

5.1 BRISAS

São ventos de baixa velocidade originados por variações locais de temperatura do ar, que durante uma parte do dia, sopram em uma direção e, na outra parte do dia, sopram em direção oposta. Ocorrem em regiões montanhosas e no litoral ou costa continental.

a) Brisa marítima

Brisa que ocorre no litoral. Durante o período diurno, a superfície do solo (possui menor calor sensível) das regiões litorâneas se aquece mais do que a superfície da água adjacente (possui maior calor sensível). Isso ocasiona diminuição da pressão atmosférica sobre o litoral onde o ar mais aquecido do que aquele sobre o mar (ou oceano). Portanto, tem-se movimento de ar em superfície do oceano em direção a Terra, formando a brisa marítima. Esse fenômeno inicia em torno das 10 horas da manhã. A camada de ar atingida pelo fenômeno junto à superfície varia de 200-400m de espessura e pode se estender por 50 Km para o interior do continente.

b) Brisa terrestre

Durante o período noturno, a superfície do solo do litoral se resfria mais intensamente que a superfície das massas de águas oceânicas. Assim, verifica-se maior aumento da pressão atmosférica no litoral do que sobre a água no oceano adjacente. Portanto, o movimento do ar, em superfície, será da terra para o oceano, ou seja, ocorre a brisa terrestre. Esse fenômeno se estende por 10 Km para o interior do oceano e é utilizado pelos jangadeiros para levar suas jangadas para o mar durante a madrugada. A espessura da camada de ar que apresenta esse fenômeno é mais rasa do que a da brisa marítima de dia.

c) Brisa do vale e brisa da montanha:

Ocorre em regiões montanhosas. Durante o dia, o aquecimento do fundo do vale e de suas encostas faz com que o ar aquecido se expanda e comece a subir lentamente ao longo das encostas. Esse fenômeno é denominado de brisa do vale. Durante o período noturno, o ar

+ SAIBA MAIS

Maiores informações, com desenhos ilustrativos, sobre as **brisas** podem ser encontradas em [http://pt.wikipedia.org/wiki/Brisa_\(vento\)](http://pt.wikipedia.org/wiki/Brisa_(vento)).

junto da superfície das encostas se resfria mais, torna-se mais denso e desce escoando junto à encosta na direção do vale, sob a ação da força da gravidade. Esse fenômeno é conhecido como brisa da montanha. Em noites límpidas, ele também ocorre em pequenas áreas onde o relevo é ondulado e, por isso, fica mais frio nas partes côncavas do terreno (nas baixadas/canhadas), onde então se forma mais orvalho e as geadas são mais freqüentes e mais intensas.

5.2 MONÇÕES

São ventos que modificam a sua direção de acordo com a estação do ano, devido aos continentes serem mais quente que os oceanos no verão e mais frios no inverno. Ocorrem em uma área de abrangência maior que as brisas.

Devido aos continentes serem mais quentes no verão e mais frios no inverno em relação ao mar, a tendência resultante é o aparecimento de baixas pressões sobre o continente e altas pressões sobre o oceano, no verão, e o inverso no inverno. Em consequência o movimento do ar será do oceano para o continente, no verão e do continente para o oceano, no inverno.

Nas regiões onde ocorrem as monções, as precipitações se registram, em sua quase totalidade, no verão, sendo que o inverno seco.

O movimento de ar nas monções é semelhante às brisas diárias, só que o período é anual e em uma área maior. Esses ventos são comuns na Índia, Malásia, Costa do Marfim e Porto Rico.

6 VENTOS LOCAIS DO RS

Os ventos locais são ventos característicos de alguns locais, sendo resultado de uma organização sinótica (da circulação secundária originada pelo deslocamento de massas de ar) e do efeito de fatores locais como posição geográfica, relevo e continentalidade. No Rio Grande do Sul, ocorrem três ventos locais característicos, a saber: Minuano, Vento Norte e Sudestado.

6.1 Vento Minuano ou vento Pampeano

É um vento frio e seco, com direção predominante do quadrante Oeste (W), variando de W, SW, NW a S. É característico dos meses de inverno, quando é prenúncio de fortes geadas na manhã seguinte, mas pode ocorrer em qualquer época do ano. Quando ocorre no verão, é responsável pelo abaixamento brusco da temperatura, causando "alívio" de uma seqüência de vários dias com altas temperaturas. Quando ocorre no inverno, causa forte sensação de frio nas pessoas e animais.

6.2 Vento Norte ou Vento São Martinho

É um vento de direção Norte que sopra com grande velocidade durante dois a três dias devido à ação de um centro de alta pressão situado a nordeste do Rio grande do Sul, a leste de SC, PR e SP. Nos momentos de rajadas máximas, sua velocidade pode ultrapassar 50 km/h e ocorre por ocasião da passagem de grandes depressões barométricas ao Sul do Estado do RS sobre o Uruguai, o que explica o dito popular regional de que “após o vento Norte, vem a chuva”. É extremamente quente e seco, provocando aumento da temperatura. Atinge com particular violência Santa Maria devido a sua situação ao sopé do morro São Martinho, provocando danos em estufas plásticas e em lavouras e pomares. Ocorre durante todo ano e, quando ocorre no inverno, provoca aumentos consideráveis na temperatura do ar durante vários dias, o que pode provocar a brotação em espécies frutíferas com baixa exigência em frio invernal, como o pessegueiro.

6.3 Vento Sudestado ou vento Carpinteiro da Costa

Esse vento ocorre devido à presença do centro de alta pressão mais ou menos permanente sobre o Oceano Atlântico na latitude aproximada do RS ou a sudeste do mesmo. Sua direção varia de SE, E, NE e ocorre durante todo o ano, sendo, por isso, classificado como vento predominante do RS, ou seja, o maior número de dias com vento no RS é com vento Sudestado. É um vento frio e úmido e, na região litorânea, pode ser um vento forte. Especialmente no litoral norte do RS tem direção predominante de NE, onde é conhecido como vento Nordeste.

Bibliografia Consultada

MOTA, F.S.da. **Meteorologia Agrícola**. São Paulo: Livraria Nobel S.A., 1977. 376p.

PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações**. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001, 480p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L.do. **Meteorologia Descritiva - Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Livraria Nobel, 1973. 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p.

Unidade I

Evaporação, vapor d'água na atmosfera e condensação

Introdução

O vapor de água é um dos mais importantes e o mais variável constituinte da atmosfera. É um elemento ativo do ciclo hidrológico e veículo de transporte de energia atmosférica através dos processos de evaporação (consumo de energia) e condensação (liberação de energia). O vapor d'água passa para a atmosfera através do processo de evaporação, constituindo a umidade do ar. Em determinadas condições, a umidade do ar condensa na atmosfera originando fenômenos meteorológicos como nevoeiros, nuvens, chuva, granizo e neve, entre outros. '

Objetivos

- definir os processos de evaporação e condensação;
- esclarecer noções sobre a quantificação da evaporação e da umidade do ar;
- explicar os fatores que interferem na evaporação e condensação.

1 Evaporação

A superfície terrestre está constantemente transferindo água no estado físico de vapor para a atmosfera. Essa transferência tem grande importância meteorológica, porque afeta a condições de energia e de umidade da atmosfera sob a superfície. Também tem grande importância para a hidrologia, por ser uma fase do ciclo hidrológico.

1.1 Conceito

a)Físico: é o processo pelo qual a água passa de forma lenta do estado líquido ao estado de vapor. A Evaporação ocorre a uma temperatura inferior a 100°C.

b)Meteorológico: é a transferência de certa quantidade de água por unidade de área e de tempo, de um reservatório natural (solo, lago, oceano) para a atmosfera. A unidade é o "mm" para um período considerado.

c)Unidade: a unidade de medida da evaporação é o milímetro (mm) água, sendo que a evaporação de 1 mm corresponde à perda de 1 litro de água, na forma de vapor para atmosfera, por unidade de área (1m²) da superfície evaporante (lago, solo e culturas).

Para melhor compreender o processo de evaporação, basta imaginar que a água no estado líquido é constituída por um aglomerado de moléculas unidas entre si, por forças de ligação. Já o vapor d'água é constituído de moléculas de água que se encontram isoladas na atmosfera. Assim, as moléculas de água precisam ser "separadas" para sair do "corpo" do líquido.

1.2 Calor Latente (L)

As mudanças de estado das substâncias implicam trocas apreciáveis de energia com o ambiente. Nas passagens de fase "sólido para líquido" (fusão), "líquido para vapor" (evaporação) e "sólido para vapor" (sublimação), há consumo de energia por parte da substância, sendo que, nas transições inversas, há liberação de energia. A evaporação de um líquido é, portanto, acompanhada de um considerável consumo de energia. Isso pode ser notado facilmente da seguinte maneira:

- sensação de frio que pode ser sentida por uma pessoa quando está com o corpo molhado e expõe-se ao vento;
- diminuição da temperatura que se verifica no termômetro de bulbo úmido exposto à circulação de ar.

a)Definição

O calor latente é a quantidade de energia consumida ou liberada por unidade de massa da substância numa mudança de fase. No caso da passagem de líquido para vapor, a quantidade de energia consumida é denominada de calor latente de vaporização, sendo também chamado de calor latente de evaporação.

b) Unidades:

- calorias por grama (cal/g);
- joule por grama ou quilograma (J/g ou J/kg), sendo que:

$$1 \text{ J/kg} = 2,388 \times 10^{-4} \text{ cal/g}$$

O Sistema Internacional de unidade utiliza a unidade J/kg. O calor latente de evaporação é variável com a temperatura da água, por exemplo: uma superfície de água na temperatura de 10°C necessita de uma quantidade de energia correspondente a 591,5 calorias para evaporar 1 grama de água (ou nas outras unidades: 2477 J/g e 2,477.106 J/kg). Caso a mesma superfície estivesse a uma temperatura de 30°C, necessitaria de somente 580,3 calorias para evaporar 1 grama de água (ou 2430 J/g ou 2,430.106 J/kg). Assim, observa-se que, quanto maior a temperatura do líquido, menor será a quantidade de energia para

evaporar 1 grama de água.

Conforme HELDWEIN (1993), para o intervalo de -5°C a 50°C , pode-se obter os valores de calor latente de evaporação com precisão aceitável a partir das seguintes expressões:

$$L = (2501 - 2,38.T) \cdot 10^3 \text{ (J.kg}^{-1}\text{)}$$

$$L = 597,2 - 0,565.T \text{ (cal.g}^{-1}\text{)}, \text{ onde } T \text{ é a temperatura em } ^{\circ}\text{C}.$$

1.3 Fatores que afetam a evaporação

Sob as condições de um sistema aberto, como é a interface "superfície - atmosfera", a evaporação é afetada principalmente por quatro fatores:

1.3.1 Energia disponível

O processo de evaporação consome energia do ambiente, basicamente a energia proveniente da disponibilidade de radiação solar global. Por isso, quanto maior for a energia disponível (maior saldo de radiação), mais intenso será o processo de evaporação. Portanto, quando o céu está encoberto, existe menor disponibilidade de radiação solar global e, assim, a evaporação será menor do que aquela verificada em dias de céu limpo. O mesmo efeito ocorre quando se compara a evaporação ocorrida durante as estações de inverno e verão. Nessa última estação, existe maior disponibilidade de radiação solar, portanto maior será a evaporação.

1.3.2 Déficit de saturação

A intensidade da evaporação é diretamente proporcional ao déficit de saturação do ar, isto é, quanto maior o déficit de saturação ("ar mais seco"), maior é a evaporação. Sob condições de saturação do ar (déficit igual a zero e assim, a umidade relativa a 100%) a evaporação é "nula". Neste caso, o número de moléculas de vapor d'água que deixam a superfície é igual ao número de moléculas de vapor d'água que retornam à superfície líquida.

1.3.3 Velocidade do vento:

A renovação do ar junto a superfície evaporante evita que ocorra a saturação do ar, e assim evitando que a evaporação seja nula. Assim, o processo de evaporação é incrementado quando ocorre vento.

1.3.4 Temperatura do ar e da água:

A elevação da temperatura incrementa o processo de evaporação. A medida em que aumenta a temperatura do ar ocorre aumento do déficit de saturação, favorecendo a evaporação. Além disso, na medida em

que aumenta a temperatura da água ocorre uma diminuição do calor latente, ou seja, menos energia é necessária para evaporar 1 grama de água.

2 Medida da Evaporação

Os instrumentos de medida da evaporação são denominados genericamente de "evaporímetros" ou comumente designados de tanques de evaporação. Esses instrumentos encontram-se expostos aos fatores que interferem na perda de água, tanto de uma superfície do líquido quanto de uma cultura. Assim, eles podem ser utilizados para estimar as perdas de água de uma cultura, ou seja, evapotranspiração.

2.1 Tanque de evaporação "CLASSE A"

Os tanques de evaporação são usados para medir a evaporação de superfície de água. O tanque de evaporação "Classe A" (Figura 11a) é o mais utilizado nos países do ocidente e é o padrão da Organização Meteorológica Mundial. Possui diâmetro de 120 a 125 cm e 34,5 cm de profundidade.

É feito com chapa de ferro galvanizada nº 22, pintado da cor da chapa (que é prata). É instalado sobre um estrado de madeira com 7 caibros de 5 x 10 cm que, por sua vez, se assentam sobre 4 caibros de 5 x 10 cm (Todo o conjunto é montado sobre solo gramado e os caibros são pintados de branco). O comprimento dos caibros é igual ao diâmetro do tanque. Possui uma peça denominada de poço tranquilizador, onde, com o auxílio do "parafuso micrométrico", se fazem as leituras de nível, em milímetros (mm).

A leitura do nível da água no tanque é realizada às 9 horas de cada dia. O valor da evaporação do dia "n" a ser registrado no mapa mensal de dados corresponde à evaporação que ocorreu entre as nove horas do dia anterior ($9h_{n-1}$) e as nove horas do dia ($9h_n$). A diferença de nível é dada pela diferença de leitura (em mm) no parafuso micrométrico (Figura 11b), deixando-se a ponta desse instrumento na forma de anzol tocar a superfície da água. Esse valor corresponde à diferença de nível somada a precipitação ocorrida no período, isto é:

$$E_{CA(n)}(\text{mm}) = \text{Leit. às } 9h_{(n-1)} - \text{Leit. às } 9h_{(n)} + \text{Precipitação}_{(n)}$$

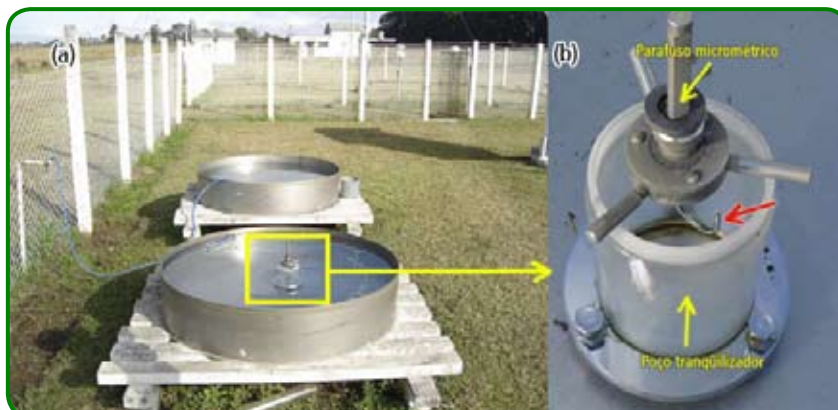


Figura 11- Tanque de evaporação "Classe A" (a) e o sistema de leitura(b). Observe no parafuso micrométrico, a ponta do "anzol", na seta vermelha, usado para determinar o nível da água.

2.1.1 Fator de Tanque (K)

Em função do seu pequeno diâmetro, maior recepção energia (na lateral e parte inferior do tanque) e baixa refletividade da água, o tanque "Classe A" apresenta uma evaporação mais elevada (superestima) do que uma superfície natural (lago ou cultura).

Devido à superestimativa da evaporação pelo Tanque Classe A, os valores medidos não devem ser aplicados diretamente. Para que a evaporação do tanque Classe A represente a evaporação real, deve-se multiplicar os valores de E_{CA} por um fator de correção. Para as condições do Rio Grande do Sul, esse fator apresenta uma pequena variação anual, oscilando próximo a 0,7 a 0,8. Seu valor é um pouco menor no período de menor umidade relativa do ar (no verão e/ou nos períodos de seca).

Para poder estimar a evapotranspiração de referência (E_{To} , em mm), o valor de evaporação do tanque (E_{CA} , em mm) deve ser corrigido pela aplicação de um coeficiente de tanque (K_p , sem dimensão), segundo a equação:

$$E_{To} = E_{CA} \cdot K_p$$

Esse método será discutido na aula sobre evapotranspiração.

3 Umidade Atmosférica

A maior fração da água presente na atmosfera encontra-se na forma gasosa, então denominada de vapor d'água. A umidade do ar representa a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera em um dado momento. O vapor d'água passa para a atmosfera, principalmente, através dos processos de evaporação e evapotranspiração. O

vapor d'água existente na atmosfera participa formação de fenômenos meteorológicos como as nuvens, chuva, granizo, neve, orvalho, geada e neblina,

3.1 Conceito

É a quantidade de vapor d'água que existe no ar em determinado instante.

3.2 Quantificação

A atmosfera é uma mistura de gases, dentre os quais está o vapor d'água, cuja concentração é muito variável. Sua quantificação é muito importante para fins meteorológicos e agrícolas, sendo usado principalmente os índices:

3.2.1 Pressão ou Tensão de Vapor

É a pressão que o vapor exerce na atmosfera.

a) Pressão parcial ou tensão atual de vapor (e)

É a pressão que exerce o vapor d'água presente na atmosfera no instante considerado, ou seja, é a pressão exercida pelo vapor d'água presente na atmosfera naquele momento. O valor pode ser obtido a partir dos valores da umidade relativa e da Pressão de Saturação de vapor d'água.

b) Pressão de Saturação de vapor d'água (es)

É a pressão do vapor exercida nas condições de saturação do ar, ou seja, é a pressão vapor d'água exerceria caso atmosfera estivesse saturada naquele momento. O valor de es aumenta na medida que ocorre elevação da temperatura do ar, pois, quanto mais quente estiver o ar, maior será sua capacidade em conter vapor d'água. O valor de es pode ser obtido com auxílio da Tabela 11.

Exemplo: qual é pressão de saturação do vapor d'água de uma parcela (volume) de ar na temperatura de 23,8°C?

Resposta: $e_s = 22,09$ mm Hg.

Tabela 11 - Pressão de saturação do vapor d'água (mm Hg), sendo t a temperatura do termômetro de bulbo seco (= temperatura do ar), em °C

t	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	4,58	4,62	4,65	4,68	4,72	4,75	4,79	4,82	4,86	4,89
1	4,93	4,96	5,00	5,03	5,07	5,11	5,14	5,18	5,22	5,26

2	5,29	5,33	5,37	5,41	5,45	5,49	5,52	5,56	5,60	5,64
3	5,68	5,72	5,77	5,81	5,85	5,89	5,93	5,97	6,01	6,06
4	6,10	6,14	6,19	6,23	6,27	6,32	6,36	6,41	6,45	6,50
5	6,54	6,59	6,63	6,68	6,73	6,77	6,82	6,87	6,92	6,96
6	7,01	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,46
7	7,51	7,56	7,62	7,67	7,72	7,77	7,83	7,88	7,94	7,99
8	8,04	8,10	8,15	8,21	8,27	8,32	8,38	8,44	8,49	8,55
9	8,61	8,67	8,73	8,78	8,84	8,90	8,96	9,02	9,08	9,15
10	9,21	9,27	9,33	9,39	9,46	9,52	9,58	9,65	9,71	9,78
11	9,84	9,91	9,97	10,04	10,11	10,17	10,24	10,31	10,38	10,45
12	10,52	10,58	10,65	10,73	10,80	10,87	10,94	11,01	11,08	11,16
13	11,23	11,30	11,38	11,45	11,53	11,60	11,68	11,75	11,83	11,91
14	11,98	12,06	12,14	12,22	12,30	12,38	12,46	12,54	12,62	12,70
15	12,78	12,87	12,95	13,03	13,12	13,20	13,29	13,37	13,46	13,54
16	13,63	13,72	13,80	13,89	13,98	14,07	14,16	14,25	14,34	14,43
17	14,52	14,62	14,71	14,80	14,90	14,99	15,09	15,18	15,28	15,37
18	15,47	15,57	15,67	15,76	15,86	15,96	16,06	16,16	16,26	16,37
19	16,47	16,57	16,68	16,78	16,88	16,99	17,09	17,20	17,31	17,42
20	17,52	17,63	17,74	17,85	17,96	18,07	18,18	18,30	18,41	18,52
21	18,64	18,75	18,87	18,98	19,10	19,22	19,33	19,45	19,57	19,69
22	19,81	19,93	20,06	20,18	20,30	20,42	20,55	20,67	20,80	20,92
23	21,05	21,18	21,31	21,44	21,57	21,70	21,83	21,96	22,09	22,22
24	22,36	22,49	22,63	22,76	22,90	23,04	23,18	23,31	23,45	23,59
25	23,73	23,88	24,02	24,16	24,31	24,45	24,60	24,74	24,89	25,04
26	25,18	25,33	25,48	25,63	25,79	25,94	26,09	26,25	26,40	26,56
27	26,71	26,87	27,03	27,18	27,34	27,50	27,67	27,83	27,99	28,15
28	28,32	28,48	28,65	28,82	28,98	29,15	29,32	29,49	29,66	29,84
29	30,01	30,18	30,36	30,53	30,71	30,89	31,06	31,24	31,42	31,60
30	31,79	31,97	32,15	32,34	32,52	32,71	32,89	33,08	33,27	33,46
31	33,65	33,84	34,04	34,23	34,43	34,62	34,82	35,02	35,22	35,41
32	35,62	35,82	36,02	36,22	36,43	36,63	36,84	37,05	37,26	37,47
33	37,68	37,89	38,10	38,32	38,53	38,75	38,96	39,18	39,40	39,62
34	39,84	40,06	40,29	40,51	40,74	40,96	41,19	41,42	41,65	41,88
35	42,11	42,35	42,58	42,81	43,05	43,29	43,53	43,77	44,01	44,25
36	44,49	44,74	44,98	45,23	45,48	45,73	45,98	46,23	46,48	46,74
37	46,99	47,25	47,51	47,77	48,03	48,29	48,55	48,81	49,08	49,34
38	49,61	49,88	50,15	50,42	50,69	50,97	51,24	51,52	51,80	52,08
39	52,36	52,64	52,92	53,20	53,49	53,78	54,07	54,35	54,65	54,94
40	55,23	55,53	55,82	56,12	56,42	56,72	57,02	57,32	57,63	57,93
41	58,24	58,55	58,86	59,17	59,48	59,80	60,11	60,43	60,75	61,07

42	61,39	61,72	62,04	62,37	62,69	63,02	63,35	63,68	64,02	64,35
43	64,69	65,03	65,37	65,71	66,05	66,39	66,74	67,09	67,44	67,79
44	68,14	68,49	68,85	69,20	69,56	69,92	70,28	70,65	71,01	71,38
45	71,75	72,11	72,49	72,86	73,23	73,61	73,99	74,37	74,75	75,13

3.2.2 Déficit de Saturação (d)

É a diferença entre a pressão de saturação e a pressão parcial de vapor d'água.

$$d = e_s - e \quad (\text{mmHg ou hPa})$$

O déficit representa quanto de vapor d'água deve ser injetado num volume de ar para que o mesmo atinja a saturação. Assim, quanto maior o déficit de saturação, mais "seco" será o volume e, portanto, mais vapor d'água será preciso para saturá-lo.

3.2.3 Umidade Relativa do ar (UR)

É a relação entre o teor de vapor d'água que o ar contém (e) e o teor máximo (e_s) que ele poderia conter na mesma temperatura, expressa em porcentagem. A UR poder ser calculada através da relação:

$$UR = (e/e_s).100 \quad (\%)$$

A partir da leitura dos termômetros de bulbo seco e úmido (psicrômetro), podem-se obter os valores de umidade relativa com auxílio da Tabela I2. Para isso, entra-se com o valor da depressão psicrométrica (diferença de temperatura entre o termômetro de bulbo seco e o úmido) na vertical e com o valor de temperatura do termômetro de bulbo úmido na horizontal.

Tabela I2 – Valores de umidade relativa do ar (%) para psicrômetro comum, considerando a pressão atmosférica de 750 mm Hg. DP - Depressão psicrométrica e tw – temperatura do termômetro de bulbo úmido.

Veja no ambiente o arquivo da Tabela I2.

OBS: Na determinação da UR em uma estação, existem correções que devem ser efetuadas. Além disso, existem tabelas mais completas que Tabela I2, sendo possível obter o valor da UR para valores de DP superiores a 6,8°C.

3.3 Higrometria

A higrometria refere-se à quantificação da umidade do ar, que é

realizada com auxílio de instrumentos. Os instrumentos mais utilizados numa estação meteorológica convencional são o psicrômetro e o higrógrafo.

3.3.1 Psicrômetro Comum (não ventilado)

a) Finalidade

- determinar a temperatura do ar à sombra;
- determinar a umidade do ar à sombra, a partir das temperaturas do termômetro de bulbo seco e do termômetro de bulbo úmido.

b) Descrição

É basicamente constituído de dois termômetros comuns de mercúrio (Figura 12), instalados verticalmente num suporte de madeira ou de metal, no interior do abrigo meteorológico a 1,5m acima do solo.

Um dos termômetros apresenta seu bulbo de Hg envolvido por um cadarço de algodão, cuja extremidade inferior é mergulhada num recipiente com água destilada. A água é conduzida continuamente pelo fenômeno da capilaridade através do cadarço e, em consequência, mantém-se continuamente uma película de água em torno do bulbo desse termômetro. Este termômetro nos dá a temperatura do termômetro de bulbo úmido (tW), e o outro, a temperatura de bulbo seco (= temperatura do ar). A evaporação que ocorre no termômetro úmido é proporcional ao déficit de saturação do ar, e a energia necessária é retirada do ambiente de evaporação (bulbo e cadarço) resfriando o termômetro úmido na mesma proporção, resultando daí menor temperatura que a do ar.

c) Instalação

No interior do abrigo meteorológico, a 1,5 m de altura.

d) Manejo e cuidados

O psicrômetro fornece os valores de temperatura de bulbo úmido e de bulbo seco, com os quais se determina a umidade relativa do ar (e outros parâmetros de umidade do ar) com o auxílio de um diagrama, ou com a equação psicrométrica e de valores de "es" (obtidos por cálculo com a fórmula de TETENS ou de tabelas).

Deve-se manter o reservatório com água destilada e periodicamente substituir o cadarço, para evitar o acúmulo de sais.

Nos psicrômetros comuns, a ventilação dos termômetros (seus bulbos) não é uniforme, já que depende das condições que propiciam o fluxo de ar através das venezianas do abrigo.

Em determinadas situações, a ventilação normal do abrigo pode ser deficiente, acarretando erros nas leituras. Valores reais mais precisos

são obtidos quando se submetem ambos os bulbos dos termômetros a igual fluxo contínuo de ar, o que é conseguido com os psicrômetros artificialmente ventilados, como o psicrômetro de Assmann.



Figura 12 - Psicrômetro Comum (não ventilado).

3.3.2 Higrógrafo de Cabelo

a) Finalidade

Registrar continuamente a umidade relativa do ar.

b) Descrição

O higrógrafo de cabelo (Figura 13) se baseia no princípio ou propriedade que apresentam os cabelos humanos de aumentar de comprimento com o aumento da umidade relativa do ar, e vice-versa. O cabelo usado como elemento sensível do instrumento é previamente limpo e desengordurado.

Basicamente o higrógrafo é constituído de uma unidade sensível (feixe de cabelos humanos) e uma unidade de registro (tambor relógio, pena com tinta e gráfico). Uma das extremidades do feixe de cabelos é fixada no chassi do instrumento e a outra é acoplada a um sistema de alavancas que amplifica os movimentos (de distensão ou encurtamento) e, com o auxílio de uma pena com tinta, faz o registro sobre um gráfico adequado. Esse gráfico está fixado sobre um cilindro, com rotação completa semanal ou diária, acionado por um sistema de relojoaria (tambor de relógio).

Muitas vezes o higrógrafo está fixado no mesmo chassi do termógrafo, utilizando-se um único tambor relógio e um gráfico subdividido em dois campos. Esse conjunto é denominado de termoigrógrafo.

c) Instalação

No interior do abrigo meteorológico, ao lado ou juntamente com o termógrafo.

d) Manejo

- trocar o gráfico (0 à 100%);
- manter a pena com tinta;
- dar corda ao relógio;
- aferir periodicamente (baseando-se na UR determinada com psicrômetro).

O registro do higrógrafo indica claramente como a umidade atmosférica varia no decorrer de um dia.



Figura 13 – Higrógrafo (O elemento sensível é constituído por um feixe de cabelos)

3.4 Variação da Umidade Relativa do ar

3.4.1 Variação diária

A variação diária da umidade relativa do ar é inversa a da temperatura do ar (Figura 14). Seu valor máximo ocorre no final do período noturno-início do diurno (em torno da hora da mínima) e o seu valor mínimo ocorre após o meio dia, entre 14-16 horas, quando ocorre a temperatura máxima do ar no dia.

O valor de "e" varia muito pouco no decorrer do dia, sendo que o aumento do seu valor é decorrente do processo de evaporação diária. Já o valor de "es" é uma função exponencial da temperatura do ar,

que possui variação mais acentuada ao longo do dia. Assim, na medida que a temperatura do ar aumenta, ocorre uma diminuição da UR, ocorrendo o inverso quando a temperatura do ar diminui (Figura 14).

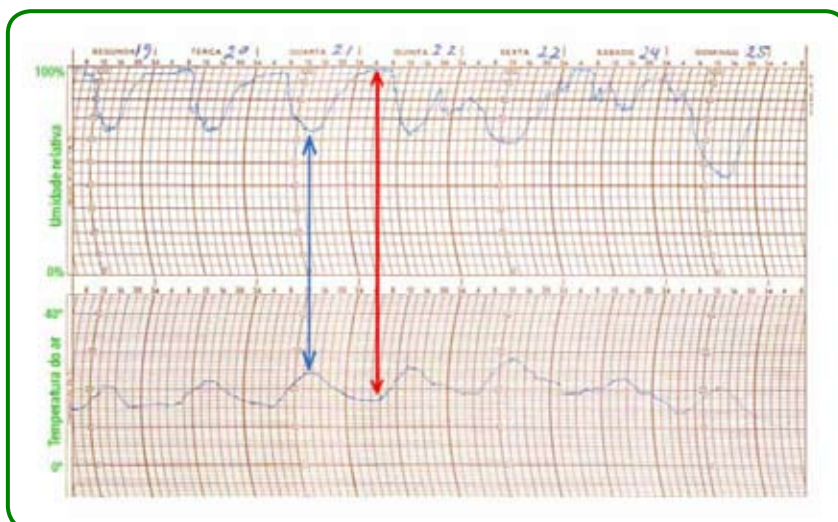


Figura 14 – Variação diária da umidade relativa do ar (UR). Observe que a UR atinge o valor mínimo no momento de temperatura máxima (sete azul) e atinge o valor máximo de UR no momento de ocorrência da temperatura mínima.

3.4.2 Variação Anual

A variação anual da UR depende basicamente da variação anual da temperatura do ar e do regime pluviométrico do local. Locais que apresentam regime pluviométrico isoigro (chuvas bem distribuídas ao longo do ano) geralmente apresentam UR maior no inverno e final de outono e UR menor no verão (ex. Rio Grande do Sul). Nos locais em que as chuvas se concentram numa época do ano, geralmente a UR é maior na estação chuvosa (ex. Região Noroeste de São Paulo). Além disso, as áreas de maior continentalidade têm maior variação anual da UR devido a sua maior variação anual de temperatura do ar. No litoral é praticamente constante e elevado ao longo do ano.

3.4.3 Variação Geográfica

A UR geralmente é maior nas áreas do relevo de barlavento aos ventos úmidos e nas regiões mais próximas do oceano. No período noturno, a UR é maior nas baixadas e partes côncavas do relevo devido ao acúmulo do ar frio nessas áreas.

Analisando os valores médios de Santa Maria (no centro do Estado do Rio Grande do Sul) e Uruguaiana (extremo oeste do Estado), verifica-se o efeito da continentalidade na variação anual e no valor médio da UR:

S. Maria: mínima: janeiro=75%; Uruguaiana: mínima: janeiro=66%;
máxima: junho = 85%. máxíma: junho = 82%.

4 Condensação do vapor d'água na atmosfera

4.1 Conceito

O processo da condensação consiste na passagem da água do estado de vapor para o estado líquido.

Na atmosfera, o processo de condensação somente inicia sobre a superfície de partículas (sólidas e líquidas) que estão em suspensão no ar. As partículas mais efetivas para o processo de condensação são as substâncias higroscópicas como os óxidos (NnO_m , SnO_m , $FenO_m$) e os ácidos (H_xNO_m , H_xSO_m , HCl , H_xCO_m , etc..) e também o sal comum ($NaCl$). Essas partículas são denominadas de núcleos de condensação, pois atraem as moléculas de vapor da água sobre a sua superfície, formando um aglomerado de água no estado líquido (gotícula). A condensação pode ser visualizada na atmosfera pela formação das nuvens e neblina.

4.2 Base meteorológica do processo

A condensação inicia-se quando o ar atinge a saturação, desde que existam núcleos de condensação, partículas necessárias à formação das gotículas. Portanto as condições meteorológicas que propiciam a ocorrência da saturação são responsáveis pela condensação do vapor d'água na atmosfera. A saturação de uma massa ou parcela de ar pode ser atingida de duas maneiras:

a) através do aumento da quantidade de vapor no ar.

Esse processo só é efetivo quando a superfície evaporante é mais quente que o ar. Isso ocorre quando o ar frio se desloca sobre uma superfície líquida (lago ou rio) relativamente mais quente que o ar. Nesse caso, a evaporação da superfície satura o ar frio. Esse fenômeno pode ser percebido sobre a superfície de lagos ou rios em manhãs frias, ou no recinto fechado de um banheiro, onde a água quente do chuveiro evapora parcialmente saturando o ar, que está mais frio que a água.

b) Pelo resfriamento do ar até a temperatura do ponto de orvalho.

A parcela de ar resfria-se pela perda de energia, diminuindo, então, a sua capacidade de conter vapor d'água, favorecendo a condensação. Essa é a forma predominante na atmosfera. A temperatura em que inicia a ocorrência de condensação é denominada de temperatura do ponto de orvalho; ela representa a temperatura para a qual o ar deve ser resfriado para atingir a saturação, nas condições em que ele se apresenta.

4.3 Resfriamento do ar úmido

O resfriamento do ar até uma temperatura inferior a seu ponto de orvalho pode ocorrer de três maneiras. Cada uma delas produz uma forma de condensação bem característica.

4.3.1 Resfriamento por condução

Ocorre quando uma parcela de ar entra em contato com uma superfície mais fria. Se não ocorre vento, o resfriamento por condução é efetivo apenas em uma pequena camada de ar em contato com a superfície exposta (camada limite). Essa condição, aliada a outros fatores que favorecem o resfriamento das superfícies (perda de energia, boa exposição a céu aberto, baixa velocidade do vento, maior densidade do ar frio, entre outros), resulta na formação do orvalho. Ela também pode ocorrer no inverno quando o ar quente proveniente do ambiente externo se desloca junto às paredes internas mais frias das edificações. As pessoas menos esclarecidas dizem que "as paredes suam", o que é, na realidade, a condensação. Esse fato ocorre após um período frio, quando existe a entrada de uma massa de ar quente sobre a região.

4.3.2 Resfriamento por radiação

O resfriamento por radiação ocorre devido à perda de radiação terrestre, causando o resfriamento da superfície e, assim, do ar acima. O resfriamento por radiação pode ser mais efetivo que os demais processos, principalmente nas noites em que o ar junto à superfície terrestre apresenta maior teor de umidade e a atmosfera acima está bastante seca. Dessa forma uma camada apreciável de ar pode atingir a saturação, resultando na formação de nevoeiro.

4.3.3 Expansão Adiabática

Esse processo de resfriamento ocorre quando uma parcela de ar apresenta movimentos ascendentes na atmosfera, causados por instabilidade térmica ou força mecânica (ciclones, frentes, áreas de barlavento do relevo). Quando essa parcela de ar se eleva na atmosfera, ocorre a expansão da mesma devido à diminuição da pressão atmosférica com a altura. O trabalho físico de expansão consome energia, que é retirada da própria parcela de ar em ascensão (O processo é chamado de adiabático - não há troca efetiva de calor da parcela em ascensão com o ar adjacente). O processo de expansão adiabática determina o resfriamento da parcela de ar, favorecendo a condensação e, assim, a formação das nuvens. Caso processo seja contínuo, para propiciar o crescimento das gotículas de água nas nuvens, pode

ocorrer precipitação, ocasionando a chuva. Em condições extremas de instabilidade térmica ou de acentuada redução da pressão atmosférica (depressão barométrica), ocorre uma ascensão acentuada de ar até os altos níveis da troposfera, proporcionando formação de granizo.

Bibliografia

PEREIRA, A.R., VILLA NOVA, N.A., SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997, 183p.

PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações**. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001, 480p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L.do. **Meteorologia Descritiva - Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Livraria Nobel, 1973. 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p

Unidade J

CHUVA

INTRODUÇÃO

A precipitação é o processo pelo qual a água condensada na atmosfera atinge gravitacionalmente a superfície terrestre sob as formas pluvial (chuva), granizo e neve. A chuva é um componente importante do ciclo hidrológico, repondo a água perdida por evaporação/evapotranspiração. Na agricultura é importante conhecer a distribuição e a quantidade de chuva de uma região, pois isso interfere em atividades como a definição de época de semeadura, preparo das lavouras, aplicação de produtos agrícolas (adubos e defensivos) e proteção do solo contra a erosão. Para tanto, torna-se importante conhecer o instrumental utilizado para se proceder a medida da chuva.

OBJETIVOS

- conhecer o processo de formação da chuva;
- apresentar os instrumentos de medida de chuva;
- definir regime pluviométrico;
- fornecer noções sobre os tipos de chuva.

1 CHUVA

A chuva é a queda gravitacional da água, no estado líquido, da atmosfera à superfície do solo, sob a forma de gotículas, cujo diâmetro é maior ou igual a 0,5mm.

A chuva refere-se à precipitação de água sobre a superfície terrestre. A ocorrência de chuva é de extrema importância em virtude da água ser o principal componente na constituição dos organismos vivos. A distribuição espacial e temporal chuva é um dos fatores que condicionam o clima e que estabelecem o tipo de vida de uma região. A intensidade da chuva é um dado importante e que, portanto, deve ser considerado no planejamento da mecanização agrícola, irrigação e drenagem.

2 FORMAÇÃO

A precipitação se origina de nuvens formadas pelo resfriamento adiabático, ocasionado pela expansão adiabática de massas de ar que se elevam na atmosfera. Tendo atingido o nível de condensação, a nuvem formada é constituída de gotículas de água que, pelas suas pequenas dimensões, de 0,01 a 0,02mm, permanecem em suspensão na atmosfera. Cada gotícula fica sujeita à força gravitacional, ao empuxo e ação das correntes ascendentes de ar. As gotículas continuam a elevar-se na atmosfera enquanto predominam as forças ascendentes sobre a gravitacional. Porém, quando predomina o componente gravitacional (maior massa das gotículas), origina-se a precipitação, ou seja, as gotículas descendem na atmosfera. O predomínio da gravidade ocorre quando as gotículas crescem até uma dimensão suficiente para vencer as correntes ascendentes de ar.

O crescimento das gotículas de água das nuvens para que ocasionem a precipitação se dá por dois processos:

1º processo: inicial – difusão do vapor sobre a gota de água que cresce. O vapor d'água começa a aglomerar-se sobre os núcleos de condensação.

2º processo: secundário – coalescência ou colisão: a partir de um determinado diâmetro, a gota cresce por colisão em decorrência de choques com outras gotículas.

3 CLASSIFICAÇÃO DA CHUVA SEGUNDO A ORIGEM

Na natureza a chuva pode ser a mais variável possível, desde minúsculas gotículas, como a "garoa", até violentas tormentas, com grandes gotas. A quantidade e a forma da chuva dependem da sua origem de formação. Assim, conforme a sua origem, as chuvas são classificadas:

a) CHUVAS CICLÔNICAS OU FRONTAIS

As chuvas resultam do encontro de duas massas de ar com características distintas. Distinguem-se duas situações principais, as chamadas frente fria e a frente quente. Quando uma massa de ar quente (menos densa) encontra-se com uma massa de ar frio (mais densa), ocorre a ascensão da massa quente sobre a massa de ar frio, tem-se o fenômeno da frente quente. Nesse caso, o ar quente se eleva, se resfria, condensa e pode formar nuvens e chuva. O fenômeno da frente fria ocorre quando as massas de ar originadas, normalmente nas regiões polares (fria e de alta densidade), se introduzem na forma de cunha embaixo do ar quente, empurrando-o para cima, favorecendo a ascensão e resfriamento da massa de ar quente e conseqüentemente

a condensação. As chuvas frontais são as chuvas predominantes do Rio Grande do Sul. Possui como característica longa duração, intensidade de baixa a moderada e se distribuem em vastas áreas.

b) CHUVAS OROGRÁFICAS

O efeito topográfico é outra possibilidade de formação de nuvens, e posterior precipitação. O processo resume-se no seguinte: quando uma massa de ar quente e úmida em movimento encontra-se com uma montanha, é forçada a se elevar. Essa ascensão, como todo o processo convectivo na natureza, determina resfriamento da massa de ar. Esse processo de precipitação é muito comum no meio-sul do país, na região litorânea, devido à presença da serra do mar.

Essas chuvas de origem orográfica se caracterizam por serem leves e com duração variável. São chuvas típicas da Serra do Mar e cordilheira dos Andes.

c) CHUVAS CONVECTIVAS

Essas chuvas resultam de movimentos convectivos, que, por sua vez, têm origem térmica (aquecimento acentuado do ar). A superfície terrestre não é homogênea, tendo diferentes tipos de solos, relevo, vegetação, etc. Assim, a superfície terrestre, mais especificamente o solo, possui diferente capacidade de absorção de energia solar. Isso resulta em aquecimento diferencial de determinados locais da superfície e, assim, do ar acima. Essa enorme “bolha” de ar mais quente e menos denso no meio de ar circundante mais frio se eleva na atmosfera originando a convecção térmica. Nessa ascensão da bolha de ar, vai ocorrendo condensação e, posteriormente, o aumento da gota, que cresce até um determinado tamanho, de modo que a força de gravidade determina a sua queda.

A chuva de origem convectiva é também denominada de “chuva local”, possui alta intensidade, pequena duração, sendo bem localizada. Esse tipo de chuva, que predomina nas regiões equatoriais e também ocorre no verão do Rio Grande do Sul, são as chuvas de final de tarde.

4 REGIMES PLUVIOMÉTRICOS

a) Importância

Para fins agrícolas, não somente o total anual das chuvas é importante, mas, principalmente, a distribuição ao longo do ano agrícola.

b) Conceito

A forma de distribuição da chuva nos 12 meses do ano recebe a

denominação de regimes pluviométricos. O conhecimento do regime pluviométrico de uma região é de extrema importância porque define a aptidão agropecuária dessa região.

Os regimes pluviométricos mais comuns são:

a) regime monçônico

Nesse tipo de regime, as chuvas se concentram no verão, sendo o inverno muito seco. Ex.: cerrado brasileiro.

b) Regime mediterrâneo

As chuvas se concentram no inverno e o verão é muito seco.

c) Regime isoigro

Nesse regime, as chuvas do semestre frio (abril a setembro) são iguais ou similares às do semestre quente (outubro a março), isto é, as chuvas são bem distribuídas no ano.

d) Regime equatorial

Esse regime pode ser considerado um sub-tipo do isoigro. Caracteriza-se por apresentar chuvas freqüentes e abundantes durante os 12 meses do ano e os totais anuais serem maiores do que 3000 mm.

5 DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA DAS CHUVAS

A variação na distribuição da chuva é devida, principalmente, aos seguintes fatores:

a) Latitude

Na região equatorial (latitude próximo a 0°), tem-se uma faixa de baixa pressão. Isso resulta em condições para que as massas de ar se elevem produzindo grande volume de chuvas. Por essa razão, na região equatorial, as chuvas são abundantes, apresentando precipitações anuais superiores a 2000 mm.

Nas regiões tropicais (latitude próximo a 30°), tem-se uma faixa de alta pressão. Os ventos de superfície são divergentes e as massas de ar são descendentes. É nas regiões tropicais que se localizam os maiores desertos do mundo.

Nas regiões temperadas (latitude próximo a 60°), existe novamente uma faixa de baixa pressão, que favorece a ocorrência de chuvas nessas áreas.

Na região polar (latitude próximo a 90°), região de alta pressão, as massas de ar atingem uma temperatura muito baixa, e em consequência sua capacidade de reter vapor de água fica reduzida. Por essa razão, as regiões próximas aos círculos polares se caracterizam por apresentarem pouca precipitação.

b) Direção dos ventos predominantes

Os ventos são mais ou menos úmidos segundo a sua região de origem ou procedência. Assim:

- ventos de origem continental – geralmente são secos (Norte da África);

- ventos de origem marítima são úmidos (Rio Grande do Sul e Sul do Chile).

c) Relevo

A existência de cadeias de montanhas, principalmente próxima aos oceanos e mares, propicia a ocorrência de chuvas de origem orográfica na área onde o vento é barrado pela elevação do relevo (área de barlavento), sendo forçado a subir.

6 MEDIDA DA CHUVA

a) UNIDADE

A unidade de medida é o milímetro (mm), isto é, a altura (h) da lâmina de água na superfície, expressa em mm segundo a equação:

$$h = \frac{V(\text{cm}^3)}{A(\text{cm}^2)} \times 10 = \text{mm}$$

A unidade mm corresponde a 1 litro de água em uma superfície de 1 m², assim, demonstrado:

$$\frac{1\text{L}}{\text{m}^2} = \frac{1000 \text{ cm}^3}{10000\text{cm}^2} = 0,1\text{cm} = 1\text{mm}$$

b) PLUVIÔMETRO

Finalidade – medir a quantidade de chuva precipitada num determinado intervalo de tempo.

Descrição – o pluviômetro consta essencialmente de um cilindro metálico receptor e de uma proveta graduada.

O cilindro metálico constitui-se de uma superfície receptora de água com área que varia de 200 a 500cm², um cilindro receptor em funil, um reservatório de água (coletor) e um protetor do coletor. A proveta geralmente é graduada em mm, porém, quando não se dispõe da proveta, pode-se utilizar outra graduada em cm³.

Instalação – o pluviômetro deve ser instalado em áreas livres e longe de obstáculos, a 1,5m a superfície do solo.

Leituras – a leitura da chuva é feita diariamente às 9h, através da coleta, com a proveta, da água armazenada no coletor. Quando se utiliza uma proveta graduada em cm³, deve-se transformar o volume da água coletada em mm, usando a relação acima citada.



Figura J1 - Pluviômetro.

c) PLUVIÓGRAFO

Finalidade – o pluviógrafo (Figura J2a) tem por finalidade registrar continuamente a quantidade de chuva precipitada, bem como indicar a intensidade da chuva (mm) precipitada na unidade de tempo (h, min).

Descrição – o funcionamento do pluviógrafo é similar a um pluviômetro em que a água recebida se dirige a um recipiente dotado de uma “bóia”. Essa “bóia” é unida a uma pena de caneta que atua sobre um gráfico de papel (Figura J2b); o gráfico está colocado sobre um cilindro metálico, que, por meio de um sistema de relojoaria, dá uma volta por dia. O gráfico (Figura J3) indica, no eixo das abcissas, as 24h do dia, e, no eixo das ordenadas, os mm de chuva (0 a 10mm).

O valor no eixo das ordenadas chega somente a 10mm (Figura J3), porque, ao armazenar essa quantidade no coletor do equipamento, ele se esvazia por meio de um sifão. Logo, se a chuva continua, a “bóia” começa a funcionar novamente. Assim, para saber quantos mm de chuva ocorreu durante o dia, deve-se contabilizar o volume que foi escoado mais o volume armazenado.

Exemplo:

Considerando os dados da Figura J3: a) qual é o total de chuva ocorrida? e b) qual é a intensidade da chuva no período das 18h e 40min as 20h?

a) Total de chuva: $10\text{mm} + 0,5\text{mm} = 10,5\text{ mm}$

b) Intensidade da chuva: antes do reinício da chuva às 18h e 40min, já havia chovido 3,5mm. Quando a chuva cessou, às 20h, o pluviógrafo ficou registrando 7,9mm. Então, o volume precipitado das

18h e 40min às 20h, foi 4,4mm ($7,9 - 3,5 = 4,4\text{mm}$). O tempo duração da chuva foi de 1,33h.

Tempo = 1h 20 min ou $1\text{h} + 0,33\text{h}$ (20min) = 1,33h

$$\text{Intensidade} = \frac{\text{Volume}}{\text{tempo}} = \frac{4,4 \text{ mm}}{1,33\text{h}} = 3,3 \text{ mm/h.}$$



Figura J2 – Pluviógrafo (a) e sistema de registro (b)

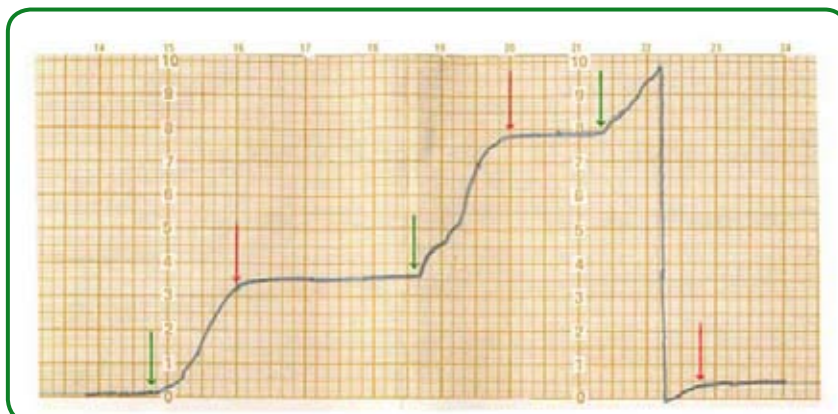


Figura J3 – Detalhe do gráfico do pluviógrafo. As setas verdes indicam o início da chuva enquanto que as vermelhas indicam o final da chuva.

7 VARIAÇÃO ANUAL E TOTAL ANUAL DA CHUVA NO RIO GRANDE DO SUL

O Rio Grande do Sul apresenta o regime isoigro, com distribuição homogênea de chuvas ao longo do ano, não tendo, portanto, estação seca ou chuvosa. Essa distribuição homogênea pode ser exemplificada com os dados de chuva de Santa Maria, RS (Figura J4). O total anual

normal de chuva em Santa Maria é de 1686,1 mm bem distribuídos ao longo ano, pois o mês com maior volume de chuva é setembro, com 153,6 mm, enquanto que o menor volume ocorre em maio, com 129,1 mm. Com relação ao volume de chuvas no Rio Grande do Sul, os maiores valores de normais de chuva são verificados na Serra do Nordeste (Ex.: valor de 2034mm para São Francisco de Paula) e os menores valores no Litoral Sul (Ex.: valor de 1186 mm para Santa Vitória do Palmar). No item sobre clima do Rio Grande do Sul, encontram-se disponíveis mais informações sobre a chuva no Estado.

Figura J4 – Valores normais de chuva em Santa Maria-RS.

Bibliografia consultada

MORENO, J.A. **Clima do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Secretaria de Agricultura do Estado do Rio Grande do Sul. 1961. 42p.

PEREIRA, A.R., VILLA NOVA, N.A., SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997, 183p.

PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações**. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001, 480p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L.do. **Meteorologia Descritiva - Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Livraria Nobel, 1973. 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, M.G: UFV- Imprensa Universitária, 1991. 449p

Unidade L

GEADA

1 Introdução

Os vegetais e os seres vivos, de uma maneira geral, se desenvolvem dentro de um ambiente próprio ao qual estão adaptados. A ocorrência provisória de condições energéticas abaixo de certos níveis críticos para a planta, pode acarretar distúrbios fisiológicos (Figura L1) e até sua morte quando ficar muito frio (Figura L2).

O dano causado pelas baixas temperaturas nas plantas cultivadas depende da intensidade e duração das baixas temperaturas, da resistência da espécie ou cultivar e, principalmente, do momento do ciclo de desenvolvimento da planta no qual a geada ocorre. As temperaturas críticas que causam danos pelo frio ou por congelamento vão desde os 12°C para a bananeira, 13 a 15°C para a flor do arroz, até temperaturas extremamente baixas, como -7°C, para danificar repolho, e -34,4°C, para danificar macieiras e ameixeiras em repouso. Portanto, para algumas culturas, não é necessário que se forme gelo sobre a planta para que ela sofra dano por frio. Também é verdade que, por vezes, a planta pode estar recoberta por gelo e, mesmo assim, ainda estar viva. Por exemplo: uma figueira com frutos pequenos está recoberta de gelo, mas a sua temperatura até o momento não atingiu valor mais baixo do que -1°C; nesse caso, ela continua viva, pois somente temperaturas menores do que -2,4°C a danificam nesse estágio de desenvolvimento. Deve ser lembrado, também, que a temperatura mínima das plantas em noite de geada é de 2 a 3°C (dois a três graus Celcius) menor do que a temperatura mínima do ar ao seu redor, e de 4 a 5°C menor do que a temperatura mínima do ar medida nas estações meteorológicas, pois nas estações ela é medida dentro do abrigo termométrico, a 1,5 m acima da superfície de solo relvado (recoberto com grama baixa).

Na tabela 1 são apresentadas temperaturas críticas, abaixo das quais ocorre dano por frio, para algumas frutíferas, conforme o estágio de desenvolvimento no seu ciclo anual, e para algumas espécies anuais.

Tabela. 1. Temperaturas críticas (°C) para algumas frutíferas perenes e algumas espécies anuais em diferentes estágios do seu desenvolvimento.

Espécie	Repouso	Floração plena	Fruto pequeno e verde	Espécie	Repouso	Floração plena	Fruto pequeno e verde
Frutíferas:							
Limoeiro	- 3,3	-1,1	-1,1	Macieira	-34,4	-2,2	-1,7
Videira	-15,0	-0,6	-0,6	Pessegueiro	-26,1	-2,8	-1,1 (verFig 2)
Pereira	-28,9	-2,2	-1,1	Ameixeira	-34,4	-2,2	-1,1
Cerejeira	-28,9	-2,2	-0,6	Figueira	- 9,4	-2,4	
Culturas anuais:							
Batata -1,0 a -2,2°C; Outras Solanáceas* -0,5 a -1,0°C; Cucurbitáceas** -0,5 a -2,0°C;							
Morangueiro -1,0°C; Alface -0,2 a -2,0°C; Soja -2,0 a -3,0°C; Girassol -2,0 a -3,0°C.							

Fontes: De Fina & Ravello (1975), International Potato Center (1974) e Rosenberg (1974). *Solanáceas = tomate, pimentão, berinjela, fumo, batata; ** Cucurbitáceas = pepino, melão, melancia, abobrinha de tronco (suchini), abóboras.

Verifica-se que a resistência ao frio nas frutíferas caducifólias (as que apresentam queda das folhas no outono/inverno) é muito elevada durante o repouso invernal, porém diminui notavelmente na primavera, quando inicia a atividade vegetativa (brotação) e reprodutiva (floração) dessas plantas. Assim, você deve se lembrar que plantas novas ou as brotações e partes mais novas nas plantas adultas são as partes mais sensíveis ao frio. No entanto, quanto aos cereais de inverno, isso é diferente para as plantas novas. Os cereais de inverno (trigo, centeio, cevada, aveia) apresentam grande resistência ao frio enquanto estiverem no sub-período de desenvolvimento vegetativo, mas se tornam muito sensíveis a partir do início da fase do emborrachamento. Portanto, a geada é um assunto complexo. Mesmo assim, sabendo como ocorre o resfriamento durante o fenômeno da geada e conhecendo a cultura e os métodos de controle da geada, é possível minimizar ou até mesmo evitar os danos por frio às diferentes culturas agrícolas.

2 Conceitos de Geada

2.1 Meteorológico

Depósito de gelo de aspecto cristalino, apresentando mais comumente a forma de escamas, agulhas ou leques. A geada é a conden-

sação, na forma sólida, da umidade atmosférica sobre os objetos expostos e/ou conversão em gelo da água que já havia condensado na forma de orvalho antes da temperatura da superfície ter atingido 0°C. Portanto, para a meteorologia, o fenômeno, “geada”, é um fenômeno visual, quando ocorre “geada branca” (Figura L3), enquanto a “geada negra” não é registrada como geada.

2.2 Agrometeorológico

“É toda temperatura baixa o suficiente para ser capaz de causar dano aos tecidos vegetais”. Esse valor de temperatura é variável com a espécie cultivada e numa mesma espécie, é variável com a fase do ciclo de desenvolvimento e com o tempo de exposição à baixa temperatura (ver Tabela 1). Células com baixo potencial osmótico e com alto teor de água, tais como as células meristemáticas, promotoras do crescimento, e as de tecidos vegetais novos, são menos tolerantes ao frio (Figura L4).

2.3 Geada de Relva

É quando a temperatura mínima a 5 cm da superfície do solo gramado (relva) é menor ou igual a 0°C. O termômetro de mínima de relva é exposto a céu aberto tal qual o gramado (Figura L5). Por isso a temperatura mínima de relva é semelhante à temperatura mínima da parte exposta da vegetação, inclusive dos cultivos de baixo porte; essa é a sua grande importância agrícola.

No caso da “temperatura do ponto de orvalho do ar” (*ver umidade do ar) ser maior do que a temperatura mínima de relva, e esta ser menor do que 0°C, ($T_d > T_{min\ relva} \leq 0^\circ C$), e considerando que a mínima de relva é similar à temperatura das superfícies vegetais expostas ($T_{min\ relva} \approx T_s$), a geada, no início, pode ser considerada como sendo orvalho congelado. Depois que o congelamento do orvalho se completou, no restante da noite, o acúmulo de gelo continua pelo processo de sublimação direta do vapor d’água (condensação de gelo a partir de vapor de água) sobre a superfície fria, o que forma cristais regulares exagonais de gelo (ver figura 6).

Popularmente esse fenômeno é então denominado de “geada branca” (Figura L3).

Quando em noite de geada o ar está extremamente seco, a temperatura da vegetação poderá atingir um valor menor que a temperatura crítica dos seus tecidos sem que haja formação de gelo sobre sua superfície. Nesse caso, não se forma gelo por fora das plantas ($T_d < T_{min\ relva} \leq T_{crit}$) e o fenômeno é denominado geada negra em função do enegrecimento que as plantas danificadas apresentam após a ocorrência da geada, sem que se tenha observado visualmente

AE GLOSSÁRIO

Geada Branca: Um depósito de gelo de aparência cristalina, geralmente com forma de escamas, agulhas, penas ou leques. É formado diretamente por sublimação do vapor d’água sobre objetos

a ocorrência da mesma (não se formou gelo externamente sobre as plantas). Portanto, o simples fato de não se visualizar a ocorrência de geada branca não significa que não houve geada. Por isso, o que realmente importa é qual foi a temperatura mínima atingida pelas plantas: se ela foi menor do que aquela que a planta cultivada tolera, teremos prejuízo no cultivo.

* Explicação: temperatura do ponto de orvalho do ar é a temperatura para a qual o ar precisa ser resfriado para atingir a saturação e abaixo da qual ocorre condensação; ela é variável, pois depende da concentração de vapor d'água presente no ar (quantas g de vapor d'água estão em um m³ de ar).

3 Estudo agroclimático das geadas

O estudo agroclimático das geadas consiste em estudar o processo que causa sua ocorrência (qual a causa do resfriamento), determinar sua frequência ou regime de ocorrência em função dos valores médios, extremos e de variabilidade, sob os seguintes aspectos: "tipo de geada", época de ocorrência, intensidade e duração:

3.1 Tipo genético

Está relacionado ao processo de resfriamento predominante na formação da geada.

a. Geadas advectivas ou de vento

São originadas por massas de ar bastante frio, denso e seco, formadas nas regiões polares, que em seu deslocamento para regiões de menor latitude, trocam energia com as superfícies sobre as quais se deslocam, transferindo suas características de baixa temperatura as plantas pelo vento, retirando-lhes energia pelos processos de advecção (transporte horizontal) e condução de calor. Portanto, o vento é mais frio do que a planta. Se o vento tiver temperatura muito baixa poderá resfriar a planta até que ela atinja uma temperatura tão baixa, que seja suficiente para causar danos, isto é, um nível energético incompatível com suas funções metabólicas. Portanto, as geadas advectivas são causadas pela ação direta do vento muito frio e seco numa região, podendo causar danos tanto de dia quanto de noite. Não é comum no sul do Brasil, mas pode ocorrer eventualmente. Isso ocorre quando da presença de um ciclone próximo à região (no RS seria a condição em que um ciclone se localiza a leste do estado, próximo ao litoral, e um anticiclone está avançando pelo quadrante oeste ou sudoeste no Estado do RS).

Suas características principais são:

- ocorrência de ventos moderados a fortes;
- pode ocorrer de dia e durar mais do que 24 horas;

- não ocorre formação de gelo sobre a superfície, pois o vento é mais frio do que a superfície;

- o gradiente térmico do ar é normal, isto é, não ocorre inversão térmica junto a superfície, pois a superfície está menos fria do que o ar.

Essas geadas, devido à ação do vento, produzem maiores danos nas partes mais expostas ao vento frio, isto é, nas partes mais altas e expostas do relevo do que nas partes baixas e mais abrigadas. Quando se trata de uma cultura arbórea, as plantas da periferia da lavoura e as partes mais altas das plantas voltadas para a direção do vento são as mais prejudicadas.

b. Geadas radiativas

São geadas causadas pelo resfriamento local do ar em consequência do acentuado resfriamento do solo e dos vegetais, principalmente na superfície mais exposta a céu aberto, pelo processo de radiação durante a noite. São muito comuns no RS. Se destacam principalmente pelas seguintes características ou condições meteorológicas reinantes durante sua formação:

- ocorrem somente em noites calmas e límpidas ou apenas parcialmente nubladas;

- são originadas pela presença de um anticiclone sobre a região;

- durante a noite, ocorre o fenômeno da inversão térmica junto à superfície;

- o ar frio, por ser mais denso, fica junto a superfície (Figura 7a) e escoia pelas encostas, principalmente pelas áreas côncavas, e se acumula nas baixadas (Figura 7b);



- durante o dia a temperatura do ar pode atingir valores positivos de até 10 à 15°C devido à insolação do dia límpido, mas, à noite diminui acentuadamente para valores menores do que 0°C;

- poderá ocorrer intensa formação de gelo.

Pode-se dizer que, quanto menor é o conteúdo de vapor d'água no perfil da troposfera, mais efetiva é a perda de energia radiante de onda longa da superfície para o espaço, devido à redução do efeito estufa da atmosfera (a contra-radiação é pequena: $< L$) e mais intenso é o resfriamento (saldo de radiação, Q^* , muito negativo). Deve ser lembrado que, quanto mais fria for a massa de ar do anticiclone, menor é sua capacidade de conter água no estado físico de vapor (menor e_s , isto é, tanto mais seco é o ar e menor é o efeito estufa da atmosfera).

De acordo com o conteúdo de umidade no ar junto às plantas, pode haver formação de gelo sobre os vegetais e outras superfícies expostas; nesse caso temos o fenômeno da geada branca ($T_d > T_{mín} > 0^\circ\text{C}$). Se o ar estiver extremamente seco, isto é, se a temperatura do ponto de orvalho do ar (T_d) for menor que 0°C e também for menor

que a temperatura mínima de relva ocorrida, a temperatura crítica letal ($T_{crít}$) pode ser atingida sem ocorrer a formação de gelo sobre os vegetais ($T_d < T_{mín} < T_{crít}$), sendo que, nesse caso, o fenômeno é genericamente denominado de "geada negra".

As condições locais que favorecem a ocorrência de geadas radiativas são:

- noite límpida (ausência ou pouca nebulosidade);
- ausência de vento ou vento de baixa velocidade;
- alto grau de exposição a céu aberto da planta;
- maior densidade do ar frio (acumulação junto à superfície e escoamento pelas áreas côncavas do terreno);
- baixa condutividade térmica dos vegetais expostos, impedindo a condução de calor desde o solo abaixo até a parte superior da planta que está mais exposta ao resfriamento por radiação;
- baixo teor de vapor d'água na atmosfera (pressão parcial extremamente baixa).

3.2 Época de ocorrência

De acordo com a época de ocorrência, as geadas são classificadas em: a) Primavera; b) Outonais; c) Invernais; d) Estivais (no verão nas áreas de maior altitude do RS e SC).

Na tabela 2 são apresentados os valores dos níveis térmicos, data média da primeira e da última geada com diferentes intensidades (Ver. do Centro de Ciências Rurais, vol.6, nº.1- http://cascavel.ufsm.br/revista_new/ojs/index.php/RCCCR/article/view/169/169), são analisadas a intensidade e a frequência de ocorrência das temperaturas mínimas ocorridas em Santa Maria, RS. Na Tabela 3 são apresentados os valores normais médios e extremos de frequência de geada (observação visual do fenômeno) nas diferentes épocas, nas diferentes regiões do Rio Grande do Sul (MORENO, 1961 - "Clima do R. G. do Sul"). Recomenda-se sua leitura.

Tabela 2. Datas médias, porcentagem de anos com registros e probabilidade de ocorrência na data média das primeiras e últimas temperaturas iguais ou inferiores a distintos níveis térmicos para Santa Maria em 54 anos de observações.

Nível Térmico	Intensidade	Data Média	Desvio Médio (+ ou -)	anos c/ registro (%)	Frequência de ocorrência na data média (% de anos)
5°C	MuitoFraca	21/05	18 dias	100	50,0
3°C	Fraca	05/06	19dias	92,7	46,4
0°C	Moderada	26/06	13dias	46,3	23,2
-1°C	Forte	01/07	12dias	27,8	13,9
-2°C	MuitoForte	22/06	16dias	5,6	2,8
-2°C	MuitoForte	22/07	7dias	5,4	2,7
-1°C	Forte	23/07	6dias	27,3	13,6
0°C	Moderada	30/07	9dias	45,4	22,7
3°C	Fraca	16/08	19dias	90,9	45,4
5°C	MuitoFraca	13/09	21dias	100	50,0

A consideração da época de ocorrência torna-se importante em função do estágio de desenvolvimento em que se apresentam as diferentes espécies cultivadas no momento de ocorrência das geadas, em função da limitação dos cultivos de verão a apenas um período do ano, pela sua baixa tolerância ao frio; porém as frutíferas de perenes de folhas caducas no período de repouso (inverno) são muito resistentes. Os cereais de inverno são resistentes ao frio no sub-período vegetativo, entretanto tornam-se pouco tolerantes desde a emissão da espiga até o florescimento e início de enchimento dos grãos. Dessa forma, apesar de as geadas inverniais serem de maior intensidade e mais freqüentes, os danos diretos aos cultivos são pequenos no nosso Estado nessa época do ano. As geadas outonais e, principalmente, as geadas primaveris são as mais prejudiciais, embora sejam menos freqüentes e geralmente de intensidade menor do que as inverniais.

Os parâmetros mais importantes no estudo agroclimático da época de ocorrência das geadas são (com exemplo de valores para Santa Maria, RS):

- data média da 1ª geada: 05/05=125º dia do ano;
- data média da última geada: 09/09=252º dia do ano;
- data extrema da 1ª geada: 05/04=95º dia do ano;
- data extrema da última geada: 19/10=292º dia do ano;
- período médio com geadas =127dias (nº. de dias entre data média da 1a e última geada);
- período médio livre de geadas (denominado estação de cultivo) = 238 dias;

- período sem perigo de geadas=168 dias (data extrema da última à data extrema da 1ª geada).

3.3 Intensidade

Refere-se à intensidade alcançada pelo frio, isto é, a que temperatura mínima as plantas ficaram submetidas. Lembre-se que, em noite de geada radiativa, a temperatura da parte exposta das plantas é de 3 a 6°C menor do que aquela registrada no abrigo meteorológico das estações. Para o estudo da intensidade, uma vez de posse dos dados, seguem-se os seguintes procedimentos:

1º) computar separadamente as temperaturas mínimas do ar entre diferentes níveis térmicos.

Ex.: 5,0 à 4,1°C; 4,0 à 3,1°C; 3,0 à 2,1°C; 2,0 à 1,1°C; 1,0 à 0,1°C; 0,0 à -0,9°C; -1,0 à -1,9°C; -2,0 à -2,9°C; ≤ -3,0°C.

2º) Obter a frequência média mensal ou de cada dez dias das geadas classificadas por intensidade.

Ex: em cada vinte anos ocorre uma geada de -2,0°C à -2,9°C no primeiro decêndio de agosto, o que significa que ocorre com uma frequência de 5% (Freq. = 0,05).

3.4 Duração

Consiste em determinar o tempo médio, em horas, da duração das geadas, já classificadas por época, intensidade e tipo genético. A morte de algum ou vários órgãos das plantas está também relacionada ao tempo que ela fica exposta às temperaturas inferiores a sua temperatura crítica. Esse tempo pode ser obtido diretamente dos termogramas ou estimado a partir de dados de leitura direta da temperatura através de modelos matemáticos específicos. No entanto, a duração tem alta correlação com a intensidade da geada: quanto mais intensa, maior é a duração da geada.

Proteção contra os danos por geada

A proteção dos cultivos contra os danos causados por geada, isto é, o combate às geadas, visa evitar ou minimizar os danos causados pelas baixas temperaturas. Para que a proteção às geadas tenha êxito, o planejamento para tal exige um bom conhecimento técnico, tanto sobre o fenômeno geada, quanto sobre o estado da cultura, o ambiente em que ela se encontra e sobre os meios de combate possíveis de serem utilizados. Mesmo assim, algumas vezes, na prática, os resultados não são os esperados, porque ainda não é possível fazer a previsão da intensidade do resfriamento e demais características da

geada com exatidão no local. A geada tem grande variação em pequenas distâncias, mesmo dentro de uma lavoura. Alguns métodos de combate à geada apresentam detalhes técnicos, que, se não forem seguidos a risca, se transformam em problema. A conjugação de vários métodos geralmente tem dado os melhores resultados. Além disso, deve-se não só avaliar a viabilidade técnica, mas também verificar se é economicamente viável.

Até a próxima aula, em que veremos como proceder para proteger os cultivos da geada.

5. Bibliografia

Livros disponíveis na biblioteca do pólo:

PEREIRA, Antonio Roberto, ANGELOCCI, Luiz Roberto, SENTELHAS, Paulo César. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações**. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001, 480p

VIANELLO, Rubens Leite, ALVES, Adil Ranier. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa. Editora UFV. 1991 (2006, 4ª reimpressão), 449p.

Links para consulta:

http://www.sbagro.org.br/rbagro/index.php?site=busca_artigo :

(Avaliação de métodos de proteção contra geadas em cafezais recém implantados. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Volume 10, Numero 2, páginas 259-264, 2002; artigo388.pdf - 29/11/2005)

(Arborização temporária de cafezais jovens com guandu (cajanus cajan) para proteção contra geadas no sul do Brasil. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Volume 7, Numero 2, páginas195-200, 1999; artigo257.pdf - 11/11/2005).

<http://www.cptec.inpe.br/geada/>

Outras publicações:

GALI, V. **Geadas na Cultura do Café**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1950, 23p.

ANTUNES, F. Z., et al. **Climatología: considerações sobre geadas**. Informe Agropecuário, v. 5, n.54, p17-21, 1979. http://www.sbagro.org.br/rbagro/index.php?site=busca_artigo :

6. Figuras e tabelas

Tabela 3. Valores normais de frequência anual de ocorrência de geadas no Rio G. do Sul

LOCAL	Outono	Inverno	Primavera	Média	Máxima	Mínima	Pólo Próximo
Vacaria	5	20	5	30	48	11	
S. F. de Paula	5	17	3	25	44	8	
Caxias do Sul	5	20	3	28	42	12	
Sobradinho (estimado)	3	15	2	20	36	6	Sobradinho*
Passo Fundo	2	11	1	14	31	5	Tapejara, TioHugo, Constantina
Iraí	1	2	1	4	12	0	
Santa Rosa	3	11	2	16	30	8	Três Maio, C.Largo
Júlio de Castilhos	3	14	2	18	36	5	
São Borja	1	10	1	12	28	4	
Bagé	3	16	3	22	45	4	Herval
Dom Pedrito	5	20	3	28	42	12	Livramento
Piratini	3	17	3	23	41	9	
Rio Grande	1	4	0	5	12	0	
Torres	1	2	0	3	14	0	
Taquarí	2	8	1	11	27	3	
Taquara	2	6	1	9	19	3	
Cachoeira do Sul	2	10	1	13	24	4	
Santa Maria	1	8	1	10	23	0	Faxinal Soturno
Média no RS	2,5	11,7	1,6	15,9	30,6	5,5	

Fonte: MORENO (1961); *para Sobradinho os valores foram estimados por interpolação.



Figura L1. Aspectos de uma cultura de batata danificada por frio (dano fisiológico e dano por crestamento). Foto: Arno Bernardo Heldwein, maio de 2006.



Figura L2. Pessequeiro no estágio de fruto pequeno e verde: esse é o estágio mais crítico à geada. Foto: Arno Bernardo Heldwein, 29 de agosto de 2008.



Figura L3 Cristais de gelo recobrindo toda vegetação exposta a céu aberto, típico de geada branca, após noite em que ocorreu intenso resfriamento por radiação (saldo de radiação muito negativo). Foto: Arno B, Heldwein, em Santa Maria, RS, julho de 2000.



Figura L4. Pessequeiro com frutos pequenos e brotação nova: tecidos vegetais novos são menos tolerantes à geada. Foto: Arno Bernardo Heldwein, agosto de 2006.



Figura L5. Termômetro de mínima, instalado na altura de 5 cm acima da superfície do solo gramado (relva), exposto a céu aberto para medir a intensidade da geada: seu resfriamento ocorre por contato com o ar frio e, principalmente, pelo processo emissão de energia por radiação. Foto: Arno Bernardo Heldwein, julho de 2000.



Figura L6. Cristais de gelo típicos de geada branca, formados por deposição direta do vapor d'água (Vapor > Sólido) e por congelamento do orvalho formado antes da geada, no momento em que a temperatura das plantas atinge 0°C (Líquido > Sólido). Foto: Arno B. Heldwein, julho de 2000.

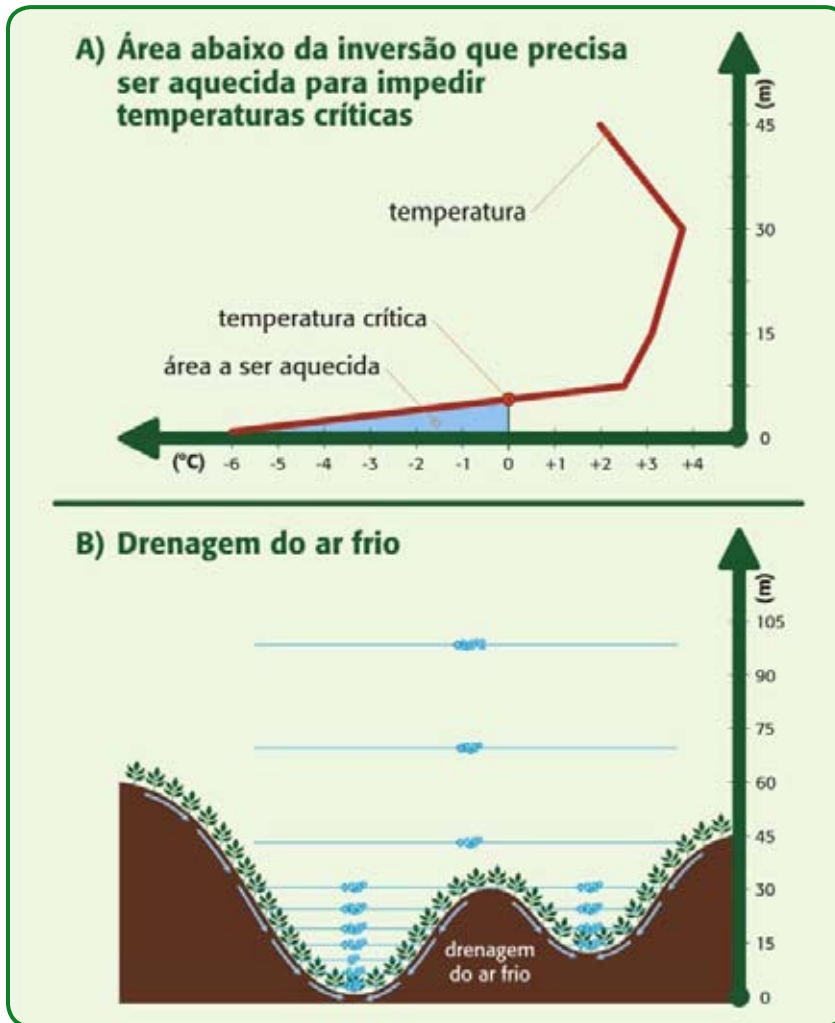


Figura L7. Gradiente térmico vertical típico sob condições de geada de radiativa com forte decréscimo da temperatura na medida em que a altura diminui de 10m até a superfície exposta a céu aberto; o ar frio, por ser mais denso, fica junto à superfície (Figura 7a) e escoo pelas encostas, principalmente pelas áreas côncavas, e se acumula nas baixadas (Figura 7b). Fonte : Gali, 1950.

Unidade M

PROTEÇÃO CONTRA A GEADA

1 Introdução

Na aula anterior vimos que a geada se concentra na época mais fria do ano e que os cultivos agrícolas apresentam diferenças de resistência em cada fase do seu ciclo de desenvolvimento. Vamos ver, então, o que é possível fazer para diminuir os riscos com geada ou evitar que a geada danifique nossos cultivos agrícolas, pomares, hortas e jardins.

Se tivermos o objetivo de evitar ou minimizar os danos causados pelas baixas temperaturas, então é preciso que planejem o que pretendemos fazer; por isso, é fundamental que você tenha entendido bem o conteúdo da aula anterior. Sempre é preciso verificar o que ainda é possível fazer no momento em que decidimos enfrentar as geadas; por isso quanto antes, melhor; de preferência, já um ano antes, pois aí haverá mais opções e, provavelmente, o custo será menor. Mesmo assim, os resultados às vezes podem não ser os esperados, principalmente quando não se capricha na implantação ou execução do método escolhido. Os detalhes técnicos precisam ser seguidos à risca. Além disso, deve-se não só avaliar a viabilidade técnica de aplicação do(s) diferente(s) procedimento(s) ou método(s), mas também verificar se eles não custam mais do que vale a cultura. Se possível, usar vários métodos em conjunto, com antecedência, pois em geral se tornam mais baratos.

2 Métodos de proteção contra a geada ou combate à geada

Conforme os procedimentos e/ou os processos físicos envolvidos, os métodos de proteção contra a geada são divididos em indiretos e diretos. A seguir são enumeradas algumas vantagens e desvantagens que se podem obter ao optar pelo(s) diferente(s) método(s), bem como é dada uma noção sucinta do princípio em que se baseia cada método. A descrição e os detalhes da aplicação dos diferentes métodos podem ser obtidos diretamente da bibliografia e sites indicados no final da unidade. Veja a seguir a análise dos métodos de combate à geada ou de proteção contra a geada, dividida em duas linhas de ação: as formas indiretas e as diretas.

a) Métodos indiretos

São aqueles em que não se atua sobre o microclima do local, isto é, não é modificado o balanço de radiação nem o balanço de energia na área em que as plantas estão ou serão cultivadas. Atua-se apenas na escolha adequada das plantas e no planejamento da propriedade com relação à localização e distribuição das diferentes culturas, considerando sempre a época crítica de ocorrência das geadas. Exigem, portanto, um planejamento e execução antecipados.

a1. Escolha de espécies ou cultivares mais tolerantes ao frio

Princípio: cultivares mais tolerantes têm temperatura crítica mais baixa. Em geral não sofrem danos com os níveis térmicos que normalmente ocorrem no local na época crítica e seriam danificadas apenas quando ocorrem as geadas mais fortes na época considerada.

Vantagem: custo adicional baixo ou nulo, geralmente seguro.

Desvantagem(s): as cultivares mais tolerantes muitas vezes são menos produtivas ou o produto de é de qualidade inferior.

Exemplos: ao plantar abacate, optar, por exemplo, pelas variedades "Geadas" e "Fuerte" que são bem mais resistentes à geada do que a variedade "Pollock" que é menos resistente; ao plantar eucalipto, escolher entre "Eucalyptus viminalis", de maior resistência ou "Eucalyptus dunni" e "E. camaudulensis", que são de resistência média, e evitar o "Eucalyptus grandis" e o "E. urophylla", que têm a menor resistência; com relação a espécies nativas para reflorestamento, resultados de pesquisa no Paraná mostram que, nos primeiros 5 anos, o pinheiro brasileiro, o pessegueiro-bravo e a aroeira foram muito resistentes à geada, das quais o pessegueiro-bravo apresentou o maior crescimento em altura, a aroeira foi a que apresentou a maior sobrevivência, enquanto que plantas novas do cedro, dadeleiro e pata-de-vaca apresentam alta mortalidade por geada quando plantadas a céu aberto; com relação ao girassol, o cultivar "IAC-Anhandy", é um dos considerados resistentes à geadas.

a2. Escolha da época de semeadura ou plantio

Você pode escolher uma época de semeadura de tal forma que, na época em que normalmente ocorrem geadas, o seu cultivo não esteja no(s) seu(s) estágio(s) de desenvolvimento suscetíveis ao dano por geada. Por exemplo: plantar feijão e milho somente após 20 de setembro e semear o trigo só a partir do início de julho em Sobradinho, Tio Hugo, Constantina e Tapejara (e demais municípios dessa região) e só a partir de 10 de junho nas regiões com altitude menor como a dos demais pólos.

Princípio: evitar a coincidência dos períodos críticos da cultura com os períodos de ocorrência provável de frio com intensidade suficiente para causar dano às plantas dessa cultura.

Exemplos de como fazer: transplantar eucalipto após 20/08 na metade sul do RS (exceto na região da Campanha) e após 20/09 na metade norte do RS e na região da Campanha; não semear milho e feijão muito cedo na primavera.

Vantagem: o custo é praticamente nulo, geralmente seguro (para isto, deve-se seguir o zoneamento agrícola).

Desvantagem(s): pode haver atraso da entrada do produto no mercado na primavera ou adiantamento no outono, o que, para a maioria dos produtos vendidos frescos (não secos ou grãos), resulta na necessidade de comercialização em plena safra, obtendo, portanto, menor preço.

a3. Escolha de cultivares ou espécies perenes de brotação tardia e/ou retardar a poda

O princípio, as vantagens e as desvantagens são similares à escolha da época de semeadura menos sujeita às geadas para culturas anuais. O exemplo mais clássico é retardar ao máximo a poda da videira para evitar que as gemas da videira sejam forçadas a antecipar a brotação. Isso também vale para o pessegueiro e a figueira.

a4. Escolha das áreas menos sujeitas ao frio

Em terras onde o relevo apresenta ondulação (quando a terra não é plana) devido a maior densidade do ar frio, uma parcela dessa área pode ser bem menos fria que as demais. É essa parte da área que você deve escolher para ter menos prejuízos com eventuais geadas.

Princípio: escolher as áreas com melhor balanço de radiação e/ou menor acúmulo de ar frio. No sul do Brasil seriam as encostas com exposição norte (Veja Figura M1) e, portanto, com frio menos intenso (temperaturas noturnas e mínima mais elevadas) do que nas demais áreas.

Vantagem(s): o custo adicional é pequeno (exceto se for necessário construir terraços) e se obtém maior precocidade de colheita. Colhe-se alguns dias mais cedo, devido a maior soma calor, a qual acelera o desenvolvimento da cultura.

Desvantagem(s): menor número de horas de frio para quebrar a dormência de frutíferas de clima temperado e menor **vernalização** de cereais de inverno. Geralmente, apenas uma parte da área da propriedade tem essa condição menos favorável para a geada e, às vezes, até nem se dispõe de áreas com essa exposição norte na propriedade.

AE GLOSSÁRIO

Vernalização: Efeito benéfico das baixas temperaturas nos cereais de inverno em estágio juvenil que resulta em maior perfilhamento e crescimento mais vigoroso da espiga



Figura M1 – No Rio Grande do Sul, em áreas de relevo ondulado, a escolha de locais de encosta com exposição norte implica menor risco de dano por geada (1a), mas, mesmo assim, o represamento do ar frio à jusante do cultivo (para baixo) e a invasão de ar frio formado à montante (a cima) do cultivo (1b) devem ser eliminados para não favorecer a geada. Elaboração de TRENTIN & HELDWEIN (março de 2008)

b. Métodos diretos de combate à geada

Os métodos diretos são aqueles em que se atua no balanço de energia do local ou das plantas, modificando-o de forma a diminuir a taxa de resfriamento no local. Visa-se evitar ou retardar ao máximo o momento em que a temperatura possa ficar baixa o suficiente para causar dano à cultura. A seguir são descritos, caracterizados e comentados os métodos diretos mais usuais.

b1. Implantar ou manter quebra-ventos na margem Sul e Sudoeste do cultivo, de cuja direção sopram os ventos mais frios (Minuano)

Uma barreira densa de árvores nas margens do lado Sul e Sudoeste da área cultivada diminui a velocidade do vento Minuano, o que diminui o resfriamento na área cultivada ainda durante o dia. O vento Minuano, além de ser frio, é muito seco, o que também aumenta o resfriamento da área pelo processo de evaporação (na superfície do solo) e transpiração de água nas folhas durante o dia. Já no entardecer ou anoitecer, esse vento em geral cessa, porém, se a barreira fica em uma encosta com caimento para o lado Norte, ela, durante a noite, funciona como barreira ao ar frio formado à montante (acima) do cultivo, conforme você viu antes no item a4.

Princípio: diminuir o resfriamento direto dos tecidos das plantas pela ação do vento frio.

Vantagem(s): aproveitamento de quebra-ventos já estabelecidos ou implantação de baixo custo, sem necessidade de renovação frequente das árvores; aproveitamento posterior da madeira.

Desvantagem(s): crescimento lento das árvores plantadas; dependendo da localização em relação ao relevo ou, se esse for plano, não protege contra geadas de radiação durante a noite.

b2. Implantar ou manter cortinas florestais densas à montante da cultura

Uma barreira natural densa, implantada com árvores e arbustos, funciona como se fosse uma barragem em relação ao ar frio que provém das partes mais altas do terreno. Isso impede que esse ar frio passe pela área cultivada, o que diminui a intensidade das geadas fortes e evita as geadas fracas. Você pode fazer essa barreira de tal forma que ela desvie o ar frio para as partes côncavas das encostas, pelas quais ele, então, escoar para a baixada (ver Figura M2); por isso, nessas áreas côncavas, se mantêm apenas vegetação baixa.

Princípio: represar e/ou desviar o ar frio formado à montante da cultura, impedindo sua passagem no meio da área cultivada a ser protegida.

Vantagem(s): aproveitamento de barreiras vegetais já existentes ou implantação de baixo custo, útil por muitos anos; além disso, é possível a exploração posterior da madeira.

Desvantagem: crescimento lento das árvores e arbustos implantados, por isso, nos primeiros anos pode ser usada uma fileira dupla e densa de capim-elefante ou cana-de-açúcar ao lado da barreira definitiva.



Figura M2 – Localização da barreira de vegetação densa à montante do cultivo que impede a passagem do ar frio (formado à montante) pela cultura e faz com que ele seja desviado para as partes côncavas da encosta por onde ele escoar para a baixada.

b3. Cortar a vegetação arbustiva a 10cm de altura e proceder a desrama na parte inferior das árvores localizadas à jusante da cultura.

Princípio: facilitar a drenagem do ar frio formado na área da cultura para jusante (para baixo), evitando seu acúmulo no cultivo a ser protegido; o resfriamento é atenuado no sentido de evitar que seja alcançada a temperatura crítica da cultura devido ao constante fluxo de ar frio (que é mais pesado) para fora da área cultivada.

Vantagem(s): é fácil de ser implantado, bastando cortar com foice as ramificações da vegetação, desde a altura da canela até acima da cabeça, onde a foice alcança (a colocação de gado pode auxiliar nesta tarefa), mas não deixe de preservar ou implantar a vegetação rasteira (pastagem baixa, com sistema radicular abundante), para também evitar a erosão.

Desvantagem(s): risco de ocorrer erosão do solo até que a vegetação rasteira implantada estiver bem enraizada e estabelecida; em áreas de preservação natural, não pode ser feito, pois, para plantas nativas, o corte parcial ou total é proibido por lei.

b4. Eliminar a vegetação baixa e os restos da mesma sobre o solo nos espaços vazios entre as plantas cultivadas

Esse é um método que pode ajudar no controle da geada em pomares e outros cultivos com plantas altas, entre as quais sobra espaço

que possa permitir a penetração de sol até a superfície do solo. Nesse caso, toda parte aérea viva ou morta de vegetação que está cobrindo o solo é retirada de cima do solo para que esse fique exposto aos raios solares e se aqueça melhor durante o dia. O solo mais aquecido e descoberto fornece mais energia para as árvores cultivadas durante a noite e, com isso, elas se resfriam um pouco menos. Essa é uma prática isolada suficiente apenas para impedir danos por geadas fracas. Para as geadas moderadas e fortes, não é um método que resolva os problemas sozinho, mas ajuda muito se associado a outros métodos.

Princípio: aumentar a absorção e o armazenamento de energia solar no solo durante o dia, pela sua exposição direta ao sol e, portanto, aumentar o fluxo de calor desde o solo para a superfície durante a noite. Isso diminui (compensa em parte) o resfriamento da superfície do solo e do ar, causado pela irradiação de calor feita pela superfície na forma de onda longa.

Vantagem(s): a raspagem ou corte rente ao solo e a retirada de restos de vegetação sobre o solo serve também para o controle de insetos no fim do inverno e início da primavera; esse também é o período mais crítico de competição das invasoras com a cultura do pomar pelos nutrientes do solo.

Desvantagem(s): não serve para culturas fechadas como trigo, feijão, aveia, porque não tem espaço vazio entre as plantas úteis por onde o sol possa penetrar; além disso, é trabalhoso e expõe o solo a erosão nesta época do ano.

Cuidado: você não pode gradear, nem lavrar o solo, ou passar sulcador (Tatu) ou capinadeira entre as plantas cultivadas, pois nesse caso você afoga o solo e o torna um mau condutor de calor. Isso seria ruim, por que nesse caso o solo não consegue armazenar muito calor nas camadas mais profundas; por isso, você deve apenas cortar bem rente ao solo as plantas a serem retiradas para expor o solo aos raios solares. Isso você consegue ao raspar uma enxada rente à superfície do solo ou ao utilizar um gadanho bem afiado.

b5. Irrigação por inundação ou sulcos

Nesse método, se constroem camaleões de solo em nível sobre os quais a cultura é plantada, ou se abrem sulcos entre as fileiras de plantas para largar água que deve correr lentamente pelo sulco. Cada sulco deve receber a mesma quantidade de água, o que se consegue com tubos plásticos de igual diâmetro colocados de tal forma que funcionem como um sifão (ver Figura M3). Para obter algum êxito no combate à geada por esse método, a irrigação só deve ser iniciada no início da noite, quando já há abundante formação de orvalho e, dali para frente, os sulcos devem permanecer com água até de manhã, no

nascer do sol.



Figura M3 – Foto de uma área irrigada em sulcos: para combater geadas, a irrigação deve iniciar apenas no início da noite, quando as plantas já estiverem molhadas de orvalho, permanecendo a água corrente até de manhã, no nascer do sol.

Princípio do método: aproveitamento do calor sensível armazenado na água, devido ao seu alto calor específico (1 caloria por grama de água por °C).

Vantagem: baixo custo quando o terreno for plano ou foi previamente sistematizado; por exemplo, para a irrigação em sulcos.

Desvantagem(s): necessidade de grande volume d'água (um açude bem grande) para manter a irrigação durante a noite; além disso o encharcamento do solo muitas vezes é prejudicial à cultura; a evaporação de água que ocorre durante o dia não deixa o solo se aquecer e, por isso, a irrigação por inundação pode não ser eficiente na segunda noite consecutiva de geadas.

b6. Aspersão contínua de água

Esse é um dos métodos mais seguros de combate à geadas, desde que você siga com muito cuidado todas as etapas de condução do método. O capricho é fundamental. É um dos métodos mais usados no combate à geadas em todos os locais do mundo onde ocorrem geadas causadas por resfriamento por radiação. É muito bom para ser usado em pomares, hortas, jardins e viveiros de produção de mudas, de folhagens e de flores, principalmente no final do inverno e início da primavera.

Como fazer?

É feita aspersão de água de forma homogênea e contínua sobre as plantas, mantendo-as sempre molhadas durante a ocorrência da

geada. Por isso se inicia a aspersão apenas quando a temperatura na parte mais fria da área cultivada estiver próxima de zero graus celsius (entre 2,0 e 1,0°C). O sistema de aspersão deve estar revisado, sem vazamentos, a moto-bomba não pode dar problema, não pode faltar água e os aspersores devem aspergir água de forma homogênea em todas as partes expostas de todas as plantas a serem protegidas (ver Figura M4). Antes de entrar no sistema, a água deve passar por uma peneira de malha fina para ser limpa de detritos e, assim, evitar o entupimento dos bicos dos aspersores (imagine ter que desentupir bicos de aspersores em plena madrugada fria com geada). Lembre-se, a aspersão não pode parar e, portanto, tudo deve ser pensado e feito para que ela não sofra interrupção, pois, se isso acontecer, o dano será maior do que se você não tivesse feito aspersão até aquele momento.

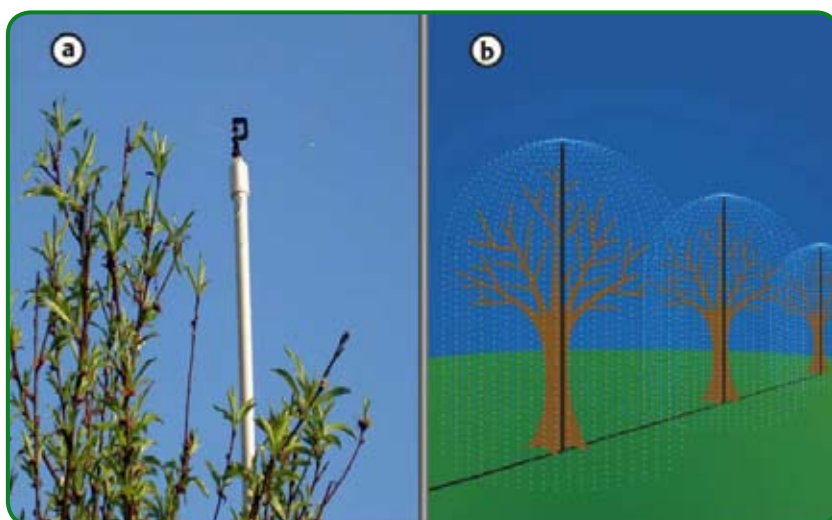


Figura M4 – Foto de um aspersor sobre um pessegueiro (a) e distribuição esquemática dos aspersores (b) para aspergir água como forma de proteção contra a geada.

Antes de optar por esse método, deve-se saber qual é a temperatura crítica das plantas cultivadas a serem protegidas. Esse método não pode ser usado para plantas que apresentam temperatura crítica maior do que - 0,5°C, pois o que vai proteger a planta é justamente o contínuo congelamento de água sobre a planta, mantendo sua temperatura em 0,0°C. É isso mesmo, não se assuste – enquanto você mantiver a aspersão sobre as plantas (enquanto continuar tudo molhado - a planta e o gelo sobre ela), a planta se mantém viva, mesmo que sobre ela se forme uma grossa camada de gelo (ver Figura M5). Portanto, uma vez iniciada a aspersão, ela deve ser mantida sem desligar até a manhã seguinte, quando todo o gelo formado já tenha derretido e o sol estiver presente.

LEMBRE-SE: ÁGUA + GELO => Temperatura da planta = 0°C

Pode-se usar a aspersão para proteger pessegueiros, nectarinas, ameixeiras, macieiras, pereiras, videiras, caquizeiros, figueiras e todas as árvores cítricas. Também pode ser usado para proteger moranguiño, alface, repolho, tomate, pimentão, berinjela, batata, jiló, melão, melancia, pepino, mogango, moranga, abóboras, porongo, alcachofra, couve-flor e outras couves, milho, feijão, girassol, mamona, mamão, e muitas outras plantas úteis.

Princípios do método: a) aproveitamento do calor latente de congelamento da água (liberação de 80 cal/g de água congelada) como forma de compensar a energia perdida por radiação de onda longa pela planta; b) enquanto houver água para congelar sobre a planta, a temperatura da planta não cai abaixo de zero graus.



+ SAIBA MAIS

Para ver mais fotos sobre esta técnica, consulte o site do Jornal Correio Riograndense: <http://www.esteditora.com.br/correio/5005/right.htm>

Figuras M5 - Fotos mostrando como fica uma planta protegida por aspersão contínua de água: o processo contínuo de congelamento de água vai liberando calor latente (80cal por g gelo formado) e mantém a temperatura da planta e do gelo em 0,0°C; por isso as plantas que têm temperatura crítica menor do que -0,5°C não morrem no interior do gelo (Foto autorizada pelo Sr. Rudimar Menegotto - rudimarmen@hotmail.com).

Vantagem(s): quando aplicado conforme a técnica, é um dos métodos mais eficientes e seguros e pode evitar danos às culturas, mesmo com geadas muito fortes (temperatura do ar de até -7°C).

Desvantagem(s): exige uma irrigação contínua, com cobertura homogênea em toda a área com gotas de água de pequeno tamanho (nos aspersores a pressão deve ser de 3 a 5 atmosferas; os aspersores devem ter vazão menor e devem ficar mais perto um do outro do que quando se usa o sistema para irrigar a cultura contra a seca; a água deve ser filtrada p/ evitar entupimento dos bicos); além disso são possíveis os danos às plantas por excesso de carga de gelo, quando a irrigação é mal dosada e o custo inicial é alto; o fato de que, uma vez iniciada, a aspersão não poderá ser interrompida até que, na manhã seguinte, o gelo formado esteja completamente derretido é outra desvantagem.

b7. Aquecimento pela queima de materiais combustíveis (lenha, maravalha, fardos de palha, pneus velhos)

A queima de lenha ou outros materiais combustíveis para produzir calor pode ser uma maneira eficiente de proteção contra a geada quando se dispõe de mão-de-obra e lenha suficientes para a área a ser protegida. Esse é um método muito trabalhoso, que exige trabalho e vigília durante toda a noite de geada, pois deve ser mantido fogo brando em um grande número de pequenas fogueiras distribuídas em toda a área a ser protegida. Não se trata de fazer algumas poucas fogueiras de São João, pois, quando você aquece por demais o ar em um local, o ar quente sobe como se fosse por uma chaminé e se perde muito acima da altura em que se encontram as plantas cultivadas a serem protegidas, tornando todo o serviço e gastos com lenha em vão. Você também deve se lembrar que o objetivo é produzir calor de forma homogênea na área e que esse calor gerado precisa ser suficiente apenas para manter a temperatura um pouco acima de $0,0^{\circ}\text{C}$.

A produção de fumaça não interessa. Se ela ocorre ou não, tanto faz, porque a fumaça não traz proteção nenhuma contra a geada. Portanto, não esqueça que: as pequenas fogueirinhas espalhadas na área têm como finalidade única produzir calor, não fumaça.

Princípio: compensação da energia perdida através do suprimento de calor liberado pela queima de materiais combustíveis como pneus velhos, lenha, serragem, fardos de palha, etc..).

Vantagem(s): É um método relativamente seguro, quando corretamente aplicado, tornando-se vantajoso quando o material combustível está disponível na propriedade ou pode ser adquirido a baixo custo.

Desvantagem(s): adequado apenas para culturas com espaçamento relativamente grande entre plantas cultivadas, exige grande quantidade de mão-de-obra durante toda a noite (realimentação contínua

do fogo) supervisionada por pessoa experiente para evitar o aquecimento excessivo (perda de calor por convecção do ar quente para cima) ou insuficiente; outras desvantagens são a necessidade de um grande número de pontos de queima e, se você queimar de pneus, ocorre poluição.

b8.Cobertura com filme plástico transparente (estufas e túneis)

Princípio: a cobertura com materiais transparentes como filmes de plásticos (estufas, túneis altos e baixos) baseia-se no princípio de que esses materiais são mais transparentes à radiação solar do que à radiação infravermelha de onda longa, principalmente se, na face interna da cobertura, ocorre condensação de água. Por isso essas construções devem ser bem vedadas e, quando há previsão de geada, o seu fechamento deve ocorrer já no início da tarde (entre 13 e 14 horas), para aumentar a umidade do ar e obter maior aquecimento no interior das mesmas (menor perda de calor).

Vantagem(s): a estrutura serve não só como proteção contra a geada, mas também permite o cultivo de espécies de verão no período frio; quando essas coberturas forem bem vedadas e manejadas adequadamente, são eficientes para evitar danos por geada em culturas de verão (pepino, tomate, feijão de vagem, etc.) durante o inverno, em regiões como a Depressão Central e o Vale do Uruguai, onde as geadas são menos intensas. Nas regiões serranas e do Planalto, é necessário adicionar calor quando ocorrerem geadas fortes.

Desvantagem(s): alto custo inicial (\approx US\$4,40/m² de estufa), viável economicamente apenas para culturas intensivas de alto valor comercial; exige conhecimento técnico para sua construção e manejo diário.

b10.Cobertura das plantas de pequeno porte com materiais opacos ou semi-opacos

Cobrir plantas pequenas com uma camada de 6 cm de solo ou serapagem ou com uma camada de 10 cm de palha (palha de milho, trigo, cevada, aveia, arroz, feijão, de soja) é uma técnica eficiente no combate às geadas. Pelo fato dessas coberturas não deixarem passar luz solar (são opacas), as plantas não poderão ficar cobertas por mais do que 8 dias. No dia em que essa palha será colocada, deve haver sol direto (pouca nebulosidade) para que o solo seja aquecido pelo sol.

Ao descascar milho, pegar todas as folhas de palha ao mesmo tempo e abrir, separando-as em duas metades ou dois conjuntos de folhas, sem desmanchar a palhada, que fica com formato de concha. Assim você vai obter duas “conchas alongadas”, formadas por várias camadas de palha. Cada “concha de palha de milho” será colocada sobre uma planta pequena com a parte oca para baixo. Essa colocação é feita só a

partir das 3h horas da tarde e deve ficar pronta em toda a área cultivada até no máximo às 17 horas.

Da mesma maneira, podem-se cobrir as plantas com plástico preto, folhas de coqueiro, lonas, telas plásticas, estopa ou outros tecidos velhos, porém a eficiência é suficiente apenas para proteger as plantas de geadas fracas. Folhas de coqueiro e taquaras adultas com folhas são práticos para cobrir árvores frutíferas (veja a Figura M6)



Figura M6 - Taquaras adultas com folhas, colocadas na forma de tenda de índio canadense são práticos para cobrir árvores frutíferas protegendo-as contra geadas. Foto: Arno Bernardo Heldwein, 2006

Princípio: a cobertura com materiais opacos, como os filmes de plástico preto, o solo (amontoa junto às plantas), serragem, palha, tecidos e outros, reduz as perdas de energia por radiação de onda longa (L_{\uparrow}) e por advecção. Os materiais mais opacos à L_{\uparrow} e menos poroso à circulação do ar são os mais eficientes.

Vantagem(s): possibilidade de usar recursos (materiais ou máquinas) prontamente disponíveis na propriedade. Qualquer propriedade rural dispõe de um arado (tracionado a trator ou animais) para fazer amontoa junto a mudas ou plantas arbustivas. Palha de trigo ou arroz ou restos de culturas como, milho, soja, feijão, casca de arroz ou mesmo resíduos resultantes de roçadas também são usados. Serragem e maravalha podem ser obtidas a baixo ou nenhum custo junto a madeireiras. Além disso, todos os materiais orgânicos podem ser deixados como cobertura morta entre as plantas cultivadas após o período das geadas e sua decomposição beneficia a microfauna e flora do solo e libera nutrientes.

Desvantagem(s): não permitem a passagem da radiação solar e, portanto, o ambiente abaixo da cobertura armazena pouca energia

durante o dia. Por isso deve-se procurar colocar essas coberturas na metade da tarde (\approx 15 às 17h) e retirá-las pela manhã, o que aumenta o custo com mão-de-obra. A maioria das plantas não suporta cobertura contínua por muitos dias, principalmente se essa for de solo ou serragem fina.

c. Associação de métodos

Para obter-se uma melhor proteção contra a geada, deve-se usar uma combinação de métodos aplicáveis em cada situação!

Exemplo na implantação e cultivo de um pomar de plantas de abacate:

- utilizar variedades ou espécies mais tolerantes (variedade Geada);
- implantar a cultura de abacate em uma meia encosta com exposição norte (o nível do terreno diminui na direção do quadrante norte);
- implantar cortinas florestais densas à montante da cultura (no lado sul do cultivo);
- facilitar a drenagem do ar frio à jusante do pomar;
- retirar a vegetação e cobertura morta da superfície do solo durante os meses de julho, agosto e setembro, redistribuindo-as no início de outubro;
- cobrir os abacateiros com folhas de coqueiro ou taquaras com folha, entre 15 e 16 horas da tarde, anterior à noite para a qual está prevista geada;
- usar aquecedores ou irrigação por aspersão quando as medidas anteriores não se mostrarem eficientes ou suficiente para evitar danos à cultura.

Exemplo em silvicultura:

- nos reflorestamentos devem-se implantar as espécies menos tolerantes nas áreas da propriedade rural menos sujeitas ao frio da geada, implantando as mudas no final do inverno - início da primavera, quando os riscos são bem menores. Os demais procedimentos seriam os mesmos que para os abacateiros, caso sejam viáveis economicamente.

Exemplo na cultura do trigo:

- não semear em áreas sujeitas ao fluxo e ao represamento de ar frio;
- semear nos últimos dias dentro da época semeadura recomendada, para que o período de floração e início de enchimento de grãos ocorra numa época em que a probabilidade de ocorrer geadas é pequena.

5 Bibliografia

Livros disponíveis na biblioteca do pólo

ANTUNES et al, 1979. **Informe Agropecuário**, v.5, n.54, p17-21

PEREIRA, Antonio Roberto, ANGELOCCI, Luiz Roberto, SENTELHAS, Paulo César. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações**. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2001, 480p

VIANELLO, Rubens Leite, ALVES, Adil Ranier. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa. Editora UFV. 1991 (2006, 4ª reimpressão), 449p.

Links para consulta:

www.sbagro.org.br/rbagro - Clique em "conteúdo" e procure por:

- MORAIS, H.; CARAMORI, P. H.; LEAL, A. C.; MOREIRA, I. A.; RIBEIRO, A. M. A.; FILHO, F. C. Avaliação de métodos de proteção contra geadas em cafezais recém implantados. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Volume 10, Numero 2, páginas 259-264, 2002; artigo388.pdf - 29/11/2005

- CARAMORI, P. H.; LEAL, A. C.; MORAIS, H. Arborização temporária de cafezais jovens com guandu (*cajanus cajan*) para proteção contra geadas no sul do Brasil. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Volume 7, Numero 2, páginas195-200, 1999; artigo257.pdf - 11/11/2005

<http://www.cptec.inpe.br/geada/>

Unidade N

Evapotranspiração

1 Introdução

A transferência de água de áreas cultivadas e demais superfícies vegetais para a atmosfera ocorre por transpiração das plantas e por evaporação de água livre sobre as folhas (após chuva, orvalho nevoeiro, irrigação) e da superfície úmida do solo abaixo das plantas. Essa transferência, denominada de evapotranspiração, tem sua origem na interface líquido-ar através do processo de transformação da água do estado físico líquido para vapor. É um importante elo do ciclo da água na natureza, essencial para a vida na terra.

A mudança de estado físico da água consome ou libera energia. Quando a água se encontra com uma temperatura de 13°C, a passagem de líquido para vapor consome 590 calorias por grama de água evaporada e a 25°C são necessárias 583 cal/g. Esse consumo de energia é denominado de calor latente de evaporação e é igual em qualquer local que ocorra. Isso significa que, quer ele ocorra no ar (dissipação de nevoeiros e nuvens), quer na superfície de um lago, açude ou solo, ou ainda sobre uma planta molhada ou mesmo dentro da cavidade dos estômatos das folhas, a quantidade de energia gasta no processo de mudança de fase da água de líquido para vapor é a mesma em igual temperatura. Essa energia é utilizada para quebrar a energia de ligação entre as moléculas de água (pontes de hidrogênio), sendo, portanto, um fenômeno físico que ocorre sem mudança da temperatura. No processo de condensação, ocorre a liberação da energia que antes foi consumida na evaporação. Portanto, a mudança de fase de líquido <--> vapor é a forma mais eficiente de transporte e redistribuição de energia sobre o globo terrestre (BERLATO & MOLION, 1981).

Em climatologia, a evapotranspiração potencial (ETP), também denominada de evapotranspiração de referência (ET_o), é utilizada na classificação climática. Também é utilizada para quantificar as disponibilidades hídricas regionais através do balanço hídrico. No balanço hídrico, a relação da ETP com a precipitação e a variação do armazenamento de água no solo (BERLATO & MOLION, 1981), permite obter como resultado a quantificação das deficiências e excessos hídricos de cada período analisado.

Em agrometeorologia e agroclimatologia, a exigência hídrica e o

conhecimento do consumo real de água pelas plantas através do processo de evapotranspiração são necessários para estimar a quantidade de água que a planta deve receber por irrigação para complementar a precipitação, quando essa for insuficiente. A quantificação da evapotranspiração nas diferentes fases do desenvolvimento das plantas cultivadas permite planejar toda uma sistemática para que a irrigação seja a mais adequada e efetiva possível para atender à exigência hídrica da cultura. Assim, se a disponibilidade de água para irrigação for escassa, pode-se reservar o máximo possível de água para o sub-período mais crítico do desenvolvimento, para obter a máxima eficiência da água irrigada na produção. Esse conhecimento em culturas não irrigadas também permite fazer o ajuste de épocas de semeadura, em função da disponibilidade hídrica média da região considerada, determinando maior eficiência no aproveitamento das precipitações para a produção (BERLATO & MOLION, 1981). O suprimento de água na quantidade certa e no momento mais adequado para as plantas cultivadas é importante, porque dela também depende a abertura dos estômatos, o que afeta a fotossíntese. Existe alta correlação entre a água transpirada por um cultivo agrícola, pastagem ou floresta e a sua produtividade.

2 Fatores atmosféricos que afetam a evapotranspiração potencial

Embora tenha certa similaridade física, o processo de evapotranspiração não é idêntico ao da evaporação, pois, mesmo com a total abertura dos estômatos, a resistência para difusão de vapor d'água é maior na superfície de folhas do que em uma superfície de água livre como em um açude. Por outro lado, o balanço de energia e a rugosidade aerodinâmica das superfícies de água diferem das superfícies cobertas com vegetação. No entanto, os elementos meteorológicos exercem influência semelhante sobre a evaporação de superfícies de água, superfície do solo e sobre a transpiração das superfícies vegetadas (MATZENAUER, 1992). Essa constatação foi inclusive o ponto de partida para a dedução analítica das equações mais complexas, precisas e universais de estimativa da evapotranspiração, as quais, porém não são de uso prático direto pelo pequeno agricultor.

O fenômeno da evapotranspiração é influenciado ou condicionado por vários fatores físicos da atmosfera, solo e pela arquitetura e demais características da vegetação. Entretanto, os elementos meteorológicos são os que determinam o potencial máximo do ambiente para o processo e determinam sua magnitude em cada momento do dia.

2.1 Elementos Meteorológicos

A condição meteorológica é que determina a magnitude da demanda potencial de água de uma superfície vegetada. Os elementos meteorológicos que afetam diretamente o processo da evapotranspiração são: a energia disponível, a velocidade do vento, a umidade e a temperatura do ar.

a) Energia disponível

O processo de evapotranspiração é dependente da energia disponível para a mudança de estado físico da água, sendo, portanto, o saldo de radiação (Q^*) o elemento meteorológico mais determinante. Lembre-se que o saldo de radiação é altamente dependente da radiação solar global (R_g) e, por essa razão, muitos autores se referem a ela como a fonte de energia para o processo. Isso não é de todo correto, pois existem perdas de energia solar por reflexão (albedo da superfície) e perdas de energia radiante através do saldo de radiação de onda longa, que é negativo durante as 24 horas do dia. Assim, durante o período diurno, quando o saldo de radiação é positivo, a maior fração da energia disponível é destinada ao processo de evapotranspiração, sendo a energia restante utilizada para os processos de aquecimento do ar e do solo e fotossíntese. Quando não há restrição hídrica no solo, 65 a 92% da energia disponível é utilizada no processo de evapotranspiração em superfícies vegetadas que cobrem todo o solo. Desta forma, o valor diário da evapotranspiração é diretamente correlacionado com o saldo de radiação (balanço de radiação) e seu valor máximo é limitado, principalmente, por esse saldo.

Para um dado local, você já viu, nas primeiras aulas, que a disponibilidade de radiação solar é condicionada pela época do ano, hora do dia, condição do tempo (nebulosidade) e pela refletividade da superfície, que é expressa pelo coeficiente de reflexão (albedo). Superfícies mais claras refletem mais que aquelas mais escuras e, por isso, apresentam menor energia disponível. Portanto, uma vegetação mais escura, como uma floresta, reflete menos radiação solar que uma cultura ou gramado. Logo, sob mesmas condições meteorológicas, uma floresta tem maior evapotranspiração do que um gramado (PEREIRA et al., 1997). Entretanto, sob condições meteorológicas muito específicas, pode ser verificado um aporte extra de energia, transportado horizontalmente pelo vento, denominado de advecção de energia. Chama-se de advecção o processo de transporte de energia e matéria pelo movimento do ar no sentido horizontal ou paralelo à superfície. Isso acontece quando, na presença de vento, existem diferenças de temperatura e/ou teor de umidade do ar entre áreas próximas.

Como exemplo, citamos o que é verificado em uma extensa área

coberta de plantas que estão bem supridas de umidade no solo e que têm ao seu redor uma área seca. Mesmo estando expostas às mesmas condições meteorológicas por estarem lado a lado, as duas áreas não apresentam balanço de energia igual. Na área seca, a evapotranspiração é bem menor, sendo limitada pela restrição hídrica no solo, e grande parte da energia disponível do saldo de radiação é usada para aquecer o solo e o ar, na forma denominada de calor sensível. Na área vegetada, a maior parte da energia é utilizada na evapotranspiração, resultando em menor aquecimento do ar. Como consequência se origina uma diferença horizontal de temperatura entre as duas áreas. Essa diferença denomina-se de gradiente térmico horizontal (Δt) e dela resulta também um gradiente horizontal de déficit de saturação do ar (Δd). O déficit de saturação do ar é maior na área seca, porque nela a temperatura ficou maior e a entrada de vapor d'água no ar é menor devido a menor evapotranspiração. O vento, ao deslocar o ar da área seca para área úmida coberta por plantas com temperatura bem mais baixa, realiza o transporte horizontal de calor sensível para dentro da área úmida (advecção de energia), o que aumenta a evapotranspiração. Dependendo da velocidade do vento e da diferença de temperatura e umidade do ar entre as duas áreas próximas, a evapotranspiração pode ser aumentada em até 30% na borda, mas o efeito vai sendo cada vez menor na medida que aumenta a distância para dentro da área úmida.

Portanto, na condição de uma área de uma cultura irrigada situada ao lado de uma área seca, a energia disponível para evapotranspiração da superfície cultivada é aumentada pela contribuição de calor sensível da área seca adjacente. À medida que o ar seco avança sobre a superfície irrigada, vai se umedecendo e resfriando, pois o ar perde calor para a superfície das plantas que estão mais frias. Assim, as plantas que estão mais próximas da área seca apresentam a maior evapotranspiração de toda a área irrigada. Esse fenômeno é denominado de "efeito varal" (PEREIRA et al., 1997).

Denomina-se área tampão à distância entre a região de transição e o ponto onde o efeito varal deixa de existir. Essa distância depende da condição meteorológica, da altura das plantas na área úmida e do arranjo ou estrutura da parte aérea das plantas na área. Portanto, no milho ela será maior do que na aveia, trigo ou feijão.

b) Vento

O vapor d'água que sai por transpiração das folhas das plantas umedece o ar ao seu redor, que, se não for removido, vai saturar o ar e a transpiração vai parar. Seria como colocar roupa molhada para secar em um pequeno banheiro bem fechado. Felizmente, na natureza,

temos o vento, que não permite que isso ocorra. O vento provoca a renovação do ar junto às folhas das plantas. Assim, ele não permite que o vapor d'água que sai das folhas se acumule ao seu redor. Quanto maior for a velocidade do vento, mais rápida será a renovação do ar em contato com as folhas, o que mantém a diferença de umidade do ar de dentro do estômato das folhas até o ar próximo a elas no meio do cultivo. O vapor d'água só sai para fora das folhas se a umidade do ar do lado externo for menor do que a dentro das cavidades dos estômatos das folhas. Assim, o aumento da velocidade do vento ajuda a manter a diferença de umidade entre a folha e o ar, o que mantém a evapotranspiração durante todo o dia enquanto houver radiação solar. No entanto, o efeito de aumentar a evapotranspiração só ocorre para pequenos aumentos de velocidade do vento até um limite aproximado de 4 a 5 m/s. Dependendo da umidade do ar existente na região, pode acontecer até que velocidades maiores do que 2,5 m/s não contribuam para aumentar a evapotranspiração.

c) Temperatura e Umidade do ar

A temperatura do ar e da água são dependentes da radiação solar e, portanto, também se correlacionam positivamente com a evapotranspiração. O aumento da temperatura do ar aumenta a sua capacidade em conter água na forma de vapor. Portanto, a pressão de saturação do ar fica maior. Para cada aumento de temperatura em 10°C, praticamente dobra sua capacidade de conter vapor d'água, isto é, sua pressão de saturação do vapor d'água duplica, aumentando o déficit de saturação. Assim, quanto maior for o déficit de saturação, ou quanto menor for a umidade relativa do ar, maior será evapotranspiração.

2.2 Fatores relacionados às plantas e estrutura da superfície vegetada

As plantas transpiram pelas folhas, portanto, é a área de todas as folhas que determina a capacidade de transpiração de uma determinada superfície vegetada. Assim, para uma mesma condição meteorológica constante, após a semeadura, enquanto as plantas não emergirem, a evapotranspiração é pequena e depende da umidade disponível na camada superficial do solo para evaporação. Após a emergência das plantas, se a condição meteorológica continua a mesma, as plantas aumentam sua área foliar, aumentando a transpiração pelas folhas e, conseqüentemente, a evapotranspiração também aumenta até que as plantas da superfície vegetada atingem seu máximo crescimento, quando também atingem seu índice de área foliar (IAF) máximo.

O IAF é a relação entre a área total das folhas (AF) e a área da superfície de solo (AS) sobre a qual essas folhas se encontram:

$$IAF = AF/AS$$

Portanto, não esqueça que, quanto maior for o índice de área foliar, maior será a evapotranspiração dessa superfície vegetada para uma mesma condição meteorológica. Além disso, quanto mais folhas estiverem fazendo sombra sobre o solo, menor será a evaporação de água na superfície do solo sombreado. Em compensação, a transpiração das plantas será muito maior em função da maior área transpirante de folhas, contribuindo para uma maior evapotranspiração.

Os demais fatores relacionados às plantas, tais como a resistência ao transporte de água desde as raízes até a folha, a resistência mínima dos estômatos, o formato dos folíolos e a orientação das folhas em relação ao sol, são menos importantes do que o índice de área foliar. No entanto, nas variedades modernas, mais produtivas de arroz, feijão, milho, trigo, as folhas superiores são mais eretas; isso melhora a absorção de energia solar e a fotossíntese e permite usar um maior número de plantas por m² de área. Mas a energia absorvida a mais precisa ser também dissipada e, por isso, as lavouras cultivadas com alta densidade apresentam evapotranspiração um pouco maior do que as lavouras normais. É preciso lembrar que essa alta densidade de plantas só é possível por que essas variedades ou híbridos apresentam melhor arquitetura foliar (melhor orientação das folhas).

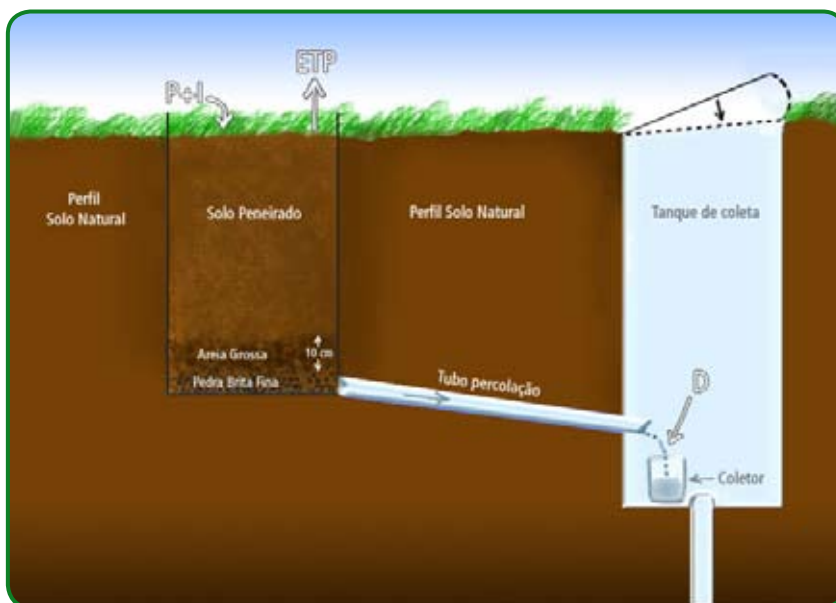


Figura N1 - Evapotranspirômetro tipo (Thornthwaite e Mather,1954): P=Precipitação; I=Irrigação; ET=Evapotranspiração; D=Dreagem do excesso de água

2.3 Umidade disponível no solo

De nada adianta a condição meteorológica ser favorável para ocor-

rer uma alta taxa de evapotranspiração se o solo está seco de tal forma que as plantas não conseguem absorver toda a água que poderiam perder nas folhas por que o sol está forte e o ar está quente e seco. Seria como abrir uma torneira se a caixa d'água está vazia: não sai água. Portanto, é necessário que o solo esteja com um bom teor de umidade para repor a água perdida nas folhas e que precisa ser absorvida pelas raízes das plantas. Assim, a evapotranspiração de uma cultura é uma função direta do conteúdo de água no solo, ou seja, quanto menor for a disponibilidade de água no solo, menor tende a ser a evapotranspiração.

3 Definição de termos

3.1 Evaporação: em Meteorologia, o termo evaporação é restrito para designar a mudança física da água de estado líquido para vapor.

3.2 Transpiração: perda de água para a atmosfera na forma de vapor através dos estômatos e da cutícula das plantas. Todas as partes aéreas da planta podem perder água pela transpiração; porém, quase a totalidade da água é perdida pelas folhas, através dos estômatos.

3.3 Evapotranspiração: é a perda combinada de água para a atmosfera, em forma de vapor, através dos processos de evaporação nas superfícies (solo e planta) e transpiração das plantas.

3.4 Evapotranspiração potencial (ETP): é a perda de água na forma de vapor para a atmosfera. Ocorre com uma extensa superfície gramada em crescimento ativo e de porte baixo, cobrindo completamente o solo e em condições ideais de suprimento de água pelo solo, ou seja, em nenhum momento a demanda atmosférica é restringida. Então, a ETP é controlada apenas pelo potencial dos elementos meteorológicos para o processo, pois as demais condições são idealizadas dentro de determinados padrões.

Nesse conceito, assume-se que não há restrição ao suprimento hídrico e, portanto, os estômatos das plantas permanecem abertos durante todo o dia.

O tipo de planta (gramado ou alfafa) e sua altura correspondem à condição padrão das estações meteorológicas, sendo usada como referência para calcular a evapotranspiração máxima nos cultivos agrícolas. É essa uma das razões do porque a evapotranspiração potencial (ETP) também é chamada de evapotranspiração de referência (ET_o).

3.5 Evapotranspiração real (ETR): é a perda de água que realmente ocorre na forma de vapor para a atmosfera de uma certa cultura,

independentemente da sua área, do estágio de desenvolvimento e da condição de umidade no solo.

3.6 Evapotranspiração máxima (ET_m): é a perda de água na forma de vapor para a atmosfera de uma certa cultura, em uma área sem efeito varal, em qualquer estágio de seu desenvolvimento e em condições ideais de umidade no solo. A ET_m é controlada tanto pelo potencial dos elementos meteorológicos, quanto pela espécie da cultura considerada. Assim, para cada cultura existe uma ET_m, que é denominada de evapotranspiração da cultura (ET_c). Para uma cultura qualquer, o valor da ETR poderá ser no máximo igual a ET_c, o que ocorre no dia seguinte a uma boa chuva.

As principais diferenças em relação a ETP são que o tipo de cultura e o estágio de desenvolvimento da mesma modificam o albedo (interferindo no balanço de radiação) e a rugosidade aerodinâmica da superfície vegetada (interferindo na turbulência e, por conseqüência, na difusão do vapor). O crescimento em altura da cultura é acompanhado por um aumento da sua rugosidade aerodinâmica e das trocas verticais de energia, favorecendo então o fluxo de vapor d'água para fora do cultivo. Essa é a razão pela qual a evapotranspiração de uma cultura alta é superior àquela verificada em uma cultura baixa sob as mesmas condições meteorológicas.

3.7 Coeficiente de cultura (K_c)

O consumo de água determinado em condições específicas de um determinado local, ano e época de semeadura não pode ser extrapolado em valores absolutos para outras condições. Para que se tenham condições de estimar as necessidades hídricas de uma cultura em uma condição específica, é necessário determinar coeficientes, denominados geralmente "coeficientes de cultura". Esses coeficientes são obtidos através da relação entre a evapotranspiração máxima, medida a campo com evapotranspirômetros (Figura N1), e a evapotranspiração de referência, também medida no mesmo dia ou obtida com o uso de fórmulas, ou a evaporação no tanque Classe A e alguns elementos meteorológicos medidos nesse mesmo dia.

Assim, o coeficiente de cultura (K_c) é definido como o coeficiente que expressa a relação entre a evapotranspiração máxima de uma cultura (ET_m) e a evapotranspiração potencial (ETP) ou evapotranspiração referência (ET_o). Portanto,

$$K_c = \frac{ET_m}{ETP} \quad \text{ou} \quad K_c = \frac{ET_m}{ET_o}$$

O valor de K_c de uma superfície gramada, cobrindo plenamente o solo, é próximo a 1,0 desde que o solo esteja com boa disponibilidade de água. No caso de uma cultura com menor albedo e com maior índice de área foliar do que o gramado, o valor do K_c pode exceder 1,0.

O valor de K_c é muito pouco dependente do tipo de solo, uma vez que se considera que a umidade deve estar ótima no solo, variando apenas em função de como se apresenta o conjunto das plantas no ciclo de desenvolvimento e sua distribuição dentro da área de cultivo.

Desde a sementeira até a colheita, uma cultura vai progressivamente crescendo o que determina o aumento da evapotranspiração máxima da cultura, ocasionada pelo aumento do índice de área foliar ao longo do ciclo até o momento em que as folhas começam a secar. Com a redução do IAF a partir do IAF máximo, o coeficiente de cultura (K_c) também diminui gradativamente até o momento da colheita. Portanto, o K_c varia com o estágio de desenvolvimento da cultura e, também, com a espécie considerada (veja valores de K_c para as diferentes culturas na Tabela 1).

Existe uma variação do K_c de cultura para cultura em função da densidade de cobertura, do porte, de determinadas características “aerodinâmicas” da superfície, e biológicas da planta (OMETTO, 1981). Entretanto, para uma cultura qualquer, o K_c apresenta uma variação característica ao longo do ciclo (Figura N2).

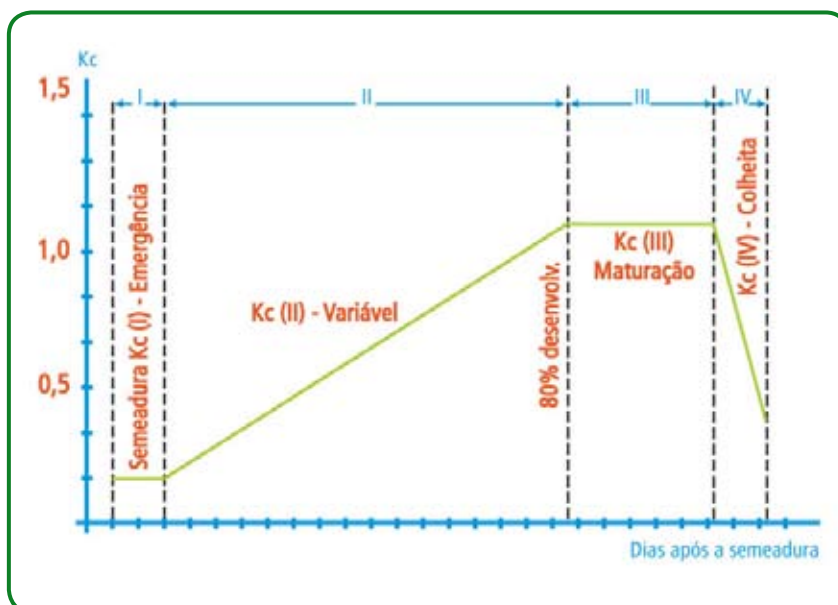


Figura N2. Variação do coeficiente de cultura (K_c) em função dos estágios do ciclo de desenvolvimento de uma cultura qualquer

Inicialmente, verifica-se na Figura N2 que o K_c é baixo, pois a cultura cobre uma pequena porcentagem do solo. Com o crescimento das plantas, essa porcentagem aumenta, e K_c também aumenta, até

atingir o valor máximo quando as plantas cobrem totalmente o solo. No período de senescência das folhas, o K_c volta a decrescer. Geralmente, no período de senescência a irrigação não é mais necessária. Os valores do K_c você pode obter da Tabela 1, sendo os mesmos definidos para os 4 estágios principais de desenvolvimento das plantas, assim caracterizados:

a) Estágio I: desde emergência das plantas até 10% do desenvolvimento vegetativo (DV).

b) Estágio II: desde 10% do DV até 80% do DV. Neste estágio K_c varia bastante e seu valor a determinado instante é obtido por interpolação entre estágios I e III.

c) Estágio III: desde 80% do DV até 100% do DV (inclusive frutos formados).

d) Estágio IV: maturação.

As exigências hídricas das culturas e a sensibilidade ao déficit hídrico no solo variam acentuadamente ao longo do ciclo. A variação da quantidade de água consumida pela evapotranspiração está altamente relacionada com o desenvolvimento da área foliar. Por outro lado, a sensibilidade das culturas ao déficit hídrico, em termos de efeitos sobre o desenvolvimento e a produção, também varia ao longo do ciclo, principalmente nas espécies destinadas à produção de grãos. Quer dizer que, em determinados estágios, as culturas são mais tolerantes ao déficit hídrico (em geral, durante o crescimento vegetativo e no final do ciclo) sendo muito sensíveis durante os chamados “períodos críticos”, que geralmente vão desde o início da floração até metade do enchimento de grãos, ou, no caso das frutas, até os frutos atingirem seu tamanho máximo.

O conhecimento da ET_m é fundamental em projetos de irrigação, pois representa a quantidade de água que deve ser reposta ao solo e manter o crescimento e a produção em condições ideais. Entretanto, a determinação da ET_m é difícil e onerosa. Difícil porque exige instalações e equipamentos especiais; e onerosa porque tais estruturas são de alto custo (PEREIRA et al., 1997). Para contornar essa dificuldade, utilizam-se equações de estimativas da ET_m a partir da evapotranspiração potencial (ou de referência), corrigidas pelo coeficiente de cultura (K_c), segundo a equação abaixo:

$$ET_m = K_c \cdot ETP$$

Assim, você precisa determinar apenas a ETP com o auxílio da Tabela 1 e multiplicar pelo valor do coeficiente de cultura correspondente ao momento do seu ciclo de desenvolvimento, que você pode obter na Tabela 2.

4 Estimativa da evapotranspiração potencial ou de referência

Método do Tanque Classe A

Esse é um método bastante utilizado em todo o mundo. É utilizado para estimar tanto a evaporação de um lago (EL), como para estimar a evapotranspiração de referência de uma superfície gramada bem suprida de água (ET_o ou ETP). Para isso, a evaporação medida no tanque classe A (ECA) deve ser corrigida por um coeficiente de tanque (K_p), que reduz a ECA ao valor aproximado da evapotranspiração de referência, de forma que:

$$ETP = K_p * ECA$$

O valor de K_p varia com as condições de entorno do tanque, isto é, tamanho e natureza da área tampão e também das condições de umidade relativa do ar (UR) e velocidade média do vento (U). Em função das condições da superfície do entorno do tanque (gramado), e assumidas algumas simplificações da equação de SNYDER (1992), pode-se obter o coeficiente K_p com:

$$K_p = 0,554 + 0,0045 * UR - 0,041 * U^2$$

sendo U₂ a velocidade do vento a 2m de altura (em m.s⁻¹) e UR média diária da umidade relativa do ar (em %). Entretanto, você também pode obter esse valor diretamente de uma tabela (Tabela 2), calculada para três diferentes faixas de umidade relativa do ar (UR menor do que 40%; UR entre 40% e 70%; UR maior do que 40%) e três faixas de velocidade do vento (Leve => U₂ < 2 m.s⁻¹; Moderado => U₂ entre 2 e 5 m.s⁻¹ de; Forte => U₂ entre 5 e 8 m.s⁻¹). Quando ao redor do tanque Classe A a área com gramado é grande, com mais de 60m de distância com grama desde o tanque, você deve acrescentar 0,05 ao valor de K_p obtido na Tabela 2. Após essa correção, o valor de K_p então é multiplicado pelo valor de evaporação medido no Tanque Classe A (ECA) e pode ser considerado como representativo da evapotranspiração potencial (ETP), ou seja,

$$ETP = K_p * ECA$$

Tabela 1. Coeficiente de cultura (Kc) em diferentes estádios de desenvolvimento, em função da umidade relativa e velocidade do vento, para diversas hortaliças.

	Estádios de desenvolvimento			
	I	II	III	IV
Hortaliças				
Abóbora	0,45	0,70	0,95	0,75
Aipo	0,40	0,78	1,08	0,98
Alface	0,55	0,75	1,00	0,95
Batata	0,45	0,75	1,13	0,73
Berinjela	0,40	0,75	1,03	0,85
Beterraba	0,45	0,75	1,13	0,65
Couves	0,45	0,80	1,03	0,88
Cebola	0,50	0,75	1,03	0,80
Cenoura	0,55	0,75	1,08	0,78
Ervilha	0,45	0,70	1,13	1,03
Espinafre	0,45	0,78	1,00	0,95
Lentilha	0,45	0,80	1,10	0,28
Melancia	0,45	0,75	1,00	0,70
Melão	0,45	0,75	1,00	0,68
Milho-doce	0,40	0,80	1,13	1,03
Pepino	0,45	0,70	0,95	0,75
Pimentão	0,45	0,63	1,03	0,85
Rabanete	0,55	0,60	0,85	0,80
Repolho	0,45	0,75	1,03	0,88
Tomate	0,45	0,75	1,15	0,63
Vagem	0,40	0,70	1,00	0,88
Cultivos de lavoura e perenes				
Algodão	0,45	0,75	1,15	0,85
Amendoim	0,45	0,75	1,03	0,80
Arroz	1,13	1,30	1,20	0,95
Cana-de-açúcar	0,45	0,85	1,15	0,78
Citros				
Com tratos culturais		0,70	0,70	
Sem tratos culturais		0,88	0,88	
Feijão Verde	0,35	0,70	1,00	0,93
Feijão Seco	0,35	0,75	1,13	0,70
Fumo	0,35	0,75	1,10	0,95
Girassol	0,35	0,75	1,13	0,75
Milho	0,40	0,78	1,13	0,88

Soja	0,35	0,75	1,08	0,75
Sorgo	0,35	0,73	1,08	0,78
Trigo	0,35	0,75	1,13	0,70
Uva	0,45	0,70	0,80	0,70

Fonte: Adaptado de Doorenbos & Pruitt (1977), Doorenbos & Kassam (1979) e Allen et al. (1998).

Tabela 2. Coeficiente Kp para estimar a ETP, para tanque classe A instalado sobre gramado, com 10 metros de bordadura gramada ao seu redor.

Vento (m/s)	Umidade relativa (%)		
	Baixa	Média	Alta
	<40%	40-70%	>70%
Leve <2	0,65	0,75	0,85
Moderado 2-5	0,60	0,70	0,75
Forte 5-8	0,55	0,60	0,65

Para extensas áreas de solo nu, reduzir os valores de Kp em 20%, em condições de alta temperatura e ventos fortes, e de 5% a 10%, em condições de temperatura, vento e umidade moderados.

Fonte: adaptado e simplificado de Allen et al. (1998).

Bibliografia consultada

BERLATO, M. A., MOLION, L. C. B. 1981. **Evaporação e evapotranspiração.** Porto Alegre, IPAGRO, Secretaria da Agricultura. (Boletim Técnico, 7). 95p. 1981.

CARLESSO, R., PETRY, M.T., ROSA, G.M. da, HELDWEIN, A.B. **Usos e benefícios da coleta automática de dados meteorológicas na agricultura.** Santa Maria: Editora da UFSM, 2007, 165p.

PEREIRA, A. R., VILA NOVA, N. A., SEDIYAMA, G. C. 1997. **Evapo(transpi)ração.** Piracicaba, FEALQ, 183p.

SNYDER, R.L. 1992. **Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions.** J. of Irrig. and Drain. Eng., 118:977-980.

Site => www.fao.org/

ALLEN, R. G. et al. **Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements** - FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 1998.

Como acessar esse Boletim da FAO: entrar no Site da FAO --> www.fao.org/

FAO (seguir o menu clicando o seguinte) --> publications and documents (catálogo de publicações) --> online publications and documents (publicações e originais em linha) --> no quadro search digitar "evapotranspiration" e depois clicar no "search" --> Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements FAO Irrigation and Drainage Papers - 56 --> marcar versão em espanhol se quiser --> ir para capítulo 6 (Chapter 6).

Unidade 0

Clima do Rio Grande do Sul

1 Introdução

Nesta aula vamos estudar as características do Clima no Rio Grande do Sul e aprender como se comportam os principais elementos do Clima no nosso Estado. O RS é o Estado do Brasil que fica mais afastado do Equador (maior latitude) e, por isso, é o Estado brasileiro que apresenta maior variação anual de radiação solar incidente, insolação e temperatura.

O clima, no RS, é mesotérmico, predominando o tipo fundamental “Subtropical úmido, sem estação seca definida”, com verões quentes e os invernos amenos. Nas áreas de maior altitude, apresenta clima do tipo fundamental “Temperado úmido, sem estação seca definida”, com verões quentes e invernos relativamente mais frios que nas áreas de clima Subtropical. O clima do Rio Grande do Sul sofre forte efeito do oceano Atlântico, devido a sua proximidade a ele e predominância de vento procedente desse mar, sendo as regiões oeste (Baixo Vale do Uruguai), noroeste (Missões) e sudoeste (Campanha), que estão mais afastadas do mar, isto é, as mais continentais, a parte do Estado menos influenciada pela umidade e ação termorreguladora da água do mar. Por isso a umidade relativa do ar é elevada durante todo ano na maior parte do RS, exceto na parte oeste, onde, principalmente no verão, a umidade relativa é mais baixa, com baixa frequência de nevoeiros, alta insolação e maior disponibilidade de radiação solar. Os totais mensais de precipitação pluviométrica estão bem distribuídos no ano, caracterizando um regime pluviométrico isoígro. Podem ser, contudo, abaixo dos totais mensais de evaporação e evapotranspiração em algum mês do período de outubro a maio, causando deficiência hídrica ocasional com intensidade e duração variável. O total anual de precipitação média normal no RS varia de 1200 a 1100 mm no Litoral Sul, até acima de 2100 mm no extremo leste do Planalto e da Serra do Nordeste, sendo influenciada pela latitude e principalmente pelo relevo.

2 Regiões Fisiográficas do Rio Grande do Sul

No Rio Grande do Sul, ocorrem efeitos do relevo e da distância do mar (continentalidade) sobre os elementos do clima. Considerando

esses fatores, o Estado do RS foi dividido em oito regiões fisiográficas principais, que são: Depressão Central, Serra do Sudeste, Serra do Nordeste, Planalto, Missões, Vale do Uruguai, Campanha e Litoral (Figura 01).



Figura 01. Regiões fisiográficas Estado do Rio Grande do Sul: Depressão Central, Serra do Sudeste, Serra do Nordeste, Planalto, Missões, Vale do Uruguai, Campanha e Litoral.

Algumas dessas regiões, devido às diferenças em alguns elementos climáticos, foram divididas em sub-regiões. O Planalto foi dividido em Planalto Médio (Carazinho, Sobradinho, Tio Hugo, Ernestina, Passo Fundo, ...), Planalto Alto ou Leste (Tapejara, Lagoa Vermelha, Vacaria, Bom Jesus, São José dos Ausentes, ...) e Planalto Baixo ou Oeste (Santiago, Tupanciretã, Julho de Castilhos, Cruz Alta, Salto Jacuí, ...); o Vale do Uruguai foi dividido em Alto Uruguai e Baixo Vale do Uruguai; e o Litoral foi dividido em Litoral Norte e Litoral Sul (Figura 01).

As principais características médias dos elementos do clima dessas Regiões Fisiográficas estão resumidas na Tabela 1.

3 Vento

O vento é o ar em movimento no sentido horizontal ou paralelo à superfície. O ar se movimenta de um local para outro por diferença horizontal de pressão atmosférica, movendo-se dos locais de alta pressão para locais de baixa pressão. No Rio Grande do Sul, os ventos freqüentemente mudam de direção, soprando o Vento Sudestado, Vento Norte ou Minuano. O vento Sudestado é o vento que sopra com a maior freqüência; em geral, em mais de 60 % dos dias em que há vento. Ele sopra predominantemente de direção E, e de direção ESE

como segunda maior frequência, o que origina seu nome. Pode ainda variar desde direção Sudeste até Nordeste (Figura O2). Tem velocidade média anual de 1 a 3 m s⁻¹, dependendo da região do Estado (Machado, 1950; Moreno, 1961).

O vento Sudestado, por soprar do oceano Atlântico, tem como características ser um vento frio e úmido com direção média do quadrante leste, com maior frequência de direção sudeste, o que origina seu nome. A velocidade do vento geralmente é de intensidade fraca a moderada, com média anual de 1 a 3 m s⁻¹, dependendo da região do Estado (Machado, 1950; Moreno, 1961). Esse vento tem como origem o Anticiclone como Semi-permanente do Atlântico Sul e, por isso, é um vento frio e úmido, pois a posição média desse anticlone é sobre as águas relativamente frias do Oceano Atlântico Sul.

Os ventos Minuano e o vento Norte são menos frequentes e, por isso, influem menos a condição climática do Estado do Rio Grande do Sul do que o vento Sudestado.

O vento Minuano tem como características ser frio e seco, com direção média do quadrante oeste, podendo a direção variar desde Noroeste (NW) até Sul-Sudoeste (SSW). A velocidade geralmente é fraca a moderada. O Anticiclone Migratório Polar, que se origina no continente antártico, invade o continente sul-americano numa frequência aproximada média semanal. Quando essa massa de ar é forte (pressão atmosférica no seu centro é elevada devido à baixa temperatura), ele invade o continente sul-americano pelo Oceano Pacífico e transpõe a Cordilheira dos Andes, entrando no Sul do Brasil pelo oeste do Rio Grande do Sul, dando origem ao vento Minuano. Esse vento tem duração variável, desde algumas horas até dois ou três dias, e pode ocorrer em qualquer época do ano. A ele está associada uma queda acentuada da temperatura e condição de céu límpido, especialmente à noite. Quando cessa o vento Minuano, o centro do anticiclone migratório polar está sobre o Rio Grande do Sul, e, durante a noite, as temperaturas no verão podem diminuir para 12 a 15 oC e, no inverno, a valores menores que 0oC, formando o fenômeno da geada branca radiativa.

O vento Norte tem como características ser quente e seco, com direção média do quadrante norte, podendo a direção variar desde nordeste a noroeste. É o vento com maior velocidade (moderada a forte), atingindo com frequência rajadas acima de 50 km/h, especialmente de madrugada e no início da manhã. Sua duração é variável, desde algumas horas até sete dias, e pode ocorrer em qualquer época do ano. Esse vento frequentemente causa danos mecânicos por fadiga à vegetação e às estufas plásticas e construções pouco estruturadas. O dito popular "após três dias de vento Norte, tem-se chuva" é bastante

usado e conhecido entre os santa-marienses. A explicação desse dito popular está fundamentada no fato de que o vento Norte também tem como origem o AMP, porém a organização sinótica durante sua ocorrência em Santa Maria (como em todo o Estado do Rio Grande do Sul) se caracteriza pela presença da alta pressão do AMP sobre a região Sudeste do Brasil e sobre o Oceano Atlântico adjacente e um sistema de baixa pressão sobre o Uruguai e Argentina. As altas temperaturas e a baixa umidade relativa do ar em dia de vento Norte estão associadas com as condições de superfície em que o ar se desloca desde seu centro de origem, que são em áreas tropicais e sobre o continente.

Na Depressão Central, ao longo das áreas mais próximas da Serra Geral, o vento Norte tem maior velocidade e maior temperatura em relação a outras cidades do Rio Grande do Sul devido ao fator orográfico. Por estarem localizadas no sopé da Serra Geral que separa o Planalto da Depressão Central, o vento Norte, ao descer a escarpa do Planalto, sofre aumento na velocidade e se aquece por compressão adiabática, à medida que desce para níveis inferiores em que a pressão atmosférica é maior. A diferença de nível entre as baixadas e o topo da escarpa é em média de 400 m (de 200 m no oeste a 700 metros no leste) (Figura O2b), o que gera um aquecimento médio de 2,5°C (2 a 4°C dependendo do local).

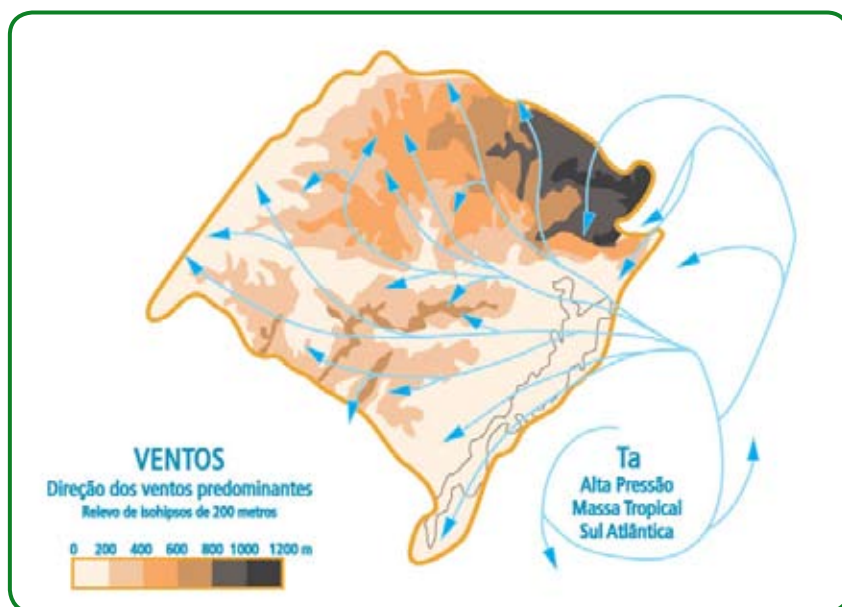


Figura O2a. Direção predominante do vento no Estado do Rio Grande do Sul

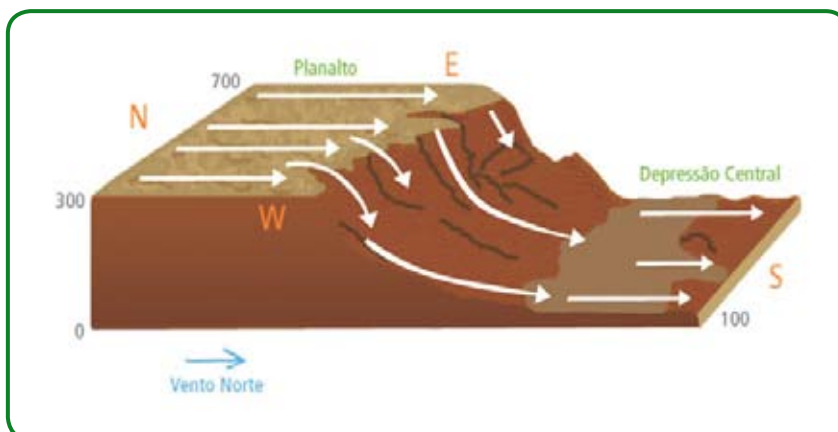


Figura O2b. Representação esquemática do efeito da Serra Geral nas características do vento Norte. Baseado em diagrama publicado no jornal Diário de Santa Maria, 08 e 09/07/2006.

Os vendavais são mais freqüentes de julho a novembro e menos freqüentes de dezembro a fevereiro. Rajadas de vento com velocidade maior do que 100 km/h (27,8 m/s), classificadas como de tempestade, ocorrem com alguma freqüência em pelo menos metade dos anos. Em Santa Maria, por exemplo, Heldwein et al. (2003) citam que as duas rajadas de vento de maior velocidade já registradas foram de 37,4 m/s (134,6 km/h) e 39,2 m/s (141,1 km/h), respectivamente, em 13/10/1999 e 11/09/2002. Esses vendavais ocorreram no período da manhã e tiveram direção sul, sendo acompanhados de várias rajadas com velocidade maior que 28 m/s e contrariaram a tendência geral de maior velocidade do vento no período da tarde. Esses dois eventos de rajadas estiveram associados a uma intensa instabilidade local no interior da frente fria, evidenciando o caráter aleatório e extremamente variável dos eventos de vendavais.

4 Temperatura

A temperatura média anual normal é considerada relativamente baixa em relação à média do Brasil. Conforme os valores medidos em diferentes períodos, o valor médio normal anual é de 16°C na Serra do Nordeste a 20°C no Baixo Vale do Uruguai. Ao analisar o mapa das temperaturas médias anuais (Figura O3), verifica-se que a Serra do Nordeste, a parte média e alta (leste) do Planalto, e a Serra do Sudeste são as três regiões mais frias do RS, embora as três regiões onde as geadas são mais freqüentes e intensas sejam a Serra do Nordeste, a parte alta do Planalto e a Campanha.

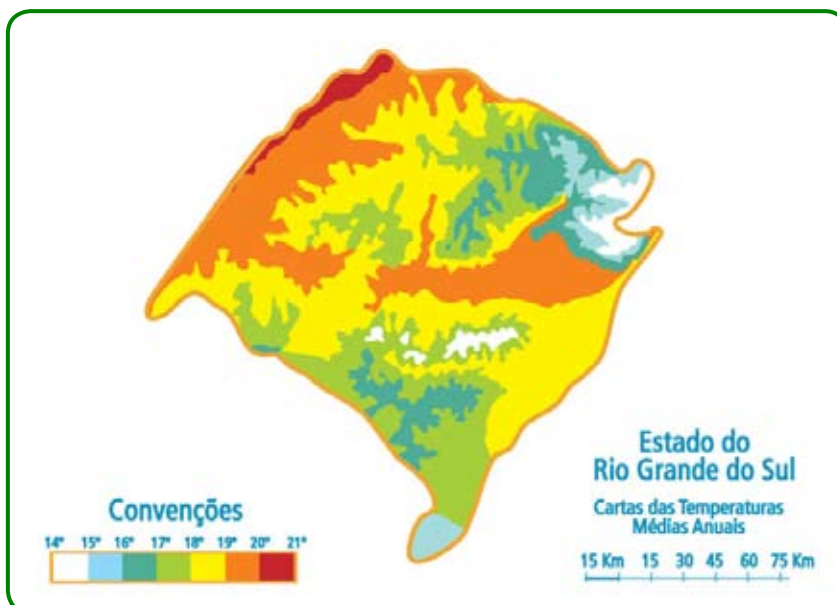


Figura O3. Mapa das temperaturas médias anuais no Estado do Rio Grande do Sul

A região mais quente é o Baixo Vale do Uruguai. Por ser a região mais afastada do mar, é a região de maior amplitude térmica (maior variação diária e anual da temperatura). É também uma das três regiões com maior insolação e com menor umidade relativa do ar, assim como a região das Missões e da Campanha. Essas condições marcantes de clima acontecem na região do Baixo Vale do Uruguai porque ela tem grande distância do mar, recebendo menos influência do oceano. O grande volume de água do mar exerce ação termorreguladora (diminui o aquecimento e o resfriamento), sendo também a origem do vento Sudestado úmido.

O mês mais quente no RS é janeiro, com temperatura média normal de 24 a 25°C no baixo Vale do Uruguai, e menor valor na Serra do Nordeste com 20 a 22°C (Figura O4). A partir de janeiro, a temperatura média do mês diminui até junho e julho, quando atinge 9 a 14°C, dependendo da região. Após o mês de julho, ela aumenta novamente até janeiro. Portanto, na maioria das regiões, o verão é quente e o inverno é ameno, mas sujeito a ondas de frio, causadas pelo deslocamento freqüente de anticiclones polares migratórios, que podem causar a ocorrência de geadas, as quais, por vezes, podem até ser intensas. A freqüência média normal é de 11 dias de geada por ano, que podem ocorrer de abril a outubro.

Considerando que a temperatura do ar é medida na condição padrão do interior do abrigo meteorológico, a 1,5 m de altura, a temperatura mínima na superfície do gramado exposta a céu aberto, denominada "mínima de relva", é bem menor do que no abrigo, principalmente

em noites límpidas e calmas de geada, quando ela fica em torno de 4,5 a 5,0°C mais baixa do que no abrigo. Assim, as temperaturas mínimas absolutas de relva mais baixas já registradas em Santa Maria são negativas no período de abril a outubro; da ordem de valores de -5 a -7°C nos meses de maio a setembro; e, nas regiões mais frias do RS, já atingiram -12°C.

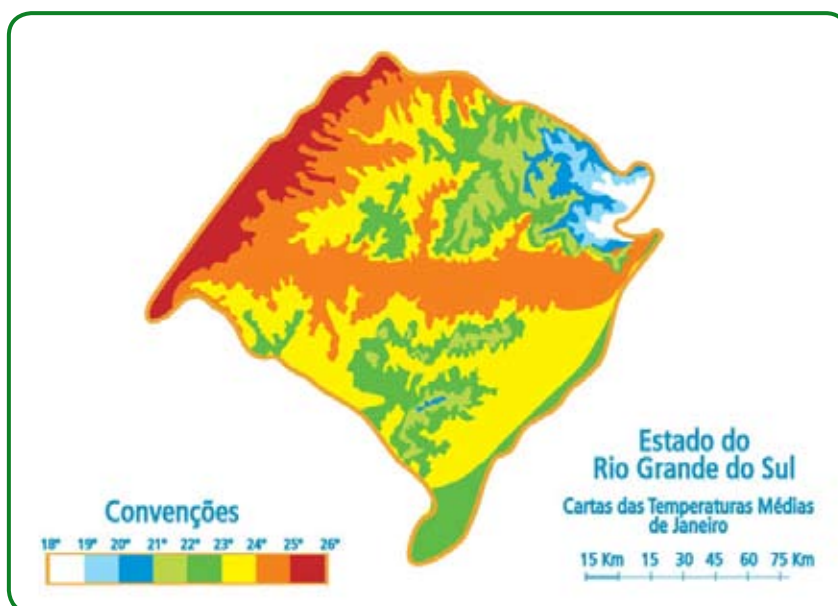


Figura 04. Temperatura média normal de janeiro no Estado do Rio Grande do Sul

A amplitude térmica anual, diferença entre o mês mais quente e o mês mais frio, é de aproximadamente 9 a 10°C, sendo janeiro o mês mais quente e junho e julho os dois meses mais frios.

Também não são raros os períodos de grande flutuação da temperatura no inverno, alcançando valores altos para essa época nos dias de predominância de vento “Norte” e noites límpidas muito frias, quando os anticlones polares migratórios estão atuando sobre a região.

5 Insolação e disponibilidade de energia solar

Insolação é o tempo em horas de brilho solar na superfície, isto é, o tempo em que não há sombreamento por nuvens e nevoeiros. Esse valor é sempre menor do que a duração astronômica do dia, que é o tempo entre o nascer e o pôr do sol em relação ao plano do horizonte do local.

Em função da latitude em que está situado o Estado do Rio Grande do Sul, a insolação e a radiação solar são maiores em dezembro e menores em junho e julho.

Os menores valores de insolação ocorrem na parte central da De-

pressão Central e na encosta Serra da Serra Geral (desde Lajeado e Santa Cruz do Sul até São Pedro do Sul) e no Alto Vale do Uruguai, devido principalmente aos freqüentes nevoeiros nessas áreas (Figura 05).

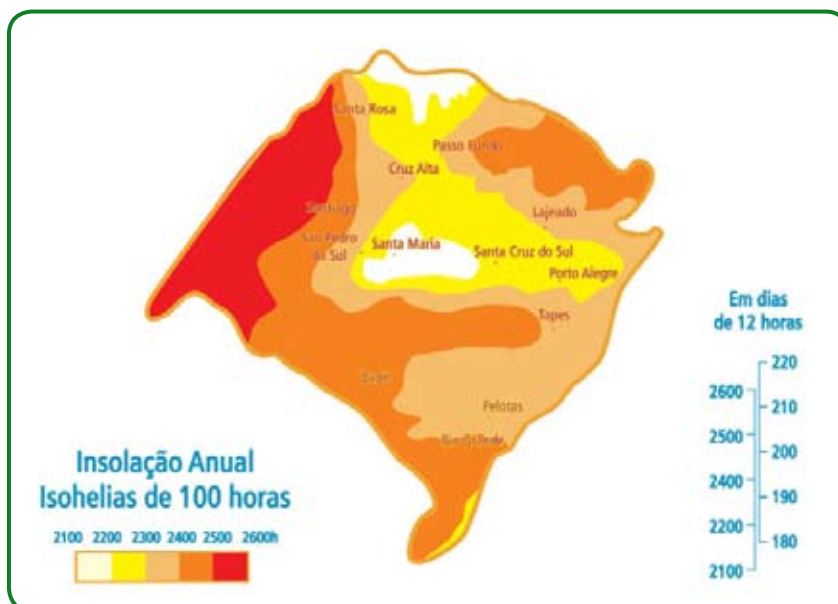


Figura 05. Freqüentes normal insolação no Estado do Rio Grande do Sul

Os maiores valores de insolação e de radiação solar ocorrem na parte oeste do RS, principalmente no Baixo Vale do Uruguai, Missões e Campanha.

6 Precipitação

A precipitação pluviométrica ou chuva é bem distribuída no ano, caracterizando um regime pluviométrico isoígro, mas podem ser insuficientes para as culturas no período de outubro a maio, causando deficiência hídrica ocasional com intensidade e duração variável. O total anual de precipitação média normal no RS varia de 1200 a 1100 mm no Litoral Sul, até acima de 2100 mm no extremo leste do Planalto e da Serra do Nordeste, sendo essa diferença influenciada pela latitude e principalmente pelo relevo (Figura 06).

As três regiões com menor precipitação são: o Litoral Sul, a Campanha e o Baixo Vale do Uruguai. A parte leste do Planalto, a Serra do Nordeste e a região mais alta próxima de Soledade são as áreas de maior média anual de precipitação e, portanto, de grandes excessos hídricos anuais.

A precipitação de granizo é eventual, existindo inclusive locais onde nunca foi observada. É formada em áreas onde ocorrem fortes

correntes ascendentes de ar, decorrentes da passagem sobre o local de um sistema de depressão barométrica acentuada (denominada linha de instabilidade), associada à condição de forte instabilidade térmica, que é maior no período da tarde. Essa é a explicação meteorológica do porquê de o granizo ser mais freqüente no período da tarde. Os meses com maior freqüência de granizo são, pela ordem: setembro, outubro, dezembro, janeiro e junho. Os meses de fevereiro a maio são os que apresentam menor freqüência.

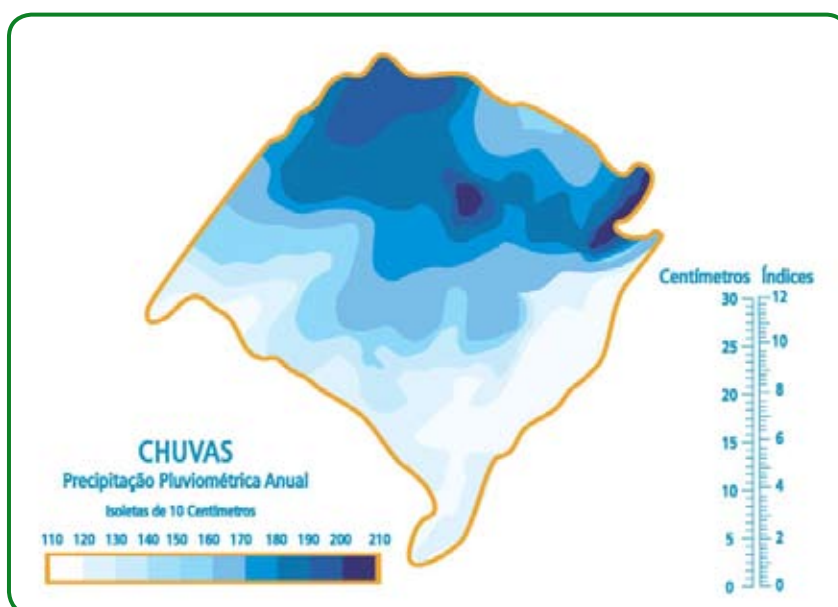


Figura 06. Distribuição do total anual de precipitação média normal no Estado do Rio Grande do Sul

Embora o granizo seja um evento raro, aleatório e que abrange pequenas áreas (apenas alguns km²), em geral causa grandes danos nas áreas atingidas, principalmente nos cultivos agrícolas. Pedras de granizo com diâmetro de dois centímetros são grandes o suficiente para danificar coberturas de telhas de fibrocimento de 6 mm de espessura. Eventos extremos de granizo, como o registrado em agosto de 1997, com pedras de gelo do tamanho de um ovo de galinha, são capazes de destruir quase tudo o que atingem, inclusive telhas francesas comuns, e matar animais de pequeno e médio porte, podendo inclusive ferir pessoas. Portanto, deve-se ficar abrigado durante a ocorrência do granizo, e as residências (e demais edificações) devem ter, no mínimo, um forro de madeira ou de PVC abaixo do telhado para melhor proteger as pessoas em caso de dano no telhado.

Considerando os registros no RS, ocorrem em média dois a quatro eventos de granizo por ano sempre em pequenas áreas de uma região. Caso você queira proteger cultivos do dano por granizo, a forma mais eficiente é usar coberturas com telas plásticas.

7 Deficiências hídricas

O RS é afetado anualmente, mas de forma aleatória, por deficiências hídricas no solo, que aumentam de frequência e intensidade de outubro a janeiro decrescendo até maio. No período de junho a setembro, as deficiências hídricas (DH) são muito pouco prováveis e, quando eventualmente ocorrem, são muito pequenas.

Considerando os resultados de Buriol et al. (1980), percebemos que existe maior probabilidade de ocorrer deficiência hídrica no Oeste e Sudoeste do RS, incluindo o Baixo Vale do Uruguai, a Campanha, as Missões e a parte oeste da Depressão Central e do Planalto.

As regiões de maior altitude, por apresentarem menor evapotranspiração, têm as menores deficiências, principalmente na Serra do Nordeste e na parte leste do Planalto, onde as chuvas também são maiores.

8 Tipos de Clima do Rio Grande do Sul

Os tipos de clima do RS, segundo a Classificação de Köppen, são Cfa e Cfb. Isso significa que são climas úmidos, com mais de três meses com temperatura média maior do que 10°C, e com temperatura média do mês mais frio menor do que 18°C (mas maior do que -3°C).

a) Clima Cfa

O clima Cfa é descrito como clima "Subtropical Úmido" "Sem Estação Seca Definida".

A letra "a", associada à letra "C", significa que esse é um clima Subtropical Úmido. Por ser Subtropical, significa que a temperatura média do mês mais quente é maior do que 22°C e, portanto, os verões são quentes.

A letra "f" significa que o clima não tem estação seca definida. As eventuais secas que ocorrem não têm um mês certo para acontecer.

b) Clima Cfb

O clima Cfb é descrito como clima "Temperado Úmido" "Sem Estação Seca Definida".

A letra "b" associada a letra "C", significam que é um clima Temperado Úmido. Por ser Temperado Úmido significa que a temperatura média do mês mais quente é menor do que 22°C e, portanto os verões são amenos.

A letra "f" significa que o clima não tem estação seca definida. As eventuais secas que ocorrem não têm um mês certo para acontecer.

Portanto, as letras C e f são iguais para os dois climas. Assim, os dois climas, Cfa e Cfb, só diferem entre si pela temperatura média normal do mês mais quente do ano, que é menor do que 22°C no clima Temperado (Cfb) e maior do que 22°C no clima Subtropical.

Onde temos clima Subtropical e clima Temperado no RS?

A maior parte do RS tem clima Cfa - Subtropical Úmido Sem Estação Seca Definida. Só não apresentam clima Cfa as partes do RS que têm maior altitude (Figura O7). Assim, nas regiões do Alto Vale do Uruguai, Baixo Vale do Uruguai, Missões, Campanha, Litoral (Norte e Sul) e Depressão Central, ocorre somente clima Cfa. Nas áreas de menor altitude das regiões do Planalto e da Serra do Sudeste e nos vales profundos da região da Serra do Nordeste, o clima também é Cfa, isto é, Subtropical Úmido Sem Estação Seca Definida.



Figura O7. Tipos de Clima do Estado do Rio Grande do Sul: Cfa - Subtropical Úmido Sem Estação Seca Definida; Cfb – Temperado Úmido Sem Estação Seca Definida.

Portanto, o clima Cfb (Temperado Úmido Sem Estação Seca Definida) só ocorre nas áreas mais altas das regiões do Planalto (a partir das partes mais altas do relevo de Passo Fundo, Gentil, Marau, Guaporé e Veranópolis, na direção Leste, e das partes mais altas do relevo divisor de água sul da bacia do Rio Jacuí, desde Sobradinho, passando por Soledade até perto de Guaporé), no topo da serra do Sudeste (as partes mais altas de Encruzilhada do Sul, Caçapava do Sul, Santana da Boa Vista, Canguçu e Piratini) e na Serra do Nordeste (Bento Gonçalves, Farroupilha, Caxias do Sul, Gramado, Canela, São Francisco de Paula, Cambará do Sul e demais municípios menores com altitude su-

perior a 700m). Portanto, dos 9 Pólos do Rio Grande do Sul que estão incluídos no Curso de Tecnólogo em Agricultura Familiar, apenas Sobradinho e Tapejara têm clima Temperado (Cfb). Tio Hugo e Ernestina, embora estejam em uma área muito próxima da transição entre clima Subtropical e Temperado, já pertencem ao tipo de Clima Subtropical, tal como os demais Pólos (Três de Maio, Cerro Largo, Herval, Santana do Livramento e Faxinal do Soturno), que têm clima tipicamente Subtropical (Cfa).

9 Bibliografia Consultada

BURIOL, G.A.; ESTEFANEL, V.; SACCOL, A.V.; FONTANA, G.; FERREIRA, M.; SCHNEIDER, F.M.; AITA, L.; GIARETA, A.. **Balanco hídrico seriado do Rio Grande do Sul**. Santa Maria: Departamento de Fitotecnia/CCR/UFSM, 1977, 216p.

BURIOL, G.A.; ESTEFANEL, V.; FERREIRA, M. ; SACCOL, A.V.; SCHNEIDER, F.M.; HELDWEIN, A.B. **Cartas mensais e anuais das temperaturas médias, das médias das temperaturas máximas e das médias das temperaturas mínimas Estado do Rio Grande do Sul**. Revista do Centro de Ciências Rurais, Santa Maria, v. 9, n.(suplemento), p. 1-53, 1979.

HELDWEIN, A.B.; STRECK, N. A.; BURIOL, G.A.; SANDRI, M. A.; TRENTIN, G.; SPOHR, R. B.; SILVA, J. C.; ALBERTO, C. M.; FARIA, N. S. **Frequência de ventos fortes em Santa Maria, RS**. Revista Brasileira de Agrometeorologia , v.11, p.285 - 291, 2003.

INMET, (Instituto Nacional de Meteorologia). **Normais Climatológicas (1961-1990)**. Brasília: INMET, 1992, 84p.

MACHADO, F.P. **Contribuição ao Clima do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 1950, 91p.

MORENO, J.A. **Clima do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Secretaria da Agricultura do Estado do Rio Grande do Sul. 1961. 61p.