



# TEXTOS ACADÊMICOS

## GNE 109 AGROMETEOROLOGIA

**Luiz Gonsaga de Carvalho  
Antônio Augusto Aguilar Dantas  
Pedro Castro Neto**

---

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE LAVRAS  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA  
SETOR DE AGROMETEOROLOGIA E CLIMATOLOGIA**

**GNE 109  
AGROMETEOROLOGIA**

**Luiz Gonsaga de Carvalho  
Antônio Augusto Aguilar Dantas  
Pedro Castro Neto**

**EDITORA UFLA  
LAVRAS – MG**

---

Página de rosto (Preenchida ao ser aprovada pela EDITORA UFLA)

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da  
Biblioteca Central da UFLA**

Carvalho, Luiz Gonsaga de.

GNE 109 - Agrometeorologia / Luiz Gonsaga de Carvalho,  
Antônio Augusto Aguilar Dantas, Pedro Castro Neto. – Lavras :  
UFLA, 2010.

172 p. : il.

Textos Acadêmicos.

Bibliografia.

1. Climatologia agrícola. 2. Evapotranspiração. 3. Meteorologia  
agrícola. I. Dantas, Antônio Augusto Aguilar. II. Castro Neto,  
Pedro. III. Universidade Federal de Lavras. IV. Título.

CDD – 630.2515

---

## SUMÁRIO

|  |           |
|--|-----------|
| <b>1 INTRODUÇÃO.....</b>                                   | <b>8</b>  |
| 1.1 Meteorologia, climatologia e agrometeorologia .....    | 8         |
| 1.2 Tempo e clima.....                                     | 8         |
| 1.3 Fatores e elementos climáticos .....                   | 9         |
| 1.4 Escala espacial dos fenômenos atmosféricos.....        | 9         |
| <b>2 OBSERVAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE .....</b>    | <b>10</b> |
| 2.1 Introdução .....                                       | 10        |
| 2.2 Padrão de Leitura .....                                | 10        |
| 2.3 A Estação Climatológica Principal de Lavras.....       | 11        |
| 2.3.1 Observações em aparelhos de leitura direta.....      | 13        |
| 2.3.2 Observações em aparelhos registradores .....         | 19        |
| 2.3.3 Observações visuais .....                            | 22        |
| <b>3 O VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA .....</b>                 | <b>23</b> |
| 3.1 Introdução .....                                       | 23        |
| 3.2 A quantificação do vapor d'água na atmosfera.....      | 25        |
| 3.2.1 Umidade atual .....                                  | 25        |
| 3.2.2 Umidade específica .....                             | 27        |
| 3.2.3 Razão de mistura.....                                | 27        |
| 3.2.4 Umidade de saturação .....                           | 28        |
| 3.3 Equação psicrométrica .....                            | 30        |
| 3.4 Medida da umidade com base na saturação do ar .....    | 31        |
| 3.4.1 Umidade relativa .....                               | 31        |
| 3.4.2 Déficit de pressão de saturação (es-ea).....         | 32        |
| 3.4.3 Temperatura do ponto de orvalho (Tpo).....           | 32        |
| 3.5 Gráfico psicrométrico .....                            | 32        |
| 3.5.1 Procedimento de utilização .....                     | 32        |
| <b>4 RELAÇÕES ASTRONÔMICAS ENTRE A TERRA E O SOL .....</b> | <b>35</b> |
| 4.1 Introdução .....                                       | 35        |
| 4.2 Coordenadas Geográficas (ou de Posição).....           | 35        |
| 4.3 Conceitos gerais .....                                 | 38        |
| 4.4 Declinação do Sol e estações climáticas .....          | 40        |
| 4.5 Traçado dos trópicos e círculos polares .....          | 43        |
| 4.6 Duração astronômica do dia (período diurno) .....      | 44        |
| <b>5 RADIAÇÃO SOLAR.....</b>                               | <b>47</b> |
| 5.1 Introdução .....                                       | 47        |
| 5.2 Unidades.....  | 47        |
| 5.3 Processos de transferência de energia.....             | 48        |
| 5.4 Conceitos gerais .....                                 | 48        |
| 5.5 Leis da radiação .....                                 | 50        |

|          |   |           |
|----------|---|-----------|
| 5.6      | Constante solar .....   | 53        |
| 5.7      | Características espectrais da radiação solar .....  | 54        |
| 5.7.1    | Espectro da radiação .....  | 54        |
| 5.7.2    | Absorção seletiva de radiação solar na atmosfera .....  | 55        |
| 5.7.3    | Espalhamento da radiação solar na atmosfera .....   | 56        |
| 5.7.4    | Radiação fotossinteticamente ativa (RFA) .....  | 56        |
| 5.8      | Balanço de radiação .....   | 60        |
| 5.8.1    | Balanço de radiação de ondas curtas (Rns).....  | 60        |
| 5.8.2    | Balanço de radiação de ondas longas (Rb) .....  | 62        |
| 5.9      | Aproveitamento da radiação solar.....   | 62        |
| 5.9.1    | Sistema de aquecimento de água para uso residencial e industrial.....   | 62        |
| <b>6</b> | <b>TEMPERATURA DO AR E GRAUS-DIA .....</b>  | <b>66</b> |
| 6.1      | Introdução .....  | 66        |
| 6.2      | Balanço de energia .....  | 66        |
| 6.3      | Aquecimento e resfriamento do ar .....  | 67        |
| 6.4      | Variações na temperatura do ar.....   | 69        |
| 6.4.1    | Variação Diária .....   | 69        |
| 6.4.2    | Variação Anual .....  | 70        |
| 6.4.3    | Variação quanto à latitude.....   | 70        |
| 6.4.4    | Variação quanto à longitude .....   | 74        |
| 6.4.5    | Variação Vertical .....   | 74        |
| 6.5      | Estimativa da temperatura do ar.....  | 75        |
| 6.6      | O calor nas Plantas .....   | 77        |
| 6.6.1    | Processos de dissipação de calor pelas plantas .....  | 77        |
| 6.7      | Horas de frio requeridas por algumas espécies vegetais.....   | 77        |
| 6.8      | Graus-dia ou unidades térmicas de desenvolvimento .....   | 78        |
| 6.8.1    | Métodos de cálculo de graus-dia.....  | 78        |
| 6.8.2    | Considerações relacionadas à teoria de graus-dia.....   | 79        |
| 6.8.3    | Aplicação .....   | 81        |
| <b>7</b> | <b>TEMPERATURA DO SOLO .....</b>  | <b>83</b> |
| 7.1      | Introdução .....  | 83        |
| 7.2      | Os processos de transferência de calor no solo.....   | 83        |
| 7.3      | Propriedades térmicas dos solos .....   | 83        |
| 7.3.1    | Calor específico do solo.....   | 84        |
| 7.3.2    | Efeito da umidade nas propriedades térmicas do solo .....   | 85        |
| 7.4      | O efeito das coberturas protetoras.....   | 85        |
| 7.5      | Modelo para descrição das variações de temperatura do solo .....  | 86        |
| 7.5.1    | Considerações sobre a solução da equação diferencial parcial de variação de temperatura no solo (equação 7) ..... | 88        |
| <b>8</b> | <b>EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....</b>  | <b>93</b> |
| 8.1      | Definição geral .....   | 93        |
| 8.2      | Evaporação e transpiração .....   | 93        |
| 8.3      | Conceitos de evapotranspiração.....   | 94        |
| 8.3.1    | Evapotranspiração potencial (ETp) ou de referência (ETo) .....  | 94        |
| 8.3.2    | Evapotranspiração da cultura (ETc).....   | 95        |
| 8.3.3    | Evapotranspiração real (ETr).....   | 95        |

|   |            |
|---|------------|
| 8.4 Fatores determinantes da evapotranspiração.....   | 95         |
| 8.4.1 Fatores climáticos .....  | 95         |
| 8.4.2 Fatores da planta .....   | 96         |
| 8.4.3 Umidade do solo .....   | 96         |
| 8.4.4 Fatores de manejo da cultura e do solo .....  | 97         |
| 8.5 Medida da evapotranspiração.....  | 97         |
| 8.5.1 Lisímetros.....   | 97         |
| 8.5.2 Balanço de água no solo.....  | 100        |
| 8.6 Estimativa da evapotranspiração potencial ou de referência .....                                | 101        |
| 8.6.1 Método do Tanque Classe A.....  | 101        |
| 8.6.2 Método de Penman-Monteith (Padrão FAO).....   | 102        |
| 8.6.3 Método de Thornthwaite.....   | 107        |
| 8.6.4 Método de Blaney-Criddle.....   | 108        |
| 8.6.5 Método de Makkink.....  | 109        |
| 8.6.6 Método de Budyko.....   | 110        |
| 8.7 Coeficiente de cultura (Kc).....  | 110        |
| <b>9 BALANÇO HÍDRICO CLIMATOLÓGICO E CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA .....</b>                              | <b>113</b> |
| 9.1 Balanço hídrico climatológico .....   | 113        |
| 9.1.1 Introdução .....  | 113        |
| 9.1.2 Cálculo do balanço hídrico climatológico .....  | 115        |
| 9.2 Clima e classificação climática .....   | 123        |
| 9.2.1 Introdução .....  | 123        |
| 9.2.2 A classificação climática de Köppen .....   | 124        |
| Aw – Clima de savana .....  | 125        |
| Af – Clima de selva tropical .....  | 125        |
| 9.2.3 Roteiro simplificado para a classificação climática pelo método de Köppen.....                | 128        |
| 9.2.4 A classificação climática de Thornthwaite .....   | 130        |
| <b>10 VENTO .....</b>   | <b>135</b> |
| 10.1 Introdução .....   | 135        |
| 10.2 Medida do vento (velocidade e direção).....  | 135        |
| 10.3 Estimativa da velocidade do vento sobre superfície vegetada.....                               | 136        |
| 10.4 Efeito sobre as plantas, animais e no ambiente urbano.....                                     | 137        |
| 10.5 Quebra ventos .....  | 139        |
| 10.5.1 Efeitos micrometeorológicos de quebra-ventos.....  | 139        |
| 10.5.2 Relações entre quebra-ventos, conservação de umidade, crescimento de plantas e produção..... | 139        |
| 10.5.3 Velocidade do vento e turbulência nas áreas abrigadas do vento.....                          | 140        |
| 10.5.4 Tipos de quebra- ventos .....  | 140        |
| 10.6 Variação na velocidade do vento .....  | 141        |
| 10.6.1 Variação diária .....  | 141        |
| 10.6.2 Variação anual.....  | 141        |
| 10.7 Rajadas de vento .....   | 142        |
| 10.7.1 Escala de Beaufort .....   | 142        |
| 10.7.2 Outras escalas.....  | 144        |
| <b>11 PRECIPITAÇÃO.....</b>   | <b>146</b> |
| 11.1 Introdução .....   | 146        |

---

|           |  |            |
|-----------|--|------------|
| 11.2      | Formação de nuvens e precipitação .....                                  | 146        |
| 11.3      | Formas de precipitação .....   | 147        |
| 11.4      | Tipos de chuvas quanto à origem.....                                     | 147        |
| 11.4.1    | Chuvas frontais .....  | 147        |
| 11.4.2    | Chuvas orográficas ou de relevo .....                                    | 149        |
| 11.4.3    | Chuvas convectivas ou de verão .....                                     | 149        |
| 11.5      | Tipos de chuva quanto à intensidade .....                                | 149        |
| 11.5.1    | Chuvas intensas.....   | 150        |
| 11.5.2    | Chuvas leves .....   | 150        |
| 11.6      | Chuva artificial.....  | 151        |
| <b>12</b> | <b>GEADA E PLANTAS CULTIVADAS .....</b>                                  | <b>152</b> |
| 12.1      | Definições e formas de geadas.....                                       | 152        |
| 12.2      | Causas do resfriamento noturno.....                                      | 154        |
| 12.3      | Efeito da geada na planta .....  | 154        |
| 12.4      | Resistência das plantas à geada.....                                     | 155        |
| 12.5      | Previsão de geadas .....   | 155        |
| 12.5.1    | Utilização do Pagoscópio.....  | 156        |
| 12.5.2    | Acompanhamento da temperatura noturna .....                              | 156        |
| 12.6      | Combate à geadas.....  | 157        |
| 12.6.1    | Medidas Preventivas .....  | 157        |
| 12.6.2    | Combate direto à geadas .....  | 158        |
| <b>13</b> | <b>ZONEAMENTO AGROCLIMÁTICO .....</b>                                    | <b>161</b> |
| 13.1      | Introdução .....   | 161        |
| 13.2      | Metodologia para elaboração do zoneamento agroclimático.....             | 162        |
| 13.3      | Zoneamento agroclimático e sua relação com o melhoramento genético ..... | 162        |
| 13.4      | Exigências climáticas de algumas culturas agrícolas.....                 | 164        |
| 13.4.1    | Cultura do arroz .....   | 164        |
| 13.4.2    | Cultura do feijão.....   | 165        |
| 13.4.3    | Cultura do milho .....   | 166        |
| 13.4.4    | Cultura da soja (Glycine max L., Merrill).....                           | 169        |
| 13.4.5    | Cultura do café.....   | 169        |
| 13.4.6    | Frutíferas temperadas.....   | 172        |
| 13.4.7    | Frutíferas tropicais .....   | 172        |
| 13.5      | Relação entre o clima e a produção animal.....                           | 174        |
| 13.5.1    | Produção de leite.....   | 175        |
| <b>14</b> | <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>                                   | <b>178</b> |

# AGROMETEOROLOGIA

Luiz Gonsaga de Carvalho<sup>1</sup>  
Antônio Augusto Aguilar Dantas<sup>2</sup>  
Pedro Castro Neto<sup>3</sup>

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 Meteorologia, climatologia e agrometeorologia

A **meteorologia** é definida como a ciência que estuda a atmosfera e seus fenômenos, e a **climatologia** é o estudo científico do clima. O meteorologista e o climatologista, contudo, diferem significativamente em sua metodologia de trabalho; enquanto o meteorologista aplica as leis da física clássica e as técnicas matemáticas no estudo dos fenômenos atmosféricos, o climatologista utiliza técnicas estatísticas para inferir informações a respeito do clima. O meteorologista estuda o tempo e o climatologista estuda o clima. Porém, a climatologia está baseada na meteorologia existindo, portanto uma relação estreita entre estas duas ciências.

A **agrometeorologia** (ou meteorologia agrícola) é considerada como sendo o estudo das condições atmosféricas e suas consequências no ambiente rural. Tem a sua principal aplicação no planejamento e a na tomada de decisões em uma propriedade agrícola, seja na produção animal ou vegetal, sendo ferramenta indispensável no processo produtivo agropecuário.

### 1.2 Tempo e clima

Em meteorologia é feita uma distinção entre o tempo e o clima. O **tempo** é o estado da atmosfera em um determinado momento e lugar ou é o estado da atmosfera com relação aos seus efeitos sobre a vida e as atividades humanas. Por outro lado, o **clima** é a síntese do tempo num determinado lugar para um determinado período cronológico. O clima, se refere às características da atmosfera inferidas de observações contínuas durante um longo período como, por exemplo, 30 anos como é o caso das normais climatológicas. É o conjunto de fenômenos meteorológicos que determinam o estado médio da atmosfera em determinada região ou local. O clima abrange um maior número de dados que as condições do tempo para uma determinada área. Ele inclui considerações dos desvios em relação às médias, variabilidade, condições extremas e frequência de ocorrência de determinada

---

<sup>1</sup> Professor D.S. Adjunto IV – Engenheiro Agrícola – Setor de Agrometeorologia e Climatologia – Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras/UFLA – Cx. P. 3037 – 37200-000 – Lavras, MG – lgonsaga@deg.ufla.br.

<sup>2</sup> Professor D.S. Associado II – Habilitado em Técnicas Agropecuárias – Setor de Agrometeorologia e Climatologia – Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras/UFLA – Cx. P. 3037 – 37200-000 – Lavras, MG – aadantas@deg.ufla.br.

<sup>3</sup> Professor D.S. Titular – Engenheiro Agrônomo – Setor de Agrometeorologia e Climatologia – Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras/UFLA – Cx. P. 3037 – 37200-000 – Lavras, MG – pedrocn@deg.ufla.br.

condição de tempo. Assim, o clima representa uma generalização, enquanto o tempo lida com eventos específicos.

### 1.3 Fatores e elementos climáticos

Os **elementos** são aquelas grandezas meteorológicas que comunicam ao meio atmosférico suas propriedades características e peculiaridades. Os principais elementos são: temperatura, umidade, precipitação pluvial (chuva), vento, nebulosidade, pressão atmosférica, etc. Os elementos climáticos variam na escala temporal e espacial e são influenciados por certos fatores, chamados **fatores climáticos**, que são os agentes causais que condicionam os elementos climáticos. Rigorosamente, uma distinção entre fator e elemento é, em muitos casos, artificial, por exemplo, a radiação pode ser um fator que promove variações das condições atmosféricas, mas considerando-a isoladamente é também um elemento climático, dependente da latitude, altitude e época do ano.

Em escala global, os fatores físicos capazes de modificar o clima podem ser classificados como externos e internos. Destacam-se os seguintes fatores externos:

- Flutuação na quantidade de energia solar emitida;
- Variações na órbita terrestre e no eixo de rotação;
- Aumento ou diminuição do dióxido de carbono atmosférico;
- Variações na quantidade de poeiras atmosféricas;
- Modificações nas características da superfície dos continentes e dos oceanos.

Em escala regional ou local, outros fatores podem ser acrescentados: altitude, relevo, presença do mar (maritimidade), continentalidade, latitude, tipo de solo, rotação da Terra, estações do ano, vegetação, corrente oceânicas, etc.

### 1.4 Escala espacial dos fenômenos atmosféricos

As ocorrências dos fenômenos atmosféricos podem ser separadas em três grandes categorias, ou seja, macro, meso e microescala.

A **macroescala** trata dos fenômenos em escala regional ou geográfica, que caracteriza o clima de grandes áreas pelos fatores geográficos (altitude, latitude, etc.). Esta escala é a que deve ser focalizada quando se discute mudanças climáticas. Ex.: Clima do Sul do Estado de Minas Gerais.

**Mesoescala**, refere-se aos fenômenos em escala local, em que a topografia condiciona o (topo ou meso) clima pelas condições do relevo local. A exposição do local (definida pelas coordenadas celestes: N, S, E ou W), a configuração (vale, espigão, encosta) e a inclinação do terreno determinam o clima local. Ex.: Clima da região de Lavras-MG.

A **microescala** é aquela que condiciona o clima em pequena escala (microclima), sendo função do tipo de cobertura do terreno (solo nu, gramado, floresta, cultura rasteira, represa, etc.) que determina o balanço local de energia. O fator principal é a cobertura do terreno e cada tipo de cobertura tem influência própria sobre o microclima. Ex.: Clima sobre uma floresta.

## 2 OBSERVAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE

### 2.1 Introdução

Desde os tempos mais remotos, o homem tem se preocupado em observar os diferentes elementos do clima, como a precipitação, temperatura e umidade, entre outros.

O estabelecimento de modelos que regem as variações nas condições do tempo e do clima dependem de extensa e frequente exploração da atmosfera, sendo parte das observações junto à superfície.

Uma estação meteorológica é a unidade básica de uma rede de serviços. São montadas de acordo com os mesmos padrões, entre outros, em lugar sem sombras, gramado, com amplos horizontes, principalmente à leste e oeste da estação.

Para a atividade agrícola, o conhecimento do comportamento do clima de uma região é fundamental, contribuindo para uma maior e melhor produção. É também uma ferramenta indispensável na pesquisa, tanto para definir como para interpretar os resultados dos experimentos, bem como para aplicar os resultados.

A confiabilidade dos dados meteorológicos depende do interesse e da preparação do observador, da continuidade da coleta de dados e o cuidado na manutenção dos equipamentos.

A rede de estações climatológicas de superfície cobrindo um determinado território é composta por Estações Climatológicas Principais, que são aquelas que medem todos os elementos meteorológicos que estão ocorrendo naquele momento na atmosfera, determinando o **tempo**, permitindo assim os estudos meteorológicos e climatológicos, caso contrário, são chamadas de Estações Ordinárias.

A seguir, será descrita uma Estação Climatológica Principal com seu instrumental característico. Tal escolha deve-se à classificação da estação existente no campus da Universidade Federal de Lavras.

### 2.2 Padrão de Leitura

A maior rede de observações meteorológicas no Brasil está sob a responsabilidade do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), fazendo parte da estrutura da Organização Meteorológica Mundial (OMM). Entretanto, existem ainda outras redes, tal como a rede de plataformas de coleta automática de dados (PCD's) do INPE. A OMM é um órgão da ONU (Organização das Nações Unidas), que coordena mundialmente todas as atividades meteorológicas de caráter operacional, bem como os programas de pesquisa de interesse global.

A OMM preconiza que as observações meteorológicas sejam realizadas em pelo menos três dos seguintes horários: 6, 12, 18 e 24 horas do “Tempo Médio de Greenwich” (TMG) ou (UTC) do termo em inglês “Coordinated Universal Time”, podendo descartar um horário conforme a conveniência local. Normalmente, o horário descartado está entre 24 e 6 horas do horário civil local. O objetivo é de que em cada horário sejam feitas leituras simultâneas em toda a superfície do globo terrestre. Como Lavras se encontra a uma longitude de 45° 00' W, ou seja à 45° 00' a oeste de Greenwich (meridiano referencial) e o planeta Terra completa um giro de 360° a cada 24 horas (movimento de rotação – oeste para leste), ou seja 15° por hora, isso evidencia que o fuso horário de Lavras possui um atraso de 3 horas (45°/15°/hora), sendo, portanto, 3, 9, 15 e 21 h, os correspondentes horários de leituras para Lavras. Por questões de facilidade operacional descarta-se o horário de 3 h.

Os dados coletados são anotados em cadernetas próprias, codificados e enviados para o 5º Distrito de Meteorologia, localizado em Belo Horizonte-MG, que recebe os dados de todas as estações do Estado de Minas Gerais. Os dados são então enviados para o Centro Coletor situado no Rio de Janeiro e daí enviados para a sede do INMET, em Brasília-DF.

O Centro Regional de Brasília recebe os dados de todo o país e dos países da América do Sul, comunicando-os com o Centro Mundial localizado em Washington.

Os dados coletados na Estação Climatológica Principal (ECP) de Lavras seguem ainda em formulários próprios para o Setor de Agrometeorologia e Climatologia do DEG/UFLA, alimentando o banco de dados para uso da Universidade.

### **2.3 A Estação Climatológica Principal de Lavras**

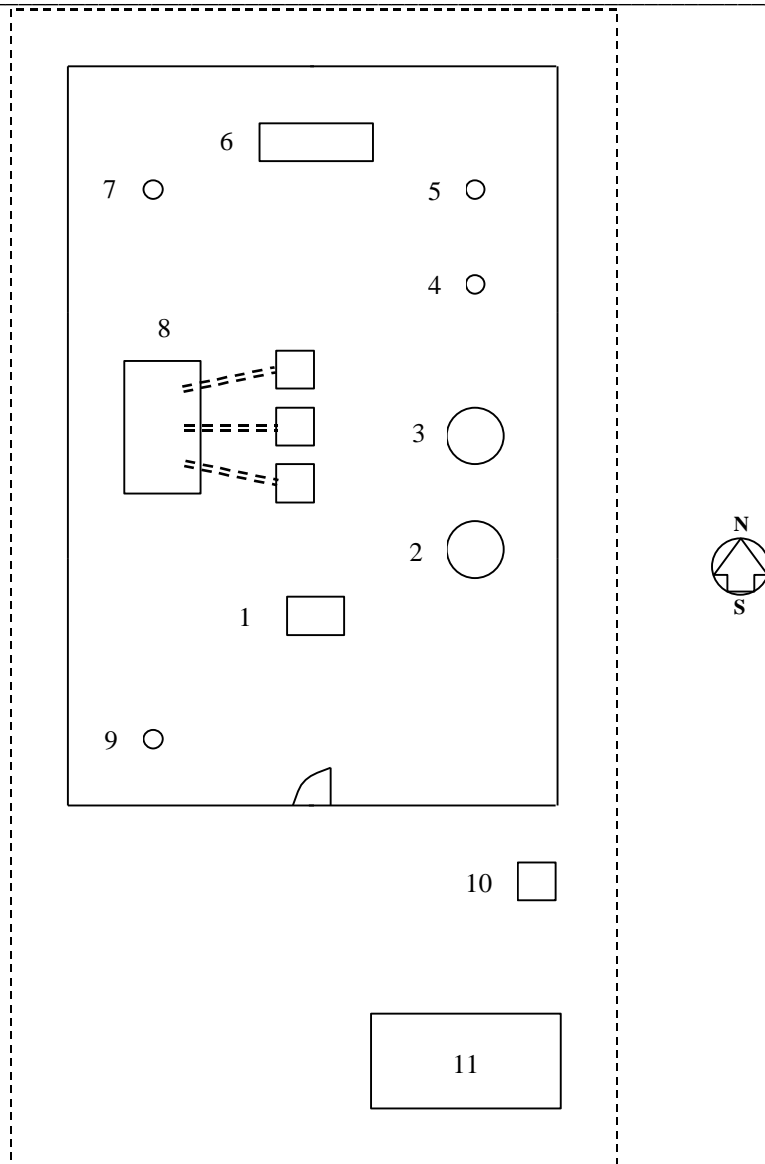
A ECP de Lavras está instalada nas coordenadas de 21° 14' de latitude Sul, 45° 00' de longitude oeste e 918,841 m de altitude, com composição, segundo o esquema a seguir.

A ECP, em dimensões de 12 x 18 metros, deve estar localizada em terreno gramado, incluindo uma faixa de grama fora dos limites da própria estação.

O terreno deve ser plano, em local elevado, e que permita uma visão ampla do horizonte, principalmente na direção leste-oeste. A superfície do solo é coberta com uma vegetação densa e rasteira, sendo a “grama Batatais” a mais utilizada.

O maior lado deverá estar alinhado na direção N-S verdadeira, sendo a disposição dos instrumentos padronizados de forma a evitar o sombreamento de um instrumento por outro. A padronização a nível mundial é importante para que se possa comparar dados e resultados de pesquisas obtidos nos diferentes locais do planeta.

A estação deve estar cercada com tela de arame galvanizado de malha larga e altura de 1,5 m, tendo o portão de acesso voltado para o polo do hemisfério no qual está instalada a mesma (Sul no caso de Lavras). Toda a parte estrutural da estação é pintada com tinta branca.



Esquema de uma Estação Climatológica Principal destacando a disposição dos instrumentos

No caso de instalação de uma nova estação, além dos pontos já mencionados, deve-se atentar para a facilidade de acesso pelo observador, bem como a disponibilidade de água e energia elétrica.

Logo na entrada da ECP, está localizado o abrigo para instrumentos meteorológicos (1), construído de madeira, com venezianas duplas, teto duplo, pintado de branco para evitar absorção de radiação solar. A base e as laterais e porta são construídas com venezianas, propiciando um movimento vertical do ar, assegurando que o volume de ar encerrado dentro do abrigo seja representativo da atmosfera circundante. O abrigo tem a finalidade de preservar os elementos sensíveis dos aparelhos nele instalados, livre de raios solares diretos ou refletidos, de chuva e ventos fortes, permitindo medir os elementos do ar.



Estação Climatológica Principal de Lavras-MG



Abrigo meteorológico

A seguir, a ECP será descrita segundo os tipos de observações, em aparelhos de leitura direta, em aparelhos registradores e observações visuais.

### 2.3.1 Observações em aparelhos de leitura direta

#### 2.3.1.1 Termômetro de máxima

É um termômetro de mercúrio (elemento sensor) instalado na posição horizontal com pequena inclinação a favor do bulbo, no interior do abrigo (1). Possui um estrangulamento na base do capilar, de tal forma que o mercúrio consiga vencê-la quando se dilata pelo aumento da temperatura, mas não consegue retornar ao bulbo quando a temperatura diminui, assim, a coluna de mercúrio permanece indicando o ponto máximo alcançado, ou seja, a temperatura máxima. Como a temperatura máxima ocorre, em geral, entre 14 e 16 horas, a leitura será feita à noite (21 h). Após a leitura o termômetro deve ser convenientemente “sacudido” pelo operador para que o mercúrio retorne ao bulbo, ao nível da temperatura ambiente.

#### 2.3.1.2 Termômetro de mínima

Tem como elemento sensor o álcool, possuindo um pequeno bastão de vidro (lembra um pequeno alfinete) na coluna capilar, dentro do álcool. O termômetro fica instalado no abrigo (1), na posição horizontal. Quando o álcool se contrai com o abaixamento da temperatura, estando o bastão de

vidro encostado no menisco (interface álcool-ar), este (o bastão) é arrastado na direção do bulbo do termômetro pelo efeito da tensão superficial. Quando o álcool se dilata pelo aumento da temperatura, o bastão permanece agora imóvel, marcando a menor temperatura ocorrida no período.

Após a leitura, que é realizada às 9 h, o termômetro deverá ser inclinado com o bulbo para cima para que o bastão permaneça junto ao menisco. Mesmo procedimento deve ser realizado na leitura das 15 h para assegurar que a leitura da mínima da próxima noite, não seja perdida. A leitura da temperatura mínima deve ser feita, portanto, sempre no bastão de vidro no lado oposto ao bulbo do termômetro.



Termômetro de máxima (superior) e termômetro de mínima (inferior)

Além do termômetro da temperatura mínima do ar, em muitas estações pode ser encontrado também o termômetro da temperatura mínima de relva. Este termômetro, com o mesmo princípio de funcionamento do anteriormente citado é colocado a cerca de 5 cm da superfície gramada apoiada em um suporte. Como a temperatura mínima de relva sempre ocorre pela madrugada ou nas primeiras horas da manhã, normalmente, este termômetro é recolhido pela manhã para não sofrer danos por dilatação, em razão dos raios solares. Ainda é colocado em algum ponto da estação protegido da incidência direta dos raios solares da manhã. Esse ponto pode ser ao lado do tanque classe A.



Termômetro de temperatura mínima de relva

### 2.3.1.3 Psicrômetro

É um conjunto de dois termômetros de mercúrio, simples (sem estrangulamento) instalados no abrigo (1), na posição vertical, sendo que um dos termômetros tem o seu bulbo envolto por uma “gase” ou cardaço de algodão, cuja outra extremidade se encontra em um recipiente contendo água, de tal forma que, em razão da ascensão capilar da água, o bulbo é mantido sempre úmido. Esse termômetro é denominado termômetro de bulbo úmido e o outro termômetro de bulbo seco.

Estando o ar não saturado, ocorrerá evaporação de água a partir do bulbo úmido. Como a evaporação é um processo que consome energia ( $\cong 580 \text{ cal g}^{-1}$  ou  $2450 \text{ J g}^{-1}$ ), esta energia será retirada do sistema onde está o bulbo, fazendo com que o termômetro apresente temperatura menor que o termômetro de bulbo seco. Essa diferença psicrométrica será tanto maior quanto menor for a umidade relativa do ar. Assim, a leitura do psicrômetro nos dá condições para quantificarmos o vapor d’água presente na atmosfera. As leituras são realizadas nos três horários diários.



Psicrômetro

### 2.3.1.4 Evaporímetro de Pichê

É constituído de um tubo de vidro, fechado na extremidade superior, com cerca de 30 cm de comprimento e 1,5 cm de diâmetro, instalado dependurado dentro do abrigo (1) e com a extremidade inferior tampada por um disco de papel de filtro fixado por uma presilha. O tubo é graduado em mm, de tal forma que a água evaporada a partir do papel de filtro poderá ser medida pela diferença de leitura de um dia para outro. Mede a evaporação da água à sombra, ou também, o chamado poder evaporante do ar à sombra. As leituras são realizadas às 9 h e a quantidade de água evaporada é determinada pela diferença entre duas leituras consecutivas.

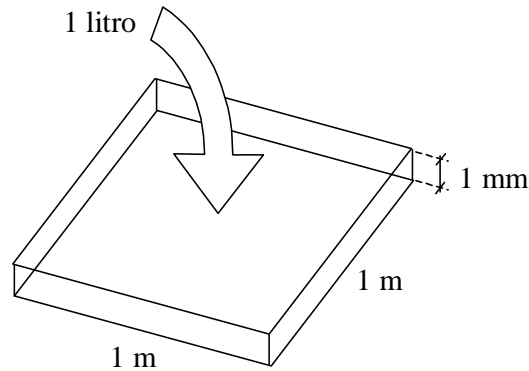


Evaporímetro de Pichê

### 2.3.1.5 Tanque Classe A

É um tanque de aço inoxidável de chapa galvanizada, com dimensões aproximadas de 25 cm de altura e 1,20 m de diâmetro, instalado sobre um estrado de madeira com 15 cm de altura (2 no esquema). O tanque recebe água até cerca de 5 a 7 cm da borda superior. Possui ainda um poço tranquilizador e um micrômetro de gancho para se efetuar as leituras do nível de água. A leitura é realizada às 9 h e a evaporação calculada em altura de lâmina d'água (mm) por diferença entre duas leituras consecutivas ( $\text{mm em altura de lâmina d'água} = L \text{ m}^{-2}$ )<sup>(\*)</sup>. Normalmente, é instalado ao lado do tanque Classe A um anemômetro totalizador de canecas, a 0,5 m acima do solo e um termômetro de máxima e mínima (tipo U), flutuando dentro do tanque. É comum também, a utilização de um segundo tanque (3 no esquema) para completar a água ao primeiro nas mesmas condições térmicas quando for o caso.

<sup>(\*)</sup> *Altura de lâmina d'água é normalmente expressa em mm. É a unidade mais usual para expressar a quantidade de água precipitada, armazenada e, ou evaporada no sistema solo-planta-atmosfera. 1 mm equivale a altura formada de lâmina d'água ao despejar 1 litro de água sobre uma superfície impermeável de 1 m<sup>2</sup>.*



Evaporímetro - Tanque Classe A

### 2.3.1.6 Pluviômetro

Consiste em uma superfície de captação da água da chuva com área conhecida, semelhante a um funil, com recipiente para armazenamento e torneira para esgotar e medir a água armazenada. A área de coleta deve ficar a mais ou menos 1,5 m acima da superfície, localizado no ponto (4) do esquema da ECP.

Expressando o volume (V) da água da chuva em litro e a área de coleta (A) em m<sup>2</sup>, tem-se que, a altura de lâmina d'água (h) formada será:

$$V = A \times h \quad \therefore \quad h(\text{mm}) = \frac{V(\text{litro})}{A(\text{m}^2)}$$

A medição pode ser feita com a utilização de uma proveta graduada de acordo com a área de coleta, ou fazendo-se a devida transformação para que o resultado seja expresso em mm ou L m<sup>-2</sup>. A precipitação pluvial do dia advém do total acumulado pelas três leituras efetuadas durante o dia.



Pluviômetro

### 2.3.1.7 Bateria de Geotermômetros

Com a finalidade de medir a temperatura do solo nas profundidades de 2, 5, 10, 20, 30 e 50 cm e, também, costuma existir outro termômetro a 100 cm de profundidade. São termômetros de mercúrio instalados em solo nu (posição 6 da ECP), dispostos no sentido oeste-leste da menor para a maior profundidade. As leituras são realizadas nos três horários.



Bateria de geotermômetros

### 2.3.1.8 Bateria de Evapotranspirômetros

Também chamado de lisímetro de drenagem, é constituída de 3 caixas de cimento amianto enterradas ao solo, com pelo menos 0,54 m<sup>2</sup> de área, cada uma com um tubo de drenagem conduzindo a um fosso de observação. A caixa é preenchida inicialmente com brita, areia grossa e com o solo representativo do local. Na superfície, deve ser plantada grama, assim como em toda a estação. No Brasil, é bastante comum a utilização da “grama Batatais” (*Paspalum notatum* Flugge). A medida da

evapotranspiração se dá pelo balanço entre a água fornecida por irrigação e drenagem, dado em altura de lâmina d'água (mm). Está localizada na posição 8 da ECP. A operação é realizada diariamente às 9 h para obtenção da ET.



Bateria de evapotranspirômetros

### 2.3.1.9 Catavento de Wild

Esse instrumento mede a direção e a força do vento. A força do vento é dado pelo ângulo de deflexão que a placa retangular móvel forma com a vertical, quando voltada para a direção do vento. A leitura da força do vento é feita sobre uma escala formada por sete pinos colocados sobre um arco de metal. Os valores de força do vento podem ser transformados em velocidade instantânea do vento, a partir da seguinte relação:

| Pino n.º                               | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6  | 7  | 8  |
|--|---|---|---|---|---|----|----|----|
| Velocidade (m s <sup>-1</sup> )        | 0 | 2 | 4 | 6 | 8 | 11 | 14 | 20 |
| Força do vento<br>(escala de Beaufort) | 0 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6  | 7  | 9  |



Catavento de Wild

### 2.3.1.10 Barômetro de mercúrio

Mede a pressão atmosférica, localizado no escritório (10) da ECP. Utiliza o princípio de Torricelli, com valor expresso em mmHg ou mb. Nesse instrumento, realizam-se as leituras, diariamente, durante os três horários.



Barômetro de mercúrio

### 2.3.2 Observações em aparelhos registradores

A maioria dos aparelhos registradores apresenta um tambor para colocação do diagrama, equipado com mecanismo de relojoaria, de tal forma que faça um ciclo por semana (mais comum), ou por dia.

#### 2.3.2.1 Termohigrógrafo

Destinado a registrar continuamente a temperatura e umidade relativa do ar, estando localizado no abrigo (1). O sensor de temperatura é formado por uma “placa bimetálica” cuja contração ou dilatação, em razão da variação da temperatura é transferida para uma pena por meio de um sistema de alavancas. O sensor de umidade relativa é um feixe de fios de cabelo humano. Estes fios de cabelo em equilíbrio com a umidade do ar, contraem quando o ar está relativamente seco e expande quando úmido e, assim, esta movimentação (expansão/contração) é transferida para uma pena por um sistema de alavancas. As penas, as quais contêm tinta em sua extremidade, registram sobre o termohigrograma as variações correspondentes de temperatura e umidade relativa. O termohigrograma completa um ciclo após uma semana, ao final da qual é substituído, normalmente, às segundas-feiras às 9 h.



Termohigrógrafo

### 2.3.2.2 Pluviógrafo

É localizado na posição (5) da ECP. A água da chuva é coletada e transferida para um recipiente que, ficando mais “pesado”, movimentará a pena, registrando, além da quantidade, a intensidade e duração (início e término) da chuva. Quando o recipiente enche, será esgotado automaticamente por uma mecanismo de sifão. No caso, o papel gráfico (pluviograma), desde que haja ocorrência de chuvas, é substituído diariamente às 9 h.



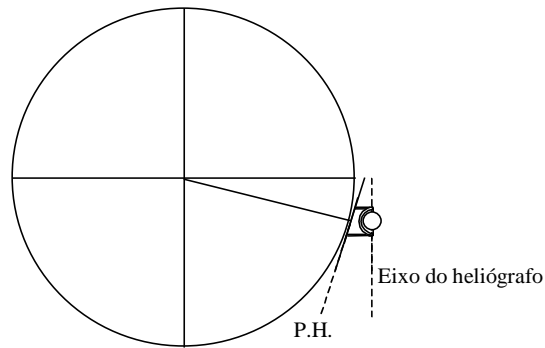
Pluviógrafo

### 2.3.2.3 Heliógrafo

Localizado na posição 7, não usa tambor de relojoaria, tendo por finalidade o registro da insolação (brilho solar ou número de horas de sol sem nuvens durante o dia). Possui uma lente esférica que concentra os raios solares em um ponto diametralmente oposto, queimando uma fita caso não existam nuvens à frente do sol. É instalado acerca de 1,80 m da superfície e de tal forma que seu eixo fique paralelo ao eixo terrestre. Para tanto, basta alinhar o eixo do aparelho com a direção N-S verdadeira e colocá-lo inclinado para o hemisfério oposto ao do local (Norte para Lavras) com a abertura angular ao plano do horizonte, voltada para o Sul, igual à latitude do local ( $21^{\circ} 14'$  para o caso de Lavras) conforme o esquema a seguir. A fita gráfica (heliograma) é substituída diariamente às 21 h.



Heliógrafo



#### 2.3.2.4 Anemógrafo Universal

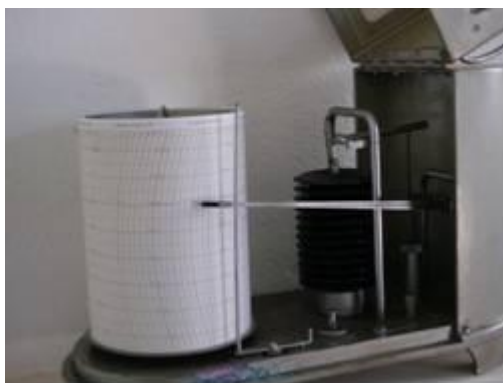
Instalado na posição (9), tem a finalidade de registrar a direção do vento por meio de uma seta ou veleta (apontando para o local de onde vem o vento) e a velocidade do vento, durante todo o dia, por meio das três conchas. Registra-se também a velocidade instantânea ou rajada de vento, pelo princípio do tubo de Venturi, localizado no eixo da seta. Os sensores estão a 10 m de altura da superfície. O gráfico (anemograma) é substituído semanalmente, normalmente às segundas-feiras às 9 h.



Anemógrafo Universal

#### 2.3.2.5 Barógrafo aneróide

É localizado no interior do escritório (10). O sensor é composto por anéis sobrepostos, que são cápsulas metálicas de parede flexível. A movimentação se dá em função do equilíbrio da pressão interna e externa da cápsula, a qual é transferida para o diagrama por um sistema de alavancas. No caso, o barograma, também é normalmente substituído às segundas-feiras às 9 h.



Barógrafo aneróide

### 2.3.3 Observações visuais

Além das observações com o auxílio de aparelhos, algumas dependem unicamente do observador, como:

- 1- Visibilidade;
- 2- Nebulosidade;
- 3- Ocorrências diversas, como granizo, saraiva, geadas, entre outras;
- 4- Tipos de nuvens.

Deve-se notar que vários outros aparelhos podem ser instalados em uma ECP, como por exemplo, aparelhos para medida da radiação solar.

## 3 O VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA

### 3.1 Introdução

A Terra acha-se eternamente envolvida por uma capa ou camada gasosa, chamada atmosfera, que constitui uma parte integrante e essencial da própria terra.

A atmosfera se estende por centenas de quilômetros acima da superfície do globo terrestre, porém, não é possível a determinação de um limite fixo. As determinações dos limites superiores da atmosfera são feitas de maneira indireta, por meio do estudo de alguns fenômenos, como meteoros, auroras, som, reflexão de luz e ondas de rádio, por meio de observações obtidas por aeronaves, balões meteorológicos e satélites.

De acordo com suas propriedades, a atmosfera pode ser dividida, na forma mais simples, em quatro grandes camadas, denominadas, à medida que se afasta da terra, de **troposfera**, **estratosfera**, **mesosfera** e **termosfera**.

A **troposfera** se estende desde o nível do mar até uma altitude que varia com a latitude e com a época do ano, com média em torno de 11 km. Dentro da troposfera tem-se, nos primeiros 4 km, a zona das perturbações, onde ocorre a formação de quase todos os fenômenos que influenciam diretamente a vida na terra, como nuvens, neve, granizo, chuva, ventos, furacões, etc. Acima de 4 km tem-se a zona dos cirrus, assim chamada porque nela se encontram quase que exclusivamente nuvens desse gênero, formadas por cristais de gelo, e o ar se move com preferência no sentido vertical. O gradiente médio de temperatura na troposfera é da ordem de 6,5 °C/km.

A **estratosfera** se inicia a partir de 11 km de altura, e se estende até mais ou menos 50 km. Sua composição química difere na proporção de ozônio que apresenta grandes concentrações entre 20 e 30 km. O ozônio tem grande interesse biológico, pois absorve a radiação ultravioleta, que é letal para os seres vivos, e também atua no equilíbrio térmico da atmosfera inferior, por ser opaco à radiação térmica (ondas longas).

A partir de 50 km, inicia-se a **mesosfera**. Semelhante à troposfera, a temperatura decresce a uma taxa de 3,5 °C/km, atingindo no topo da camada, 80 km de altitude, o valor mais baixo de toda a atmosfera, em média 90 °C negativos.

A **termosfera** inicia-se a partir de 90 km de altitude e estende-se por centenas de quilômetros, sendo seu limite superior considerado como o “topo da atmosfera”, a cerca de 1.000 km de altitude. Dentro da termosfera, em seus primeiros quilômetros, encontra-se uma camada com propriedades peculiares a **ionosfera**, caracterizada por presença de partículas carregadas eletricamente e pela baixa densidade do ar, com pressão próxima de zero. Átomos e moléculas ionizadas refletem e devolvem para a terra as ondas de rádio, permitindo que sejam captadas a grandes distâncias na superfície.

Por último, a partir dos 1100 km, se encontra a **exosfera**, com presença de partículas bastante distanciadas uma das outras.

O ar seco e puro ao nível do mar, é uma mistura de vários gases, sendo que o nitrogênio e oxigênio ocupam cerca de 99% do total, em volume. A composição da atmosfera sofre mudanças com a altitude, a qual pode ser considerada desprezível na troposfera.

Além do ar seco e puro, a atmosfera terrestre apresenta uma proporção variável de vapor d'água, cuja variação promove grandes modificações na superfície da terra, influenciando diretamente os seres vivos na terra. Existe ainda uma quantidade variável de poeiras atmosféricas, formadas por partículas de solo, material orgânico, grãos de pólen, poeiras vulcânicas, poluentes industriais e outros materiais. As poeiras atmosféricas podem influenciar, inclusive, na temperatura da superfície da terra,

uma vez que poderá provocar a reflexão da radiação solar antes que a mesma atinja a superfície da terra.

A atmosfera terrestre é constituída por uma mistura de gases, sendo que a maioria deles apresenta proporções praticamente fixas,  $N_2$  ( $\pm 78\%$ ),  $O_2$  ( $\pm 21\%$ ),  $H_2$ , e outros, como o vapor d'água e o dióxido de carbono, apresentam proporções variáveis.

A tabela a seguir complementa a composição média geral da atmosfera, em percentagem por volume:

| Componente      | Porcentagem<br>com base em volume<br>% |
|-----------------|--|
| Nitrogênio      | 78,03                                  |
| Oxigênio        | 20,99                                  |
| Argônio         | 0,9323                                 |
| CO <sub>2</sub> | 0,03                                   |
| Hidrogênio      | 0,01                                   |
| Neônio          | 0,0018                                 |
| Hélio           | 0,0005                                 |
| Criptônio       | 0,0001                                 |
| Xenônio         | $9 \times 10^{-6}$                     |
| Ozônio          | $1 \times 10^{-6}$                     |
| Outros          | ----                                   |

A variação na proporção do vapor d'água na atmosfera ocorre, em razão das alterações na temperatura, maior ou menor presença de fontes de vapor d'água, além de outras. Para o meteorologista, o vapor d'água é simplesmente o constituinte mais importante da atmosfera.

A presença de vapor d'água na baixa atmosfera terrestre, medida em percentagem com base em volume, varia desde praticamente 0% nos desertos quentes, onde, praticamente, não existe a presença de água, e nas regiões polares, onde a temperatura é muito baixa e o ar tem reduzida capacidade de reter água na forma de vapor, até um máximo de 5 a 6% em regiões muito quentes e úmidas, podendo-se considerar um valor médio entre 2 e 3%.

O vapor d'água atua como um termorregulador da atmosfera terrestre, atenuando variações acentuadas na temperatura do ar, sendo também o **principal absorvente seletivo da radiação solar**.

A passagem da água da fase líquida para a fase de vapor (evaporação) é um processo que consome energia na ordem de  $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$  (calor latente de evaporação) a qual será cedida novamente ao ambiente durante o processo de condensação desse vapor. Quando a água se congela, são liberados cerca de  $0,335 \text{ MJ kg}^{-1}$  (calor latente de fusão) e a mesma quantidade de energia, por consequência, é necessária para derreter o gelo ou a neve. Assim, os processos de consumo e liberação de energia nas mudanças de fase da água promovem mecanismos de transporte de grande quantidade de calor da e para a superfície da terra.

A variação na pequena quantidade de vapor d'água presente na atmosfera interfere diretamente na vida na superfície da terra, sendo, portanto, de grande importância a sua quantificação.

### 3.2 A quantificação do vapor d'água na atmosfera

Para que seja possível quantificar os componentes de uma mistura de gases, torna-se necessário rever a Lei das Pressões Parciais de Dalton, cujo enunciado estabelece:

“A pressão **P**, exercida por uma mistura de gases perfeitos em um dado volume **V**, a uma temperatura absoluta **T**, é igual à soma das pressões parciais **P<sub>i</sub>** que podem ser exercidas por cada gás, se ele ocupar sozinho o mesmo volume **V** na mesma temperatura absoluta **T**”.

A Equação Universal dos Gases estabelece:

$$PV = nRT \quad (1)$$

que, escrita para uma mistura de gases perfeitos, passa a ser:

$$(P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n)V = (n_1 + n_2 + n_3 + \dots + n_n)RT \quad (2)$$

em que,

$n_i$  - o número de moles de cada um dos gases;

R - constante universal dos gases:  $8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ;  
 $625 \times 10^{-4} \text{ mmHg m}^3 \text{ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ;  
 $8,2234 \times 10^{-3} \text{ kPa m}^3 \text{ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

O ar úmido se comporta aproximadamente como um gás ideal, obedecendo então à lei de Dalton. Assim,

$$P_{\text{atm}} = P_{\text{ar}} + e_a \quad (3)$$

em que,

$P_{\text{atm}}$  - pressão atmosférica (kPa);

$P_{\text{ar}}$  - pressão parcial do ar seco (kPa);

$e_a$  - pressão parcial do vapor d'água (kPa).

Se a pressão atmosférica do local de trabalho não é conhecida, o seu valor aproximado, em kPa, poderá ser obtido pela seguinte equação:

$$P_{\text{atm}} = 101,325 \cdot e_a^{(-0,0001184 \text{Alt})} \quad \text{ou} \quad P_{\text{atm}} = 101,3 \cdot \left( \frac{293 - 0,0065 \cdot \text{Alt}}{293} \right)^{5,26} \quad (4)$$

Sendo **Alt** a altitude do local, em metros e frações.

#### 3.2.1 Umidade atual

Apresentada a lei de Dalton e a equação universal dos gases, pode-se agora definir as propriedades psicrométricas, sendo a primeira delas a umidade atual ( $U_a$ ). A umidade atual é definida

como sendo a relação entre a massa de vapor d'água existente em uma amostra de ar úmido ( $m_v$ ) e o volume total da mistura ( $V$ ):

$$U_a = \frac{m_v}{V} \quad (5)$$

Considerando-se, então, a validade da equação universal dos gases para uma mistura de gases perfeitos e, considerando-se o vapor d'água na atmosfera como um gás perfeito, pode-se escrever a equação (2) apenas para o vapor d'água presente na atmosfera, tomando a seguinte forma:

$$e_a.V = n_v.R.T \quad (6)$$

Sendo  $n_v = m_v/M_v$ , onde  $M_v$  é a massa molecular da água ( $0,018016 \text{ kg mol}^{-1}$ ), a equação (6) toma a seguinte forma:

$$e_a.V = \frac{m_v.R.T}{M_v} \quad (7)$$

ou,

$$m_v = \frac{e_a.V.M_v}{R.T} \quad (8)$$

e, seguindo o mesmo raciocínio, tem-se:

$$m_{ar} = \frac{P_{ar}.V.M_{ar}}{R.T} \quad (9)$$

em que,

$m_{ar}$  - massa de ar seco na mistura de ar úmido (kg)

$M_{ar}$  - massa molecular do ar seco ( $0,028966 \text{ kg mol}^{-1}$ )

Da equação (8) obtêm-se,

$$\frac{m_v}{V} = U_a = \frac{e_a.M_v}{R.T} \quad (10)$$

Sendo  $M_v = 0,018016 \text{ kg mol}^{-1}$  e  $R = 8,2234 \times 10^{-3} \text{ kPa m}^3 \text{ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , a equação 10 assume a sua expressão final, sendo:

$$U_a = \frac{2,169.e_a}{T} \quad (11)$$

em que,

$U_a$  - umidade atual,  $\text{kg m}^{-3}$ ;

$e_a$  - pressão parcial (atual) de vapor d'água, kPa;

$T$  - temperatura do ar, K.

**Nota:** a pressão parcial de vapor d'água  $e_a$ , a qual é uma fração da pressão atmosférica, passará de agora em diante ser simplesmente chamada de **pressão atual de vapor d'água**, pois, como será visto

adiante, ainda existe o conceito de pressão de saturação que, por sua vez, também é uma pressão parcial da pressão atmosférica para uma condição de atmosfera saturada por vapor d'água.

Para determinar a pressão atual de vapor d'água, deve-se conhecer a equação psicrométrica, que será vista mais adiante e, por sua vez, há a necessidade do conhecimento do conceito de saturação especificamente para o vapor d'água.

### 3.2.2 Umidade específica

Define-se a umidade específica ( $q$ ) como sendo a relação entre a massa de vapor d'água existente em uma amostra de ar úmido e a massa de ar úmido da mistura (kg de vapor/kg de ar úmido):

$$q = \frac{m_v}{m_{ar} + m_v} \quad (12)$$

Substituindo as equações (8) e (9) em (12), tem-se:

$$q = \frac{\frac{e a \cdot V \cdot M_v}{R \cdot T}}{\frac{P_{ar} \cdot M_{ar} \cdot V}{R \cdot T} + \frac{e a \cdot V \cdot M_v}{R \cdot T}} \quad (13)$$

ou

$$q = \frac{e a \cdot M_v}{P_{ar} \cdot M_{ar} + e a \cdot M_v} \quad (14)$$

Dividindo-se todos os termos por  $M_{ar}$ , e sabendo-se que  $M_v/M_{ar}$  tem valor de, aproximadamente, 0,622 ( $M_v = 18,015 \text{ g mol}^{-1}$  e  $M_{ar} = 28,964 \text{ g mol}^{-1}$ ), encontra-se:

$$q = \frac{0,622 e a}{P_{atm} - e a + 0,622 e a} \quad (15)$$

ou, finalmente,

$$q = \frac{0,622 \cdot e a}{P_{atm} - 0,378 \cdot e a} \quad (16)$$

sendo que  $\text{kg kg}^{-1}$  é a unidade para  $q$ .

### 3.2.3 Razão de mistura

Razão de mistura é definida como a relação entre a massa de vapor d'água existente em uma amostra de ar úmido e a massa de ar seco da mistura (kg de vapor/kg de ar seco):

$$\omega = \frac{m_v}{m_{ar}} \quad (17)$$

Efetando-se os mesmos procedimentos aplicados nas equações (13) a (16), obtêm-se:

$$\omega = \frac{0,622 \cdot e_a}{P_{atm} - e_a} \quad (18)$$

Como o valor da pressão atual de vapor ( $e_a$ ) é muito menor que o valor da pressão atmosférica ( $P_{atm}$ ), pode-se, desconsiderar o valor da pressão atual de vapor. Assim, para finalidades práticas, pode-se admitir:

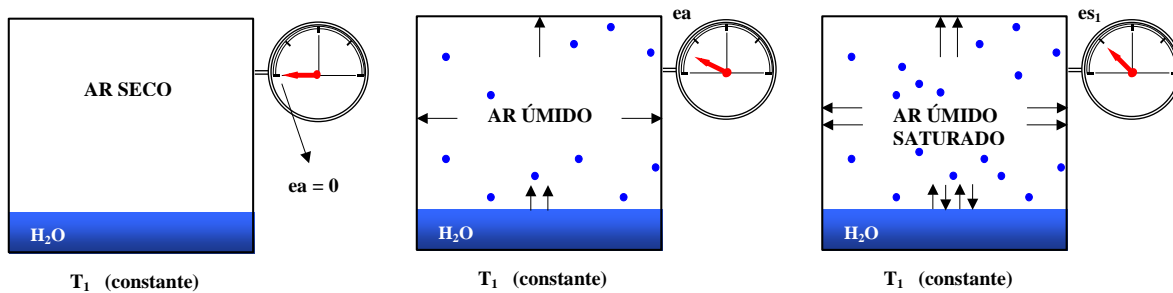
$$q = \omega = \frac{0,622 \cdot e_a}{P_{atm}} \quad (19)$$

### 3.2.4 Umidade de saturação

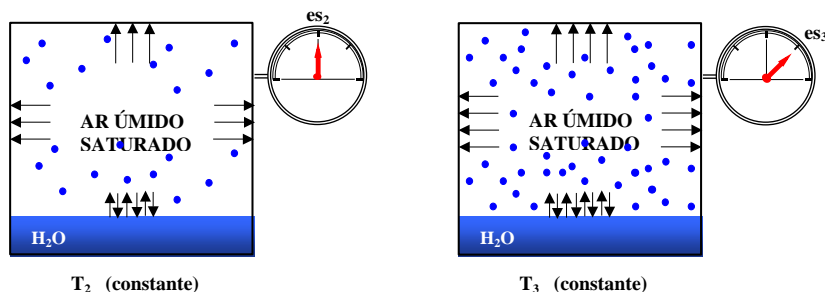
A teoria cinética dos gases indica que a evaporação ocorre quando as moléculas de um líquido vencem a força de atração entre si e escapam de uma lâmina d'água, passando à forma de vapor no espaço acima dessa lâmina. Nesse processo, algumas moléculas atingem novamente a lâmina d'água e são recapturadas. No decorrer do tempo, será atingido um estado de equilíbrio dinâmico, onde o número de moléculas que escapam é igual ao número de moléculas recapturadas pela lâmina d'água. Nesse instante, o ar está saturado de vapor d'água.

Para cada temperatura, esse equilíbrio ocorre a uma determinada pressão de vapor, denominada **pressão máxima de vapor** ou **pressão de saturação de vapor** ( $e_s$ ).

Os esquemas a seguir mostram a variação da pressão de saturação do vapor d'água com a temperatura.



Verifica-se que, inicialmente, o ar dentro do compartimento está seco e após algum tempo, com a evaporação da água, o ar satura-se atingindo a pressão de saturação  $e_{s1}$ , para aquela temperatura  $T_1$ . Portanto, aumentando a temperatura, será encontrado novo ponto de equilíbrio entre  $T$  e  $e_s$ , ou seja para  $T_2$  obtêm-se  $e_{s2}$ , para  $T_3$ ,  $e_{s3}$  e, assim, sucessivamente, conforme prosseguem nos esquemas complementares a seguir:



A esse conjunto de pares ordenados  $T \times e_s$ , é possível o ajuste de uma equação que descreve a pressão de saturação do vapor d'água como função única e exclusiva da temperatura. Existem, na literatura, várias expressões matemáticas que descrevem essa relação. Dentre elas, a **equação de Tetens** mostra ótimos resultados e apresenta simplicidade no cálculo, podendo ser utilizada para as aplicações agrometeorológicas.

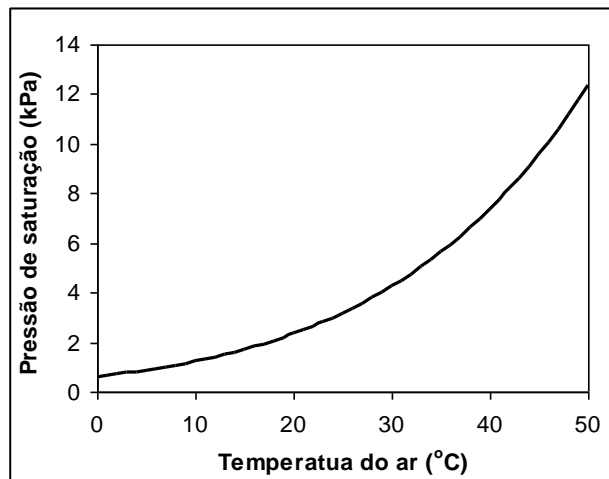
Com essa equação, utilizando-se a temperatura do ar  $T_s$  em  $^{\circ}\text{C}$ , obtém-se a pressão de saturação de vapor em kPa, da seguinte forma:

$$e_s = 0,6108 \cdot 10^{\left(\frac{7,5 \cdot T}{237,3+T}\right)} \quad \text{para } T \geq 0^{\circ}\text{C} \quad (20)$$

$$e_s = 0,6108 \cdot 10^{\left(\frac{9,5 \cdot T}{265,5+T}\right)} \quad \text{para } T < 0^{\circ}\text{C} \quad (21)$$

Nas equações anteriores, (20 e 21),  $T$  é a própria temperatura do ar, ou seja  $T_s$ .

A Figura a seguir mostra a variação da pressão de saturação de vapor d'água para temperaturas entre 0 e  $50^{\circ}\text{C}$ .



Pressão de saturação de vapor de água,  $e_s$ , em função da temperatura do ar.

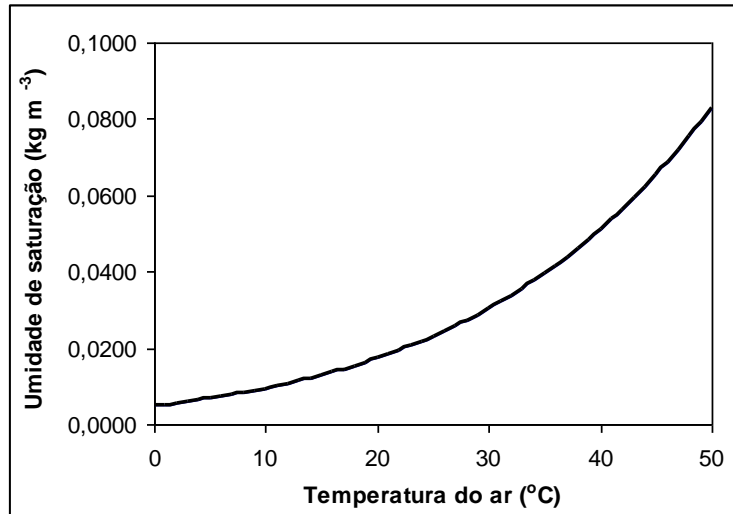
Pode-se agora quantificar a **umidade de saturação ( $U_s$ )**, ou seja, a máxima quantidade de vapor d'água que o ar consegue reter a uma dada temperatura. Seguindo-se os mesmos princípios utilizados para a obtenção da umidade atual (equação 11), tem-se que,

$$U_s = \frac{2,169 \cdot e_s}{T} \quad (22)$$

em que,

$U_s$  - umidade de saturação,  $\text{kg m}^{-3}$ ;  
 $e_s$  - pressão de saturação (máxima) de vapor, kPa;  
 $T$  - temperatura do ar, K.

Assim, como para a pressão de saturação, a umidade de saturação é uma função da temperatura, semelhantemente demonstrada na figura a seguir:



Umidade de saturação de vapor de água.

*Notas:* 1- Verifica-se que, para o vapor d'água, tanto a pressão de saturação e umidade de saturação são funções **única e exclusiva** da temperatura da amostra de ar úmido.

2- A umidade atual, muitas das vezes é conhecida por umidade **absoluta**, mas, também a umidade de saturação é a umidade absoluta para o ar saturado de vapor d'água. Para facilidade de entendimento, foram apresentados os conceitos distintos, ou seja, **umidade atual** (para ar não saturado) e, estando o ar saturado, a umidade atual passa a ser a **umidade de saturação**.

### 3.3 Equação psicrométrica

O psicrômetro, aparelho inventado por Gay-Lussac e modificado por August é composto por dois termômetros, sendo que um deles, o termômetro de bulbo seco, permanece com o bulbo exposto diretamente ao ar atmosférico, medindo, assim, a temperatura do ar e, o outro, o termômetro de bulbo úmido, tem o bulbo permanentemente umedecido por uma gaze ou cadarço de algodão que tem uma de suas pontas em contato com a água de um pequeno reservatório.

O termômetro de bulbo úmido cede, constantemente, calor ao meio exterior por evaporação. O calor cedido pelo bulbo e ar circunvizinho ao bulbo é igual ao calor latente (calor absorvido) de evaporação. A partir desse princípio, pode-se determinar a pressão que está sendo exercida pela quantidade de vapor d'água existente no ar ( $e_a$ ):

$$e_a = e'_s - A.P.(T_s - T_u) \quad (23)$$

em que,

$e_a$  - pressão atual de vapor d'água (kPa);

$e'_s$  - pressão de saturação (máxima) de vapor à **temperatura de bulbo úmido ( $T_u$ )** do psicrômetro (kPa);

$T_s$  - temperatura de bulbo seco ou temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ );

$P$  - pressão atmosférica (kPa);

$A$  - coeficiente do instrumento, podendo-se utilizar o valor de  $0,00067^{\circ}\text{C}^{-1}$  para psicrômetros aspirados e  $0,00080^{\circ}\text{C}^{-1}$  para psicrômetros não aspirados.

Agora sim, pode-se retornar às equações 11, 16 e 18 e calcular, respectivamente, a umidade atual, umidade específica e razão de mistura.

### 3.4 Medida da umidade com base na saturação do ar

O conceito de saturação proporciona várias formas para caracterizar o estado psicrométrico do ar:

#### 3.4.1 Umidade relativa

É definida como a relação entre a quantidade de vapor d'água existente em uma amostra de ar úmido e a quantidade máxima de vapor que esse mesmo ar poderia reter, **na mesma temperatura**, sendo expressa em percentagem (%), ou seja:

$$UR = \frac{U_a}{U_s} . 100 \quad (24)$$

Substituindo-se (11) e (22) em (24), tem-se:

$$UR = \frac{\frac{2,169.e_a}{T}}{\frac{2,169.e_s}{T}} . 100 \quad (25)$$

então,

$$UR = \frac{U_a}{U_s} . 100 = \frac{e_a}{e_s} . 100 \quad (26)$$

A umidade relativa é um elemento meteorológico bastante utilizado para descrever as condições de umidade do ar. Porém, como a pressão de saturação muda rapidamente com as pequenas mudanças de temperatura, o valor da umidade relativa sem o conhecimento da temperatura se torna um valor meramente qualitativo. É um valor muito utilizado em trabalhos científicos.

### 3.4.2 Déficit de pressão de saturação (es-ea)

É a diferença entre a pressão que está sendo exercida pela quantidade de vapor d'água existente no ar em dado instante (pressão atual) e a pressão máxima que pode ser exercida pelo vapor d'água, nas mesmas condições de temperatura (pressão de saturação). Essa diferença é uma medida do poder evaporante do ar, tendo relação direta com os processos de evaporação e transpiração, uma vez que, estes dependem do gradiente de pressão de vapor entre a superfície evaporante e o ar, entre outros fatores.

### 3.4.3 Temperatura do ponto de orvalho (Tpo)

É definida como a temperatura até a qual uma parcela de ar pode ser resfriada, a valores constantes de pressão e conteúdo de vapor d'água, para que ocorra a saturação. Como a pressão de saturação é uma função da temperatura, existirá uma temperatura (Tpo) para a qual  $e_s = e_a$ .

A temperatura do ponto de orvalho é independente da temperatura do ar até o ponto em que o ar permaneça não saturado. Se a temperatura do ar passar abaixo da temperatura do ponto de orvalho, ocorrerá o processo de condensação e, conseqüentemente, o valor da temperatura do ponto de orvalho será também diminuído.

Conhecido o valor da pressão atual de vapor e sabendo-se que a condição para que ocorra a temperatura do ponto de orvalho é de que esta pressão atual de vapor seja igual à pressão de saturação, pode-se obter o valor da temperatura do ponto de orvalho substituindo-se os valores na equação de Tetens (20), ou seja,

$$T_{po} = \frac{237,3 \text{Log}\left(\frac{e_a}{0,6108}\right)}{7,5 - \text{Log}\left(\frac{e_a}{0,6108}\right)} \quad (27)$$

sendo a Tpo em °C e ea em kPa.

## 3.5 Gráfico psicrométrico

O gráfico psicrométrico permite quantificar elementos psicrométricos do ar atmosférico a partir de leituras efetuadas em um psicrômetro **não aspirado**, ou, a partir de dois valores relativos ao estado psicrométrico do ar.

Deve-se observar que a estimativa gráfica apresenta uma precisão menor nos resultados encontrados analiticamente, em razão dos erros de leitura e decorrente do fato de que o gráfico psicrométrico foi construído para uma pressão atmosférica de 1 atm (101,3 kPa). Porém, para cálculos rápidos, nos quais pequenos desvios não apresentem grande importância, a utilização do gráfico psicrométrico permite grande agilidade de obtenção dos resultados.

### 3.5.1 Procedimento de utilização

---

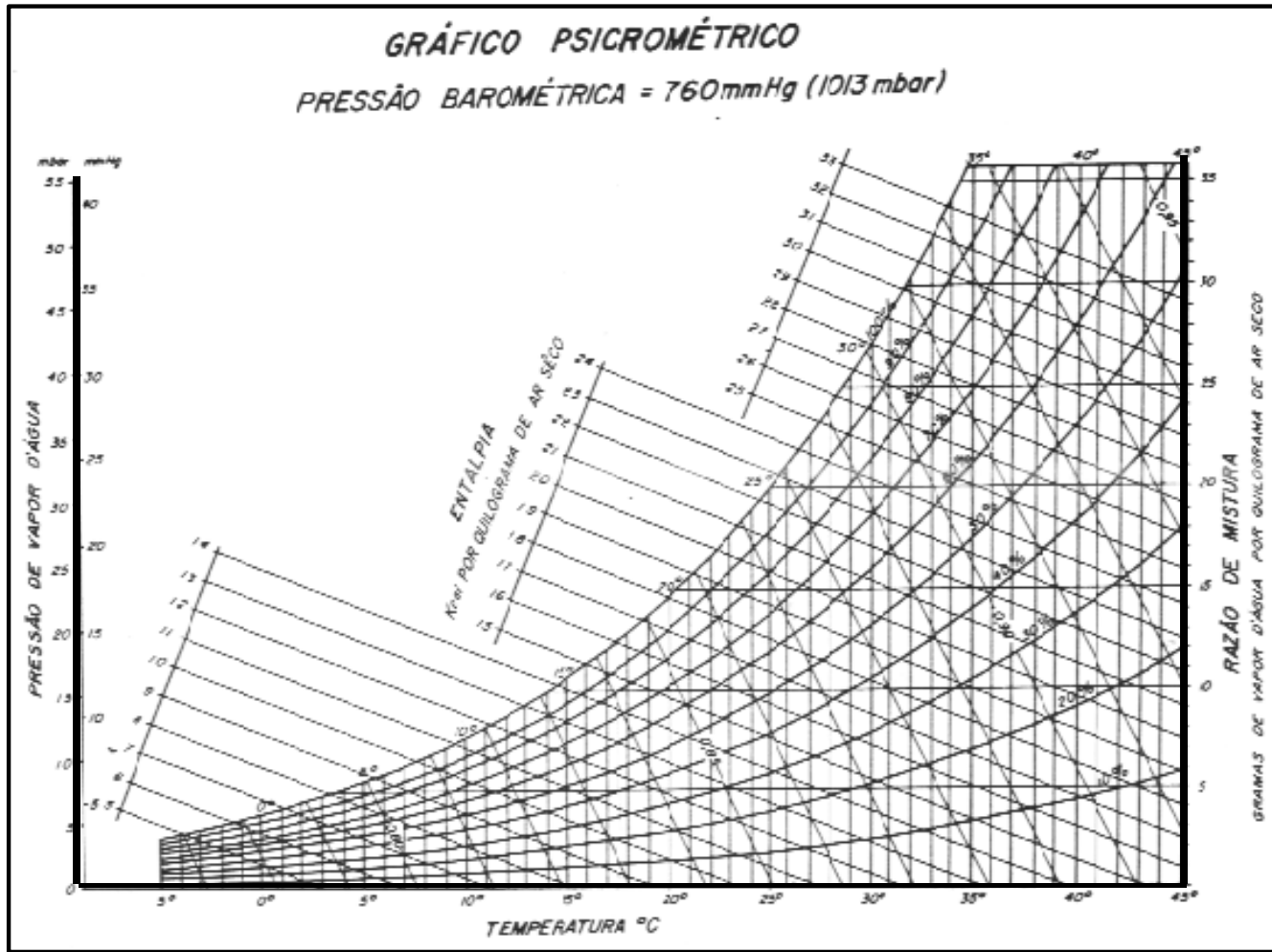
Conhecendo-se duas propriedades do ar referentes ao vapor d'água, obtêm-se as demais. Normalmente, usa-se a diferença psicrométrica. Toma-se  $T_s$  pela abscissa e levanta uma vertical até tocar a curva de 100% de umidade relativa; em seguida, da mesma forma levanta a vertical de  $T_u$  e, do ponto tocante na curva de 100% de umidade relativa, traça-se uma linha paralela às linhas de entalpia (linhas de menor inclinação do gráfico) até cruzar a linha vertical de  $T_s$ , obtendo o ponto **A**, o qual representa o estado psicrométrico do ar.

A partir do ponto **A**, traçando-se uma reta horizontal (paralela à abscissa) encontra-se na ordenada à direita a **razão de mistura** e na da esquerda a **pressão atual de vapor d'água**. Essa mesma horizontal, ao cruzar com a curva de UR=100% encontra um ponto, descendo desse ponto uma linha vertical até a abscissa, encontra-se a **temperatura do ponto de orvalho**.

A **pressão de saturação** é encontrada do ponto tocante à curva de UR=100% pela linha vertical de  $T_s$ , a partir daí traçando-se uma linha à esquerda e paralelamente à abscissa.

O ponto **A** está entre duas curvas de umidade relativa (ou mesmo sobre uma delas). Por interpolação gráfica, encontra-se o valor da **umidade relativa**.

Na figura, a seguir, é apresentado o gráfico psicrométrico.



## 4 RELAÇÕES ASTRONÔMICAS ENTRE A TERRA E O SOL

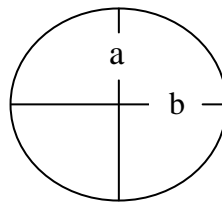
### 4.1 Introdução

O Sol é fonte primária de energia para todos os processos termodinâmicos que ocorrem na superfície da Terra, sem os quais a vida, da forma existente, não seria possível. Portanto, o estudo das relações astronômicas entre a Terra e o Sol, assume papel fundamental para o entendimento da Meteorologia e ciências correlatas, como a Agrometeorologia, havendo assim, a necessidade de informações básicas de cosmografia.

A Terra não tem uma forma geométrica definida, mas ajustes obtidos de imagens de satélites mostram a forma da Terra como um elipsóide de revolução, com as seguintes dimensões:

Semieixo a: 6356 km

Semieixo b: 6378 km



Para efeitos práticos, considera-se que a Terra apresenta forma geométrica esférica. Aceitando-se a esfericidade da Terra, pode-se determinar, geometricamente, o seu centro. Por este centro, traça-se uma linha imaginária, a qual é denominada de eixo terrestre. O eixo terrestre toca a superfície do planeta em dois pontos diametralmente opostos, os quais são denominados pólos, recebendo os nomes de Pólo Norte e Pólo Sul. Sabe-se, por antecipação, que o eixo terrestre é traçado de tal forma que seja o eixo imaginário para o movimento de rotação da Terra.

### 4.2 Coordenadas Geográficas (ou de Posição)

A determinação exata de um ponto na superfície da Terra somente é possível desenhando-se linhas e planos imaginários como referências. Portanto, inicialmente identificaremos os planos imaginários relacionados ao planeta Terra:

#### **Plano do Equador**

Plano imaginário perpendicular ao eixo terrestre que contém o centro da Terra. A interseção do plano do equador com a superfície terrestre formará uma linha imaginária (círculo), denominada linha do equador, ou simplesmente **Equador**.

O plano do equador divide a Terra em dois hemisférios: Hemisfério Sul e Hemisfério Norte.

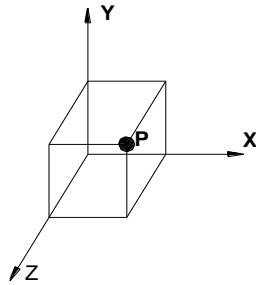
#### **Planos Paralelos**

São planos perpendiculares ao eixo terrestre e que **não** contém o centro da Terra. São, portanto, paralelos ao plano do equador, daí a sua denominação. A interseção dos planos paralelos com a superfície da Terra formarão linhas imaginárias (círculos) denominadas **paralelos**.

### Planos Meridianos

Planos imaginários que contém o eixo terrestre (planos perpendiculares ao plano do equador), os quais são denominados planos meridianos. A interseção dos planos meridianos com a superfície da Terra formarão linhas imaginárias (círculos) denominadas **meridianos**, que vão de um pólo ao outro.

Para localizar um ponto P no espaço, são necessárias coordenadas tridimensionais, ou seja, as distâncias X, Y e Z, a partir de uma origem.

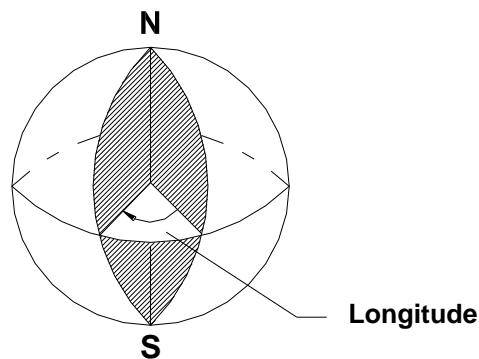


No mapa mundi, pode-se observar apenas as coordenadas X (longitude) e Y (latitude), porque a Z que é a altitude não se consegue representar neste plano.

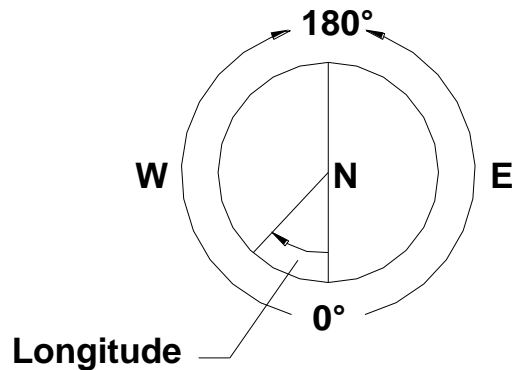
Apresentados os conceitos anteriores, podemos agora definir as coordenadas geográficas (latitude e longitude) e ainda a altitude.

### Longitude

É definida como o ângulo formado entre o plano meridiano que passa pelo local e o plano do meridiano de Greenwich, cuja longitude é  $0^{\circ} 00' 00''$ , sendo expressa em graus, minutos e segundos para leste (E) ou oeste (W) de Greenwich. A magnitude da longitude é de 0 a  $180^{\circ}$ . Portanto, todos os locais situados em um mesmo meridiano terão a mesma longitude.

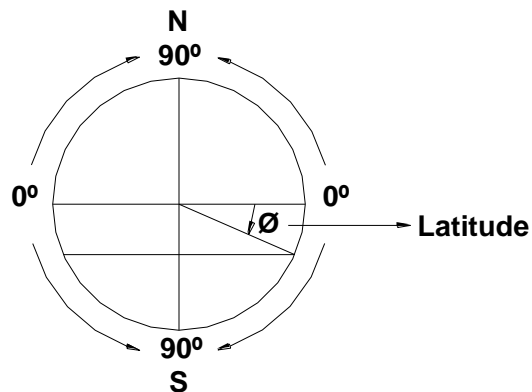


Em vista superior:



### Latitude

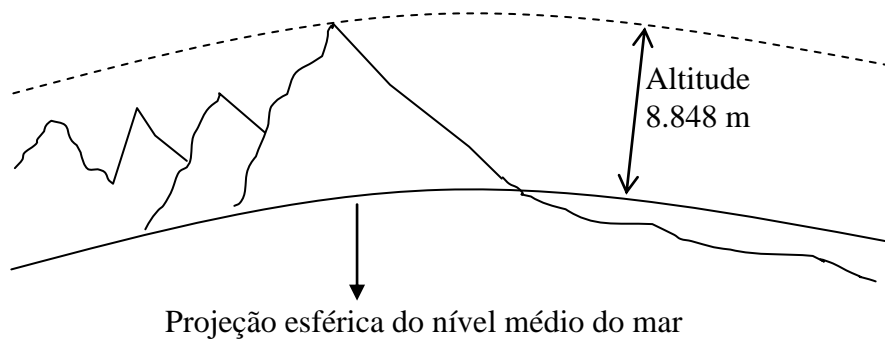
É definida como o ângulo formado pela abertura do arco do meridiano, local entre o Equador e o paralelo que passa pelo local, tendo como origem o centro da Terra, sendo expressa em graus, minutos e segundos para norte (N) ou sul (S) do Equador, cuja latitude é  $0^{\circ} 00' 00''$ . Tem magnitude 0 a  $90^{\circ}$ . Todos os locais situados sobre o mesmo paralelo terão a mesma latitude. A latitude também pode ser designada por sinais (+) para latitude norte (N) ou (-) para latitude sul (S).



*Nota: Definindo-se a latitude e longitude de determinado local identificamos não o ponto, mas a linha Zênite-Nadir (conceito a ser visto adiante) que passa pelo local. Portanto, é incorreto chamar de coordenadas geográficas somente a latitude e longitude de determinado local.*

### Altitude

É definida como a distância vertical entre a projeção esférica do nível médio dos mares e o local considerado. Tem como referência o nível do mar. É expressa em metros e frações. Altura, porém, é uma distância vertical em relação a uma referência qualquer considerada.



Têm-se a seguir as correspondentes **coordenadas geográficas de Lavras, MG:**

Longitude:  $45^{\circ} 00' W$

Latitude:  $21^{\circ} 14' S$  ou  $- 21^{\circ} 14'$

Altitude: 918,841 m (na Estação Climatológica Principal de Lavras)

### 4.3 Conceitos gerais

#### Plano do horizonte

Plano que tangencia a superfície da Terra em um ponto local. Qualquer superfície em nível é uma seção do plano do horizonte local.

#### Linha Zênite-Nadir

Designemos por P um ponto qualquer localizado na superfície terrestre. A partir deste ponto, tracemos o diâmetro do planeta, prolongando esta linha para o espaço. A partir do ponto P, o sentido contrário ao centro da Terra é denominado Zênite e o sentido ao centro da Terra é denominado Nadir, daí o nome para esta linha imaginária de Zênite-Nadir.

#### Culminar de um astro

Quando um astro tem o seu centro contido no plano do meridiano de determinado local, diz-se que este astro culminou no meridiano local naquele instante. Por exemplo, o Sol culmina no meridiano local todos os dias, às 12 horas, do tempo solar local. Se um astro tem o seu centro contido ao zênite de determinado local, o astro culminou naquele instante e local.

#### Plano da eclíptica

É o plano que contém a órbita da Terra em torno do Sol e, obviamente, o centro da Terra e o centro do Sol a qualquer instante.

#### Ângulo zenital (Z)

É o ângulo formado pela linha que une o centro do Sol ao centro da Terra com a linha do zênite local.

**Elevação do Sol**

Ângulo formado pela linha que une o centro do Sol ao centro da Terra com a sua projeção no plano do horizonte local. É o complemento do ângulo zenital.

O ângulo zenital (Z) pode ser calculado pela seguinte expressão matemática:

$$Z = \arccos(\text{sen}\phi \cdot \text{sen}\delta + \text{cos}\phi \cdot \text{cos}\delta \cdot \text{cosh}) \tag{28}$$

em que,

$\phi$  é a latitude local;  $\delta$  é a declinação solar que será vista mais adiante e h é o ângulo horário sendo calculado por:

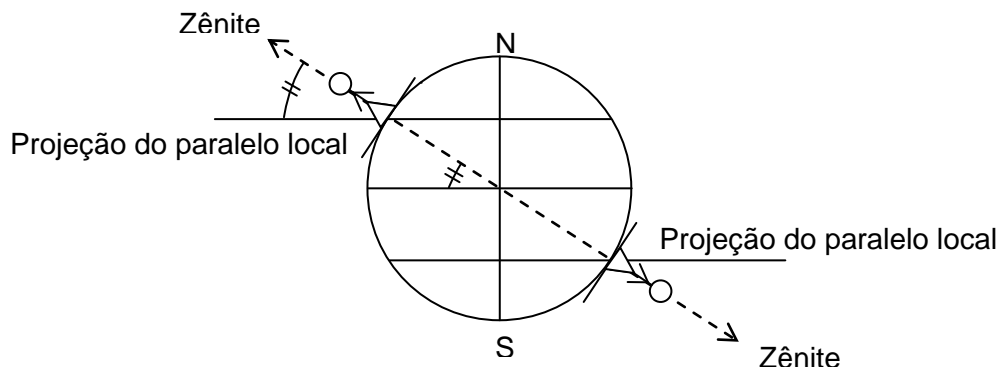
$$h = (\text{Hora} - 12) \frac{\pi}{12} \text{ em radianos ou,} \tag{29}$$

$$h = (\text{Hora} - 12)15 \text{ em graus.} \tag{30}$$

Com os conceitos até agora apresentados, podemos imaginariamente visualizar os planos meridiano e paralelo que passam por determinado local:

Plano meridiano: basta tomar a direção norte-sul verdadeira. O plano do meridiano será o plano imaginário nessa direção e perpendicular ao plano do horizonte. Nesse plano, está contida a linha Zênite-Nadir.

Plano paralelo: observando a figura a seguir, a inclinação que o plano forma em relação ao observador, possui o mesmo ângulo da latitude do local e esta abertura angular está voltada para o hemisfério oposto ao do observador. É fácil compreender que no Equador a linha Zênite-Nadir corresponde à interseção do plano do equador com o plano meridiano do local.



#### 4.4 Declinação do Sol e estações climáticas

Visualizando apenas o Sol e a Terra no Sistema Solar, pode-se dizer que a Terra apresenta dois movimentos:

##### Rotação

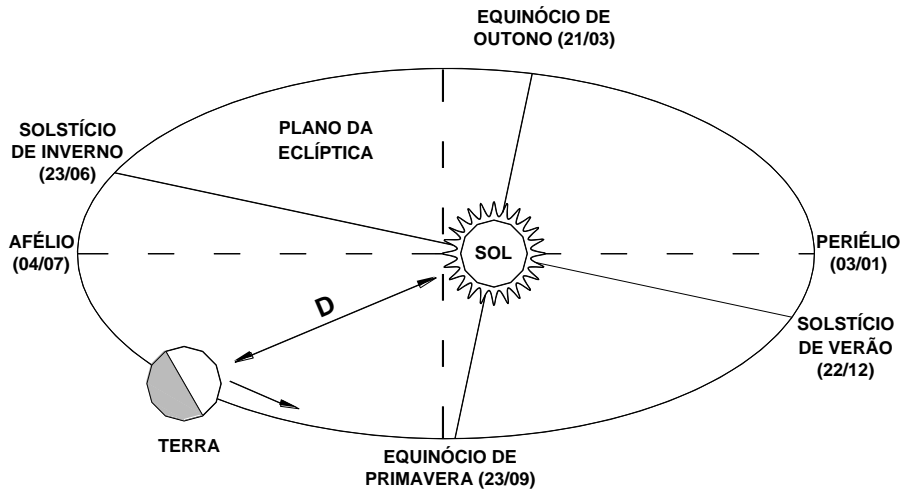
É o movimento efetuado em torno de seu eixo imaginário a uma velocidade angular de mais ou menos  $2\pi$  rad/24 horas, ou seja, uma rotação completa por dia. Esse movimento gera a alternância dos dias e noites para a Terra.

##### Translação

É o movimento efetuado pela Terra em torno do Sol, com duração de aproximadamente 365 dias e seis horas. Esse movimento ocorre segundo uma órbita elíptica, na qual o Sol ocupa um dos focos da elipse, com raio médio de 149.500.000 km (símbolo “D” na figura seguinte) com variação de mais ou menos 1.500.000 km.

Como a variação da distância da Terra ao Sol é relativamente pequena, ou seja, da ordem de 1%, essa variação de distância não promove alteração significativa na quantidade de energia recebida pela Terra.

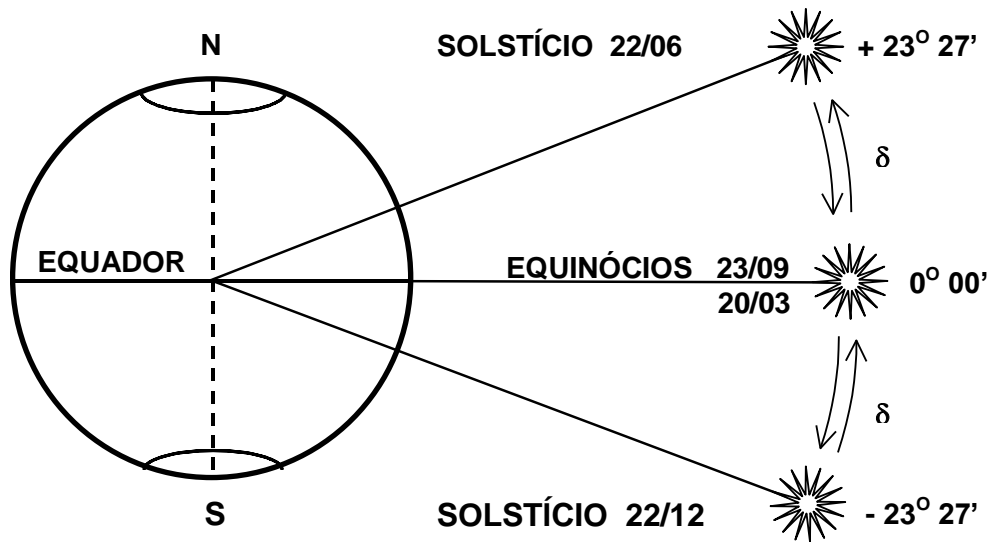
Pode-se considerar ainda a Precessão que se refere ao movimento de oscilação do eixo da Terra. Não existe certeza, mas considera-se o período de precessão de 26.000 anos.



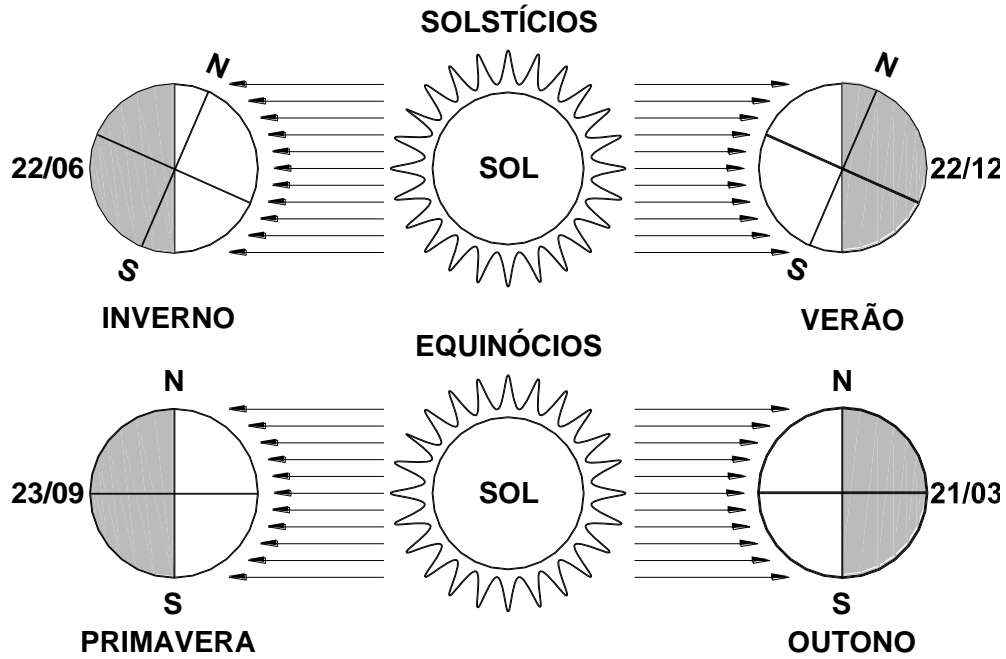
Movimento de translação da Terra

O plano do equador terrestre faz com o plano da eclíptica um ângulo praticamente invariável de  $23^{\circ} 27'$ , ou seja, o eixo de rotação da Terra também possui essa mesma abertura angular com a normal (perpendicular) ao plano da eclíptica, podendo isto ser chamado de obliquidade da eclíptica.

Essa obliquidade, associada ao movimento de translação da Terra, causa a impressão do movimento do Sol na direção Norte-Sul ao longo do ano, criando, assim, o que se chama de declinação do Sol. Portanto, a declinação do Sol ( $\delta$ ) é o ângulo formado por uma linha imaginária ligando o centro da Terra ao centro do Sol (denominada linha da eclíptica) com o plano do equador, tendo valores entre  $23^{\circ} 27'$  Sul e  $23^{\circ} 27'$  Norte. À semelhança da latitude, considera-se também que a declinação norte tenha sinal positivo e a declinação sul sinal negativo. Os esquemas a seguir complementam o exposto.

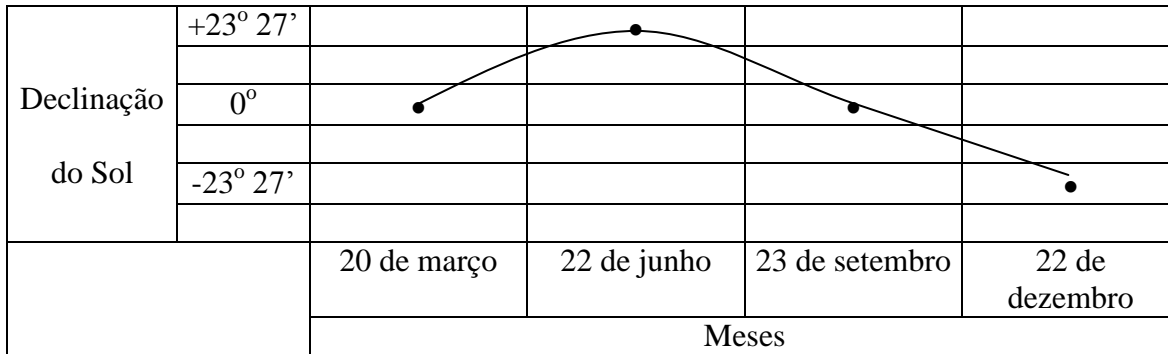


Declinação do Sol



Estações climáticas

Graficamente a declinação do Sol pode ser visualizada na seguinte figura:



A declinação do Sol, nas demais datas do ano, será variável entre os valores apresentados acima, podendo ser calculado para qualquer data pela seguinte equação:

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen} \left[ \frac{360}{365} \left( \text{dia juliano} - 80 \right) \right] \tag{31}$$

em que,

$\delta$  - declinação do Sol em **graus**;  
 dia juliano - é o número de dias transcorridos desde o dia 1<sup>o</sup> de janeiro.

Para algumas aplicações, como o método de estimativa da evapotranspiração de referência parametrizado pela FAO (Food and Agriculture Organization), esse ângulo aparece em **radianos**, então a fórmula anterior fica:

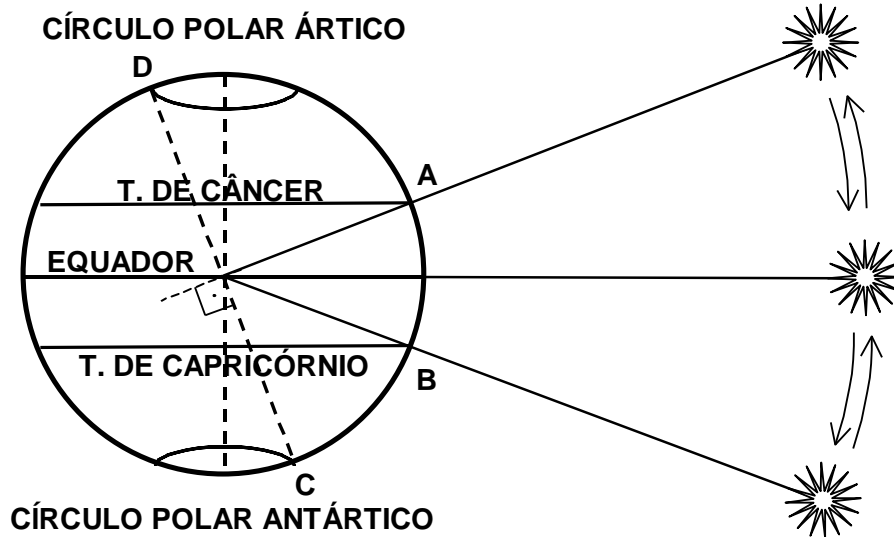
$$\delta = 0,4093 \cdot \text{sen} \left( \frac{2\pi}{365} \text{dia juliano} - 1,405 \right) \quad (32)$$

*Nota:* Ano bissexto (mês de fevereiro com 29 dias) - se a divisão (ano/4) for igual a um número inteiro.

Acompanhando as figuras deste item, as datas referenciais durante o ano definem o início das estações climáticas do ano, podendo-se resumir da seguinte forma:

| Data        | Declinação do Sol ( $\delta$ ) | Denominação            |                               |
|-------------|--------------------------------|------------------------|-------------------------------|
|             |                                | Hemisfério Norte       | Hemisfério Sul                |
| 22/12       | - 23° 27'                      | Solstício de inverno   | <b>Solstício de verão</b>     |
| 20/03       | 0° 00'                         | Equinócio de primavera | <b>Equinócio de outono</b>    |
| 21 ou 22/06 | +23° 27'                       | Solstício de verão     | <b>Solstício de inverno</b>   |
| 22 ou 23/09 | 0° 00'                         | Equinócio de outono    | <b>Equinócio de primavera</b> |

#### 4.5 Traçado dos trópicos e círculos polares

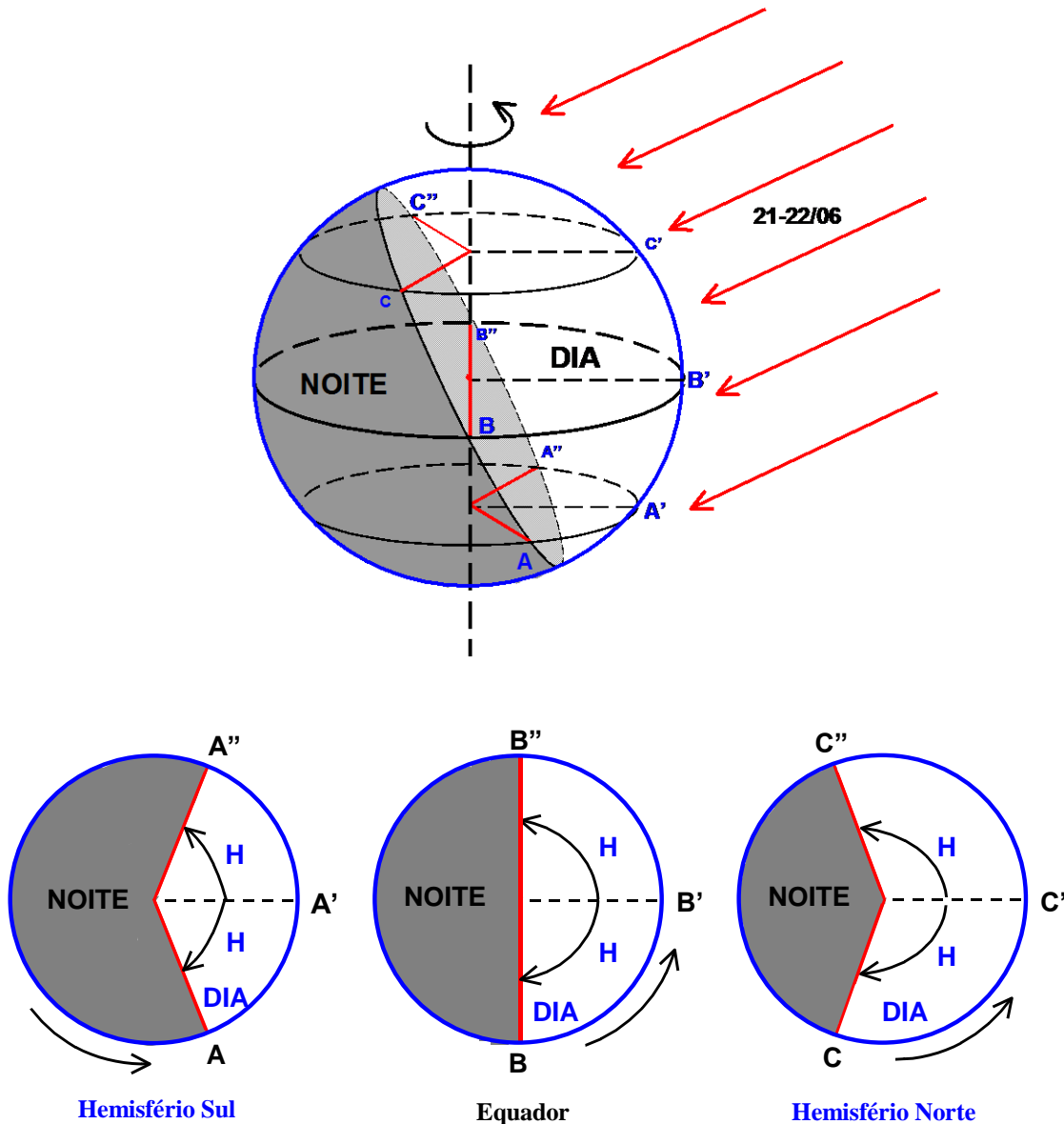


O esquema acima é autoexplicativo da localização dos paralelos denominados **trópicos**, às latitudes de  $23^{\circ} 27'$  Sul (Trópico de Capricórnio) e  $23^{\circ} 27'$  Norte (Trópico de Câncer), e dos **círculos polares**, às latitudes de  $66^{\circ} 33'$  Norte (Círculo Polar Ártico) e  $66^{\circ} 33'$  Sul (Círculo Polar Antártico).

Pode-se observar pelo esquema acima que, por estar situado no plano da eclíptica, o Sol somente culmina no zênite para locais entre os trópicos ou nestes, ou seja, nos trópicos de Câncer e Capricórnio, o Sol culmina uma só vez/ano, entre os trópicos duas vezes/ano e fora dos trópicos, nenhuma vez.

#### 4.6 Duração astronômica do dia (período diurno)

Em razão da grande distância entre a Terra e o Sol e o nosso planeta possuir um diâmetro 100 vezes menor que o Sol, considera-se que os raios solares sejam paralelos entre si para com a Terra. Esses raios, ao tangenciar a superfície terrestre, delimitam um círculo máximo que divide a Terra em dois hemisférios, um iluminado (DIA) e outro não (NOITE), como na figura seguinte.



Observando então, a figura acima, decorrente do “movimento” anual do Sol, tem-se uma variação da duração dos dias para cada local ao longo do ano para ambos os hemisférios.

Por exemplo, considere o Sol “posicionado” no solstício de inverno para o hemisfério sul e um local A nesse mesmo hemisfério. Observa-se que no ponto A, com o movimento de rotação da Terra, o Sol está nascendo e, com o movimento contínuo de rotação, este ponto ao atingir a posição A' estará atingindo o meio dia solar (raios solares culminando no plano do meridiano local). E, por fim, quando o ponto A atinge a posição A'', tem-se o pôr do Sol. Assim o ponto A descreveu um ângulo H, chamado de **ângulo horário de nascer ou pôr do Sol (H)** tendo como definição o ângulo formado pelo percurso de um ponto na superfície da Terra desde o nascer do Sol neste ponto até o meio dia solar e a sua origem é considerada como sendo ao meio dia solar. Nota-se que para o ponto C no hemisfério norte este ângulo é maior, fazendo com que o percurso do ponto C do nascer ao pôr do Sol é maior, caracterizando uma duração do dia maior em relação ao ponto A. Essa situação vai se invertendo a medida que o Sol “caminha” para o solstício de verão do hemisfério sul, tendo-se a duração dos dias aumentadas. Pode-se compreender, assim, que as variações dos dias e noites ao longo do ano, são

maiores a medida que se afasta do Equador, tendo-se como extremos, uma situação invariável no Equador (12 e 12 horas para o dia e a noite) e nos pólos (0 hora para o dia e 24 horas para a noite e vice-versa).

A duração astronômica do dia pode ser estimada mediante as equações descritas a seguir. Inicialmente, deve-se conhecer o ângulo horário de nascer ou pôr do Sol (H):

$$H = \arccos(-\tan \phi \cdot \tan \delta) \quad (\text{graus}) \quad (33)$$

em que,

$\phi$  - latitude do local em **graus**;

$\delta$  - declinação solar em **graus**.

Conforme se observa na figura anterior, a distância angular percorrida por um ponto qualquer durante o dia equivale a  $2H$  e sabendo-se que o movimento longitudinal da Terra (rotação) é de  $15^\circ/\text{h}$  ( $360^\circ/24\text{h}$ ), a duração do dia (**N**), também conhecida por **fotoperíodo**, é estimada pela equação abaixo. A duração astronômica do dia representa também o número máximo de horas possíveis de insolação.

$$N = \frac{2H}{15} \quad (\text{h}) \quad (34)$$

Conforme se verifica com bastante frequência na literatura, para o cálculo do ângulo horário de nascer ou pôr do Sol, quando se trabalha com os valores angulares em radianos, este ângulo assume a notação  $\omega_s$ , dessa forma, portanto, a duração astronômica do dia passa a ser calculada por:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (\text{h}) \quad (35)$$

A duração astronômica do dia até então apresentada, refere-se à duração em que o Sol se encontra acima do plano do horizonte (PH), desde o momento do nascer ao pôr daquele astro. A rigor, tanto o nascer como o pôr do Sol se referem aos horários em que o centro do mesmo coincide com o PH. Percebe-se então, que a duração (**astronômica**) do dia é também variável em função da inclinação e orientação de uma superfície plana, daí a ênfase à terminologia “astronômica”. Nesse caso, os cálculos são mais complexos conforme apresentam Alves et al. (1983).

Em se tratando de áreas agrícolas cultivadas, o balanço de energia diferenciado, decorrente da inclinação e orientação do terreno alteram a resposta das plantas, principalmente, na produção, conforme demonstram Benincasa et al. (1983).

## 5 RADIAÇÃO SOLAR

### 5.1 Introdução

O Sol emite para o espaço uma grande quantidade de energia radiante, proveniente das reações que ocorrem na própria superfície do astro.

Essa é a fonte primária de energia para os processos termodinâmicos que ocorrem na superfície da Terra.

O Sol pode ser considerado uma esfera com raio de 697.000 km, sendo a energia emitida em todas as direções. A energia emitida, que é interceptada pela Terra corresponde a uma fração insignificante. Por outro lado, pode-se dizer que 99,97% de toda a energia que chega à superfície da Terra é proveniente, direta ou indiretamente, do Sol, tendo o restante origem em outras estrelas, interior da Terra, combustão (carros, indústrias, incêndios, queimadas, etc.) e lâmpadas acesas. Grande parte da energia solar é usada no aquecimento do ar e do solo, no processo fotossintético dos vegetais, na evaporação da água e na circulação geral da atmosfera, mantendo o ciclo hidrológico.

### 5.2 Unidades

A unidade básica de energia é a caloria-grama (*cal*), que é definida como a quantidade de calor necessária para elevar a temperatura de 1g de água de 14,5 °C para 15,5 °C.

Para que se caracterize a intensidade da radiação, deve-se considerar a unidade de área e tempo de emissão ou de interceptação dessa energia, podendo ser utilizada a unidade  $cal\ cm^{-2}$ , que é denominada de Langley (*ly*). Energia por unidade de área e tempo é expressa em  $cal\ cm^{-2}\ min^{-1}$  ou  $cal\ cm^{-2}\ d^{-1}$ , ou  $ly\ min^{-1}$  ou  $ly\ d^{-1}$ , caso se considere maiores períodos de tempo. No Sistema Internacional de Unidades (SI), as unidades mais comuns para expressar a radiação solar são  $W\ m^{-2}$  e  $MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$ .

$$\begin{aligned} 1\ J\ s^{-1} &= 1\ W; \\ 1\ cal &= 4,1855\ J; \\ 1\ J &= 0,2389\ cal; \\ 1\ MJ\ m^{-2} &= 23,8920\ cal\ cm^{-2}; \\ 1\ ly &= 1\ cal\ cm^{-2}; \\ 1\ ly\ min^{-1} &= 697,5833\ W\ m^{-2} \\ 1\ ly &= 41860\ J\ m^{-2} \end{aligned}$$

Submúltiplos:

$$\begin{aligned} 1\ \mu m &= 10^{-3}\ mm \\ 1\ \mu m &= 1000\ nm \\ 1\ \mu m &= 10^{-6}\ m \\ 1\ \mu m &= 10^4\ \text{\AA} \text{ (Angstrom)} \\ 1\ \text{\AA} &= 10^{-10}\ m. \end{aligned}$$

Múltiplos:

$$\begin{aligned} 1\ kJ &= 1.000\ J \\ 1MJ &= 1.000.000\ J \end{aligned}$$

### 5.3 Processos de transferência de energia

A energia pode ser transferida de um ponto para outro por três processos:

#### Condução

A energia calorífica é transferida de uma molécula para outra. Esse processo permite definir o conceito de materiais bons e maus condutores de calor, como os metais e o ar respectivamente.

#### Convecção

É o processo em que uma massa fluida se movimenta por diferença de densidade. Tem uma importância muito grande na atmosfera terrestre, sendo seu entendimento essencial para o estudo de geadas, por exemplo.

#### Radiação

É o processo em que a energia, proveniente do Sol ou de outra fonte qualquer, se propaga sob a forma de ondas, genericamente denominadas **ondas eletromagnéticas**. A principal diferença desse modo de transferência de energia para os dois anteriores é que a radiação também se propaga no vácuo não havendo, portanto a necessidade de um meio material para que a transferência de energia ocorra.

A onda eletromagnética tem as seguintes grandezas características:

Comprimento ( $\lambda$ ): é a distância entre duas cristas consecutivas.

Frequência ( $f$ ): é o número de cristas que passam por um ponto de referência na unidade de tempo.

Período ( $T$ ): é o tempo necessário para uma crista completar um ciclo. O período é o inverso da frequência.  $T = 1/f$

Velocidade ( $c$ ): é a distância percorrida por determinada crista por unidade de tempo.

A velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas no vácuo é tida como constante, da ordem de  $300.000 \text{ km s}^{-1}$ , sendo atenuada quando se propaga em meios materiais, o que pode ser desconsiderada no caso da atmosfera terrestre.

Fisicamente, velocidade = distância/tempo. Para a radiação a distância é o próprio comprimento de onda ( $\lambda$ ) e o tempo é dado pelo período ( $T$ ), então:

$$c = \frac{\lambda}{T} = \frac{\lambda}{1/f} \Rightarrow c = \lambda \cdot f \quad (36)$$

Pelo fato da velocidade das ondas eletromagnéticas ser constante, a equação anterior mostra como se relacionam essas grandezas, ou seja, à medida que se aumenta o comprimento de onda, diminui a frequência e vice-versa. Essa relação permite caracterizar o potencial energético dos comprimentos de onda. Por exemplo, os raios ultravioletas são mais energéticos, pois possuem comprimentos de onda bastante pequenos e associados a altas frequências, tendo maior poder de penetração.

### 5.4 Conceitos gerais

Para o estudo da radiação é importante o significado de alguns termos, sendo os principais:

**Poder emissivo**

É a quantidade de energia emitida por uma superfície por unidade de área e tempo, a uma dada temperatura. Todo corpo que possui energia, isto é, cuja temperatura é maior que 0 (zero) Kelvin, emite certa quantidade de energia em determinados comprimentos de ondas.

**Corpo negro**

É uma idealização física para o estudo da radiação. O corpo negro absorve toda energia incidente sobre ele e, para cada temperatura e para cada comprimento de onda, é o corpo que emite a máxima quantidade de energia. As leis da radiação, que serão abordadas adiante, consideram sempre o corpo negro.

**Emissividade ( $\epsilon$ )**

É um índice que compara o poder emissivo de um corpo qualquer com o poder emissivo do corpo negro à mesma temperatura.

$$\epsilon = \frac{E_c}{E_{cn}} \quad (37)$$

em que,

E - emissividade do corpo;

$E_c$  - poder emissivo do corpo à temperatura T;

$E_{cn}$  - poder emissivo do corpo negro à temperatura T.

Quando um feixe de radiação (I) incide sobre um corpo, pode originar três parcelas, sendo a primeira refletida ( $I_r$ ), outra absorvida ( $I_a$ ) e a última, transmitida ( $I_t$ ). Pode-se, então, definir os seguintes coeficientes, relacionando-se as parcelas com o feixe incidente I:

**Absortividade (A)**

Coefficiente que relaciona a fração da radiação incidente que foi absorvida pelo corpo em estudo com o feixe incidente I.

**Refletividade (R)**

Coefficiente que relaciona a fração da radiação incidente que foi refletida pelo corpo em estudo com o feixe incidente I.

**Transmissividade (T)**

Coefficiente que relaciona a fração da radiação incidente que foi transmitida pelo corpo em estudo com o feixe incidente I.

Pelas definições, tem-se:

$$A = \frac{I_a}{I}$$

$$R = \frac{I_r}{I}$$

$$T = \frac{I_t}{I}$$

Um feixe de radiação (I) ao incidir sobre um corpo será absorvido e, ou transmitido e, ou refletido, portanto, tem-se que:

$$I = I_a + I_r + I_t$$

Substituindo  $I_a$ ,  $I_r$  e  $I_t$  por suas respectivas explicitações, respectivamente, tem-se:

$$I = A.I + R.I + T.I$$

$$I = I(A + R + T)$$

$$A + R + T = I / I = 1$$

Conclui-se que, para cada corpo, o somatório da absorptividade, refletividade e transmissividade será igual à unidade. Analisando-se o corpo negro, por exemplo, observa-se que a absorptividade é igual a 1, por definição, então a refletividade e a transmissividade obrigatoriamente serão iguais a zero.

## 5.5 Leis da radiação

### Lei de Planck

Max Planck, em 1900 equacionou o poder emissivo de um corpo negro distribuído em diferentes comprimentos de ondas, para diferentes temperaturas. Criou a teoria quântica, e ganhou o Nobel de física em 1918. A lei de Planck é dada pela equação abaixo:

$$E_{(\lambda,T)} = \frac{C_1 \cdot \lambda^{-5}}{e^{\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right)} - 1} \quad (38)$$

em que,

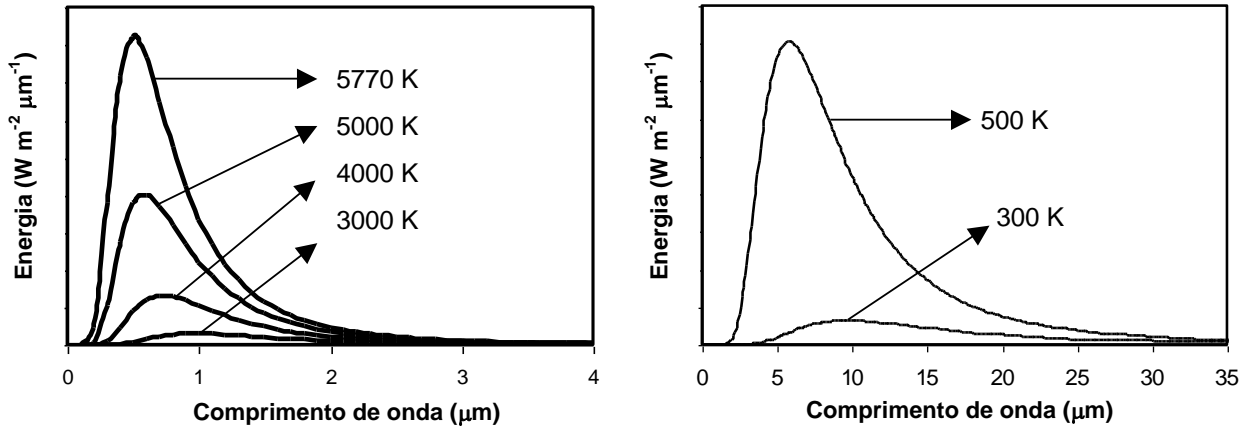
$E_{(\lambda,T)}$  - poder emissivo do corpo negro à temperatura T para comprimento de ondas de  $\lambda$  a  $\lambda + d\lambda$ ;

$\lambda$  - comprimento de ondas;

$C_1 = 3,7427 \times 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2}$ ;

$C_2 = 1,4388 \times 10^4 \mu\text{m K}$ .

Representação gráfica da lei de Planck:



**Lei de Stefan-Boltzmann**

O poder emissivo de um corpo negro é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta. A lei de Stefan-Boltzmann é representada pela área abaixo da curva da equação de Planck. Para chegar a lei de Stefan-Boltzmann, deve-se integrar a equação de Planck.

$$E = \int_{\lambda=0}^{\lambda=\infty} E(\lambda, T) \cdot d\lambda \tag{39}$$

Resolvendo a integral acima, tem-se:

$$E = \sigma T^4 \tag{40}$$

em que,

- E - poder emissivo do corpo negro ( $\text{ly min}^{-1}$ ) ou ( $\text{W m}^{-2}$ );
- $\sigma$  - constante de Stefan-Boltzmann ( $8,14 \times 10^{-11} \text{ ly min}^{-1} \text{ K}^{-4}$ ) ou ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) ou ( $4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-4}$ );
- T - temperatura absoluta (K).

Para um corpo qualquer de emissividade  $\epsilon$  conhecida, a equação anterior passa a ser:

$$E = \epsilon \sigma T^4 \tag{41}$$

**Lei de Kirchhoff**

Para um dado comprimento de onda e uma dada temperatura, a absortividade de um corpo negro é igual à sua emissividade:

$$A(\lambda) = E(\lambda) \tag{42}$$

**Lei dos deslocamentos de Wien**

Wilhelm Wien ganhou o Nobel de física de 1911. Sua lei estabelece que o comprimento de onda correspondente ao máximo poder emissivo de um corpo negro é inversamente proporcional a sua temperatura absoluta. O comprimento de onda correspondente ao máximo poder emissivo é representado pelo ponto de máxima da curva da equação de Planck. Para se determinar o ponto de máxima, deve-se tomar a primeira derivada e igualar a zero:

$$\frac{dE(\lambda, T)}{d\lambda} = 0 \quad (43)$$

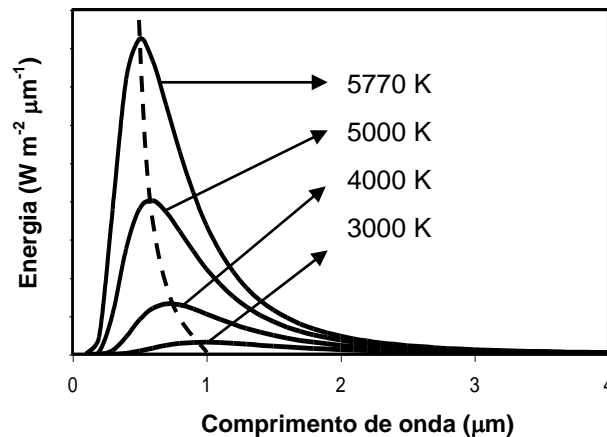
Obtém-se assim a chamada lei dos deslocamentos de Wien:

$$\lambda_{\max} = \frac{C}{T} \quad (44)$$

em que,

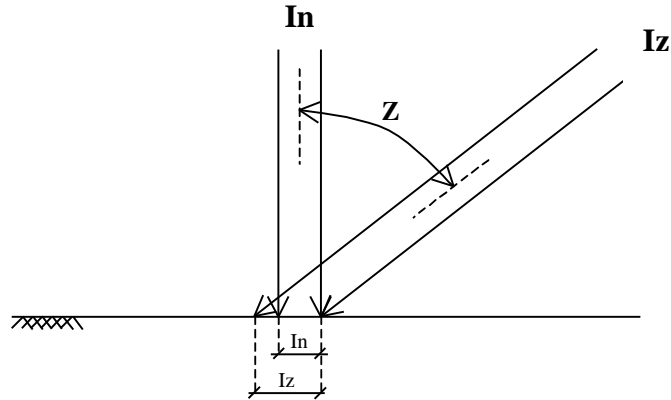
- $\lambda_{\max}$  - comprimento de onda correspondente ao máximo poder emissivo ( $\mu\text{m}$ );
- C - constante de Wien ( $2987 \mu\text{m K}$ );
- T - temperatura absoluta (K).

Representação esquemática da lei de Wien:



### Lei de Lambert ou do cosseno

A quantidade de energia incidente ( $I_z$ ) em uma superfície inclinada é igual à quantidade de energia incidente normal a essa superfície, ( $I_n$ ) multiplicada pelo cosseno do ângulo de inclinação ( $Z$ ) que  $I_z$  faz com  $I_n$ .



$$\cos Z = \frac{I_z}{I_n} \quad (45)$$

$$I_z = I_n \cdot \cos Z \quad (46)$$

Esta lei explica as variações nas quantidades de energia interceptadas nas diferentes latitudes da superfície terrestre.

## 5.6 Constante solar

É a quantidade de energia interceptada por unidade de área e unidade de tempo em uma superfície plana, colocada perpendicularmente aos raios solares, à distância média da Terra ao Sol ( $D$ ), igual a  $(1,495 \times 10^{11} \text{ m})$ , desconsiderando a influência da atmosfera. A constante solar pode ser calculada conforme descrito a seguir:

Inicialmente, determina-se o poder emissivo total do Sol ( $E_s$ ) tendo o Sol um raio equivalente a  $6,97 \times 10^8 \text{ m}$  e emitindo energia à temperatura de  $5760 \text{ K}$ :

$$E_s = 4\pi R^2 \cdot \sigma T_s^4 \quad (47)$$

Supondo que esta energia emitida seja igualmente distribuída no interior de uma esfera imaginária que tenha como raio a distância média Terra-Sol ( $D$ ), deve-se então calcular a área desta esfera ( $A_{\text{esf. imag.}}$ ), ou seja:

$$A_{\text{esf. imag.}} = 4\pi D^2 \quad (48)$$

Portanto, relacionando  $E_s$  com  $A_{\text{esf. imag.}}$ , tem-se a constante solar ( $S$ ):

$$S = \frac{E_s}{A_{\text{esf. imag.}}}$$

$$S = \frac{4\pi R^2 \cdot \sigma T_s^4}{4\pi D^2}$$

Substituindo os respectivos valores encontra-se  $1348 \text{ W m}^{-2}$ .

Pode-se também medir a constante solar, mas para isso é necessário sair da atmosfera terrestre. A primeira medida direta da Constante Solar feita acima da camada de ozônio, em 1967 por um foguete X-15 em Nevada, foi  $1,951 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ . A padronização da Constante Solar adotada pela NASA, após a avaliação de diferentes resultados obtidos em topos de montanhas, balões, foguetes, aeronaves e satélites, é de  $1,94 \pm 0,03 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$  ou  $1353 \pm 21 \text{ W m}^{-2}$ , valor bem próximo daquele calculado.

## 5.7 Características espectrais da radiação solar

### 5.7.1 Espectro da radiação

O Sol emite radiação em comprimentos de ondas acima de  $0,15 \mu\text{m}$ . Porém, mais de 99% da quantidade de energia é emitida no intervalo de  $0,15$  a  $4,0 \mu\text{m}$ , chamado de domínio ou região da radiação solar. O valor  $4,0 \mu\text{m}$  é utilizado ainda para dividir a radiação em duas faixas: radiação de **ondas curtas** e radiação de **ondas longas**.

O olho humano é sensibilizado pela radiação na faixa dos comprimentos de ondas de  $0,36$  a  $0,76 \mu\text{m}$ , faixa essa denominada **região visível**. Abaixo de  $0,36 \mu\text{m}$  é denominada radiação ultravioleta e, acima de  $0,76 \mu\text{m}$ , de radiação infravermelha.

O visível compreende os comprimentos de onda que impressiona a retina do olho humano, dando-lhe a sensação de visibilidade. O estímulo de cada pequena banda dessa região dá-nos as sensações de cores. Por exemplo, no início da faixa do visível a partir dos  $0,42 \mu\text{m}$ , a vista é sensibilizada para a cor azul e, à medida que, as bandas caminham em direção a  $0,7 \mu\text{m}$ , vão aparecendo as demais cores. Quando a radiação atravessa um prisma, a faixa visível é separada em suas cores equivalentes.

Do ponto de vista agrônomo, a radiação ultravioleta (UV), cujos comprimentos de onda são menores que  $0,36 \mu\text{m}$ , por possuir elevada energia tem alto poder biocida; a radiação visível é parcialmente absorvida pelas folhas das plantas para a realização da fotossíntese, razão pela qual é também conhecida por radiação fotossinteticamente ativa (RFA); e a radiação infravermelho próxima (IVP), com comprimentos de onda variando de  $0,7$  a  $4,0 \mu\text{m}$ , utilizadas nos processos morfológicos das plantas. No intervalo, entre  $0,7$  e  $0,8 \mu\text{m}$  existe também uma pequena absorção com efeito fotossintético. Antes de interagir com a atmosfera, essas três faixas possuem a seguinte composição em termos quantitativos do total de energia emitida pelo Sol: UV = 9%; RFA = 40%; Infravermelha = 51%, praticamente na faixa do IVP. Após atravessar a atmosfera, estas proporções modificam consideravelmente. Acima de  $4,0 \mu\text{m}$ , a energia radiante é dita infravermelha distante (IVD).

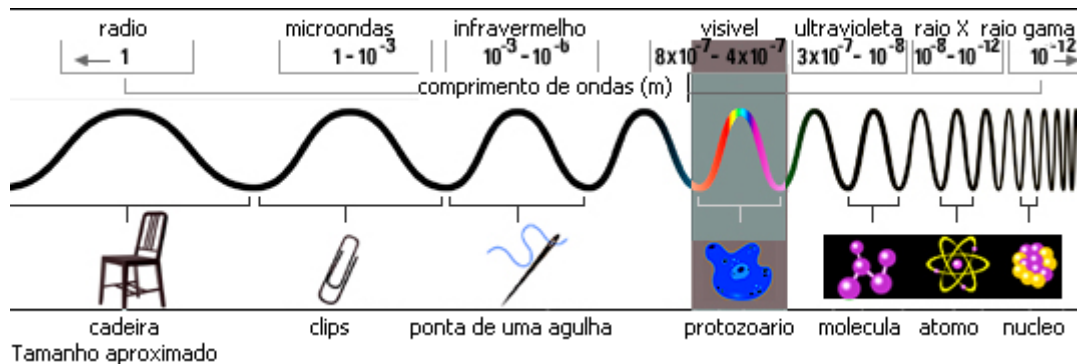
Representação esquemática do espectro da radiação:

|                                    |  |                                  |                               |                                  |  |
|------------------------------------|--|----------------------------------|-------------------------------|----------------------------------|--|
| 0,15 $\mu\text{m}$                 |  | 4,00 $\mu\text{m}$               |                               | 100,00 $\mu\text{m}$             |  |
| Região da radiação solar<br>(99 %) |  |                                  |                               |                                  |  |
| Radiação de ondas curtas (OC)      |  |                                  | Radiação de ondas longas (OL) |                                  |  |
| Radiação ultravioleta<br>(9 %)     |  | RAD. VISÍVEL<br>(40 %)           |                               | Radiação infravermelha<br>(51 %) |  |
|                                    |  | IVP                              |                               | IVD                              |  |
| 0,36 $\mu\text{m}$<br>(violeta)    |  | 0,76 $\mu\text{m}$<br>(vermelho) |                               |                                  |  |

A radiação visível, vista no esquema acima é desmembrada nas seguintes faixas ou bandas:

|                        |      |               |       |         |         |          |
|------------------------|------|---------------|-------|---------|---------|----------|
| Violeta                | Azul | Verde-azulado | Verde | Amarelo | Laranja | Vermelho |
| 0,36                   | 0,42 | 0,47          | 0,50  | 0,54    | 0,59    | 0,65     |
| 0,76 ( $\mu\text{m}$ ) |      |               |       |         |         |          |

De maneira geral, o espectro da radiação pode ser também esquematizado como visto a seguir:



### 5.7.2 Absorção seletiva de radiação solar na atmosfera

É a propriedade que certos gases componentes da atmosfera apresentam ao absorverem determinadas faixas de comprimentos de ondas da radiação que sobre eles incidem. São absorventes seletivos:

- Oxigênio - na faixa de 0,12 a 0,18  $\mu\text{m}$ ;
- Ozônio - na faixa de 0,20 a 0,33  $\mu\text{m}$  e 0,44 a 0,76  $\mu\text{m}$ ;
- CO<sub>2</sub> - na faixa de 1,50 a 2,80  $\mu\text{m}$ , principalmente 2,70  $\mu\text{m}$ ;

Vapor d'água - apesar de sua baixa proporção na atmosfera, é considerado o principal absorvente seletivo de radiação, absorvendo de 0,8 a 2,4  $\mu\text{m}$ , 5,5 a 7,0  $\mu\text{m}$  e comprimentos de ondas maiores que 15,0  $\mu\text{m}$ .

As faixas de comprimentos de ondas que **não** são absorvidas pelo vapor d'água são denominadas “**janelas da atmosfera**”, sendo seu conhecimento de grande importância em aerofotogrametria e sensoriamento remoto. A principal faixa da janela atmosférica está entre os comprimentos de onda de 8 a 12  $\mu\text{m}$ , à exceção da região em torno de 9,6  $\mu\text{m}$  em que estes comprimentos de onda são quase que totalmente absorvidos pelo ozônio.

### 5.7.3 Espalhamento da radiação solar na atmosfera

A radiação solar interage com a atmosfera. Parte toma a direção da Terra e parte retorna para o espaço sideral determinando relevantes perdas. A interação ocorre na forma de reflexão, refração e absorção. A radiação se difunde pela atmosfera. Esse fenômeno é chamado de espalhamento da radiação.

Em função das dimensões das partículas responsáveis pela difusão, a mesma é separada em dois processos diferentes:

Difusão seletiva: ocorre quando o raio médio ( $r$ ) das partículas difusoras é menor que 10% do comprimento de onda ( $r < 0,1\lambda$ ). Nessas circunstâncias a partícula oscilará com a mesma frequência da radiação incidente e comportando-se como um oscilador elementar, “espalhará” a radiação incidente nas direções do espaço. Esse tipo de difusão é denominado de seletiva, porque de acordo com a lei de Rayleigh, a intensidade de difusão ( $I_\lambda$ ) é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda ( $\lambda$ ):

$$I_\lambda = \frac{1}{\lambda^4} \quad (49)$$

A difusão ocasionada por tais partículas ( $r < 0,1\lambda$ ) independentemente da sua natureza é responsável pela cor azul do céu (difundindo mais intensamente os comprimentos de onda da faixa azul do espectro visível). Os gases constituintes do ar atmosférico são os principais responsáveis por este processo.

Difusão não seletiva (reflexão difusa): quando as partículas difusoras forem maiores ou da ordem do comprimento de onda da radiação incidente, esse fenômeno não se verifica, ocorrendo um simples processo de reflexão não seletiva (reflexão difusa). Nesse caso, a radiação incidente apenas se reflete mudando de direção e conservando suas características. Elementos de nuvens, poeiras e aerossóis ocasionam a difusão não seletiva.

### 5.7.4 Radiação fotossinteticamente ativa (RFA)

#### 5.7.4.1 Unidade fotoenergética

Até aqui, a natureza da radiação solar, tem sido tratada conforme o modelo ondulatório conforme a relação  $c = \lambda \cdot f$  podendo-se propagar tanto no espaço quanto no vácuo. Porém, a radiação ao ser interceptada e sofrer interação por algum corpo passa, normalmente, a ser tratada como sendo

transportada por “pacotes” de partículas (fótons ou quanta). Esse tratamento ambíguo da radiação é conhecido por **teoria da dualidade da luz**. Assim, pode-se conhecer a energia associada a um determinado comprimento de onda, ou seja, a energia de um fóton ou quantum, como, por exemplo, no caso da energia utilizada pelas plantas na realização da fotossíntese. Esta energia, também conhecida por energia quântica ( $E_q$ ) é calculada pela equação de Planck:

$$E_q = h f \Rightarrow E_q = h \frac{c}{\lambda} \quad \parallel \quad c = \lambda \cdot f \therefore f = \frac{c}{\lambda} \quad (50)$$

em que,

$E_q$  - energia de um fóton da radiação para determinado comprimento de onda (J);

$h$  - constante de Planck,  $6,63 \times 10^{-34}$  J s;

$f$  - frequência da radiação (Hz ou 1/s);

$\lambda$  - comprimento de onda (m);

$c$  - velocidade da luz,  $3 \times 10^8$  m s<sup>-1</sup>.

Como exemplo, vamos calcular a energia para o comprimento de onda correspondente ao pico máximo da emissão solar ( $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$ , na região do verde):

Ao efetuar os cálculos tem-se:

$$E_q = 3,62 \times 10^{-19} \text{ J (energia de 1 fóton ou quantum; fótons = quanta)}$$

Esse valor é inconvenientemente pequeno, portanto, normalmente a energia é calculada por mol de fótons (1 mol =  $6,02 \times 10^{23}$ , número de Avogadro). Um mol de fótons é chamado de Einstein (E). Assim, para o exemplo anterior ( $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$ ), um Einstein (E) será:

$$E = 6,02 \times 10^{23} \times 3,62 \times 10^{-19} \Rightarrow E = 2,2 \times 10^5 \text{ J}$$

Em Fisiologia Vegetal, normalmente se expressa a energia em kcal por mol de fótons. Dessa forma, tem-se:

$$1 \text{ cal} = 4,1855 \text{ J} \text{ ou } 1 \text{ J} = 0,2389 \text{ cal}$$

$$E = 2,2 \times 10^5 \text{ J} \times 0,2389 \text{ cal/J} \Rightarrow E = 52558 \text{ cal}$$

Ou seja, a energia de um Einstein será:

$$E = 52,56 \text{ kcal mol}^{-1}$$

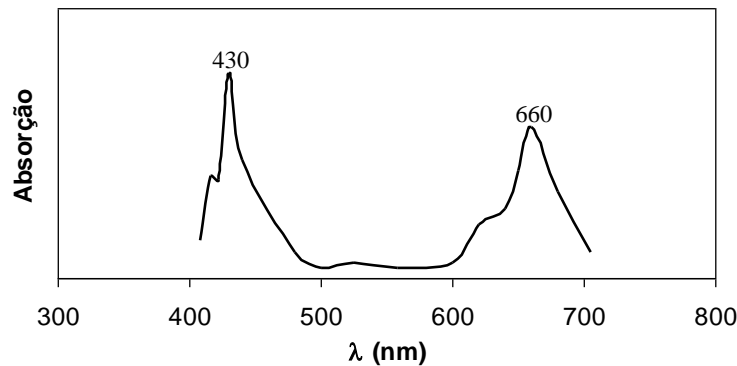
### 5.7.4.2 Características espectrais

Fotossíntese é o processo, por meio do qual, as plantas verdes transformam a energia radiante (eletromagnética) em energia química. Da energia interceptada pelo dossel vegetativo, parte é absorvida por componentes específicos dos cloroplastos presentes nas folhas, daí o nome **radiação fotossinteticamente ativa (RFA)**. Dentre esses componentes, os mais importantes são representados pelos pigmentos, principalmente as clorofilas. Assim, as clorofilas, ao absorverem a energia radiante exercem um papel fundamental de bioconversão, transformando a energia luminosa (radiante) em energia química, desencadeando-se o processo fotossintético.

Os efeitos fotoquímicos são decorrentes da estrutura molecular das moléculas orgânicas. O efeito da atividade de um fóton é quando da absorção desse fóton pelo organismo. Com o ganho da energia na absorção, a molécula tem a passagem de seu estado fundamental de energia para um estado de excitação. Nas moléculas orgânicas, essa diferença de energia encontra-se na passagem de elétrons de uma à outra órbita, denominando-se de transição eletrônica.

Conforme visto, as ondas eletromagnéticas que constituem a faixa do visível dentro do espectro de emissão de radiação estão compreendidas entre 0,36 a 0,76  $\mu\text{m}$  ou 360 a 760 nm. Aproximadamente 50% do fluxo de energia solar que chega até as plantas consistem em luz visível. Genericamente, a folha reflete em torno de 10% da energia incidente, transmite em torno de 10%, e absorve ao redor de 80%. Evidentemente esses índices variam segundo as condições da cultura.

Abaixo se pode observar o espectro de absorção de luz especificamente para a clorofila “a”. Verificam-se picos distintos de absorção nas regiões do azul (430 nm; 1 nm =  $10^{-3}$   $\mu\text{m}$ ) e vermelho (660 nm), comprimentos de onda que são abundantes na radiação solar. Por outro lado, a clorofila não absorve luz na região do verde, sendo refletido pelas folhas. Como a faixa de maior irradiância do espectro de emissão solar situa-se na região do verde e, conseqüentemente, a maior reflexão das folhas das plantas é nessa região, compreende-se facilmente porque a clorofila é verde.



Espectro de absorção da clorofila “a”  
(Adaptado de Ferri, 1985).

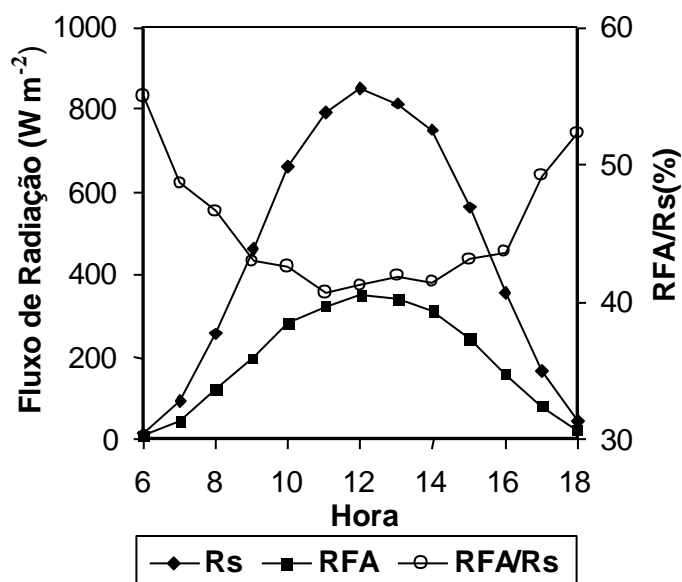
A banda na faixa do azul, indo de 400 a 450 nm, tendo seu pico máximo ao redor de 430 nm, é a de maior eficiência fotossintética do espectro de emissão da radiação solar. Em um dossel vegetativo, as folhas das plantas que apresentam maior atividade de fotossíntese são as da parte mais externa, porque estão mais expostas à radiação solar direta e além de, geralmente, serem mais novas, portanto, mais preparada à atividade fotossintética. As folhas internas respondem melhor à radiação difusa, e, de

acordo com a lei de Rayleigh, esta corresponde aos menores comprimentos de onda, explicando assim, a maior eficiência fotossintética na faixa do azul, em torno de 430 nm.

A faixa do espectro de emissão solar de 450 até 600 nm por possuir elevada energia é rejeitada pela planta, por questões morfológicas. A absorção dessa faixa acarretaria em demasiado aumento de energia interna do sistema foliar, energia essa que ocasionaria a aceleração de uma série de reações bioquímicas, com conseqüente desequilíbrio enzimático e excessivas trocas de água e  $\text{CO}_2$  com o meio, incompatíveis com o processo biológico.

Na faixa final do laranja e vermelho, entre 600 a 700 nm, existe uma banda de absorção para efeito fotossintético, tendo seu pico máximo ao redor de 660 nm. Esse pico máximo de radiação, ocorrendo ao redor desse comprimento de onda (660 nm), corresponde a uma eficiência fotossintética de 60 % em relação àquela que ocorre para a região do azul (430 nm). Isso é, a eficiência do comprimento de onda de 660 nm é igual a 60 % da eficiência máxima dada pelo comprimento de onda 430 nm.

A RFA é a que menos é absorvida pela atmosfera. Conforme se observa na figura a seguir, para um dia praticamente sem nuvens, a razão entre RFA e a radiação incidente à superfície ( $R_s$ ), ( $RFA/R_s$ ), variou continuamente ao longo do dia, sendo maior pela manhã e pela tarde e mínima ao meio dia. Esse efeito é atribuído à maior espessura da camada atmosférica, percorrida pelos raios solares tanto pela manhã como à tarde. Assim a  $R_s$  sofre maior interação com a atmosfera, sendo que a RFA sofre uma interação bastante menor. Por outro lado, os raios solares estão mais afastados do zênite local, pois, conforme foi visto pela lei de Lambert, a quantidade de radiação interceptada por unidade de área e tempo é menor pela manhã e à tarde, também chamado de efeito cosseno.



Varição ao longo do dia da radiação solar  $R_s$ , RFA e da razão  $RFA/R_s$  para um dia sem nuvens (Adaptado de Assunção, 1994).

O que foi aqui exposto mostra, em caráter generalizado, a resposta das plantas à emissão de radiação solar quanto à radiação fotossinteticamente ativa, pois cada gênero, espécie e variedades de plantas se diferenciam entre si.

## 5.8 Balanço de radiação

O balanço de radiação ou saldo de radiação sobre a superfície é a contabilização líquida de toda a energia radiante presente no sistema solo-atmosfera, resultando na **radiação líquida**, a qual será a energia disponível para os processos que ocorrem junto à superfície. Será simbolizada por **Rn**, do inglês “net radiation”. Essa será, portanto, a energia utilizada no aquecimento ou resfriamento do solo, aquecimento ou resfriamento do ar, evaporação da água, e a utilizada nos processos biológicos e fisiológicos dos seres vivos, como a fotossíntese e a transpiração nos vegetais.

A radiação que chega no limite superior da atmosfera é chamada de **radiação total**, podendo também ser chamada de **radiação na ausência da atmosfera (Ra)**. É a quantidade de energia radiante integrada desde o nascer ao pôr do Sol. A radiação, ao atravessar a atmosfera sofre os processos de absorção, reflexão e difusão. A radiação que efetivamente atinge a superfície da Terra passa a ser chamada simplesmente de **radiação solar incidente (Rs)**. A radiação solar Rs é composta pela **radiação difusa** e **radiação direta**. A radiação direta é aquela que atinge a superfície da Terra sem ser interceptada por nuvens ou espalhada pela atmosfera (é a radiação que caracteriza a sombra dos objetos). A radiação difusa é a espalhada na atmosfera, sofrendo vários desvios no seu percurso (é a radiação que permite a claridade mesmo na sombra durante o dia).

Da radiação que atinge a Terra, parte é refletida, em razão do **albedo (r)** ou poder refletor da superfície, sendo devolvida para o espaço, resultando no saldo ou **balanço radiação de ondas curtas (Rns)**, que será a energia absorvida pela superfície.

Simultaneamente, com a absorção de energia pela superfície, ocorre a emissão de energia na faixa de comprimentos de ondas longas. Ao interagir com a atmosfera, principalmente com nuvens e vapor d'água, parte é devolvida à superfície, seja por emissão ou reflexão, resultando no balanço de ondas longas, ou **emissão efetiva terrestre (Rb)**.

Dessa forma, matematicamente o balanço de radiação junto à superfície será:

$$\begin{aligned} R_n &= R_{ns} + R_b \\ R_n &= R_s - rR_s + (-R_b) \\ R_n &= (1 - r)R_s - R_b \end{aligned} \quad (51)$$

### 5.8.1 Balanço de radiação de ondas curtas (Rns)

Como visto,

$$R_{ns} = R_s(1 - r) \quad (52)$$

em que,

Rns - balanço ou saldo de radiação de ondas curtas;

Rs - radiação solar incidente;

r - albedo da superfície.

Para a estimativa da radiação solar incidente à superfície terrestre (Rs), deve-se primeiramente estimar a radiação que chega no limite superior (“topo” ou “ausência”) da atmosfera, ou seja, a radiação total (Ra).

Assim **Ra** é obtida pela equação seguinte:

$$R_a = 37,586 \, dr(\omega_s \, \text{sen}\phi \, \text{sen}\delta + \cos\phi \, \cos\delta \, \text{sen}\omega_s) \, \text{MJ m}^{-2} \, \text{d}^{-1} \quad (53)$$

em que,

Ra - radiação total;

dr - distância relativa Terra-Sol sendo obtida por:

$$dr = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (54)$$

J - dia juliano: número de dias transcorridos desde o dia 1º de janeiro;

$\omega_s$ ,  $\phi$  e  $\delta$  já foram vistos no capítulo “Relações Astronômicas entre a Terra e o Sol”.

A radiação solar  $R_s$ , é então, estimada pela equação:

$$R_s = R_a \left( a + b \frac{n}{N} \right) \quad (55)$$

Sendo “a” e “b” coeficientes de regressão, em que a equação anterior torna-se:

$$R_s = R_a \left( 0,29 \cos \phi + 0,52 \frac{n}{N} \right) \quad (56)$$

Ou ainda:

$$R_s = R_a \left( 0,25 + 0,50 \frac{n}{N} \right) \quad (57)$$

em que os parâmetros ( $a = 0,25$  e  $b = 0,50$ ) são propostos pela FAO para a estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>).

Nessas equações  $n$  é a insolação diária (obtida em registros do heliógrafo) e  $N$  é a duração astronômica do dia.

Para Lavras, MG, estes parâmetros foram obtidos experimentalmente para o período de dezembro/2001 a setembro/2002 de acordo com o quadro a seguir, Dantas et al. (2003):

| Meses          | Constante   |             | Coeficiente de determinação $r^2$ |
|----------------|-------------|-------------|-----------------------------------|
|                | a           | b           |                                   |
| Dezembro 2001  | 0,22        | 0,50        | 0,72                              |
| Janeiro 2002   | 0,20        | 0,55        | 0,90                              |
| Fevereiro 2002 | 0,27        | 0,43        | 0,89                              |
| Março 2002     | 0,30        | 0,34        | 0,80                              |
| Abril 2002     | 0,22        | 0,50        | 0,84                              |
| Mai 2002       | 0,28        | 0,41        | 0,75                              |
| Junho 2002     | 0,18        | 0,52        | 0,85                              |
| Julho 2002     | 0,18        | 0,54        | 0,87                              |
| Agosto 2002    | 0,21        | 0,50        | 0,93                              |
| Setembro 2002  | 0,21        | 0,52        | 0,93                              |
| <b>Período</b> | <b>0,21</b> | <b>0,48</b> | <b>0,89</b>                       |

### 5.8.2 Balanço de radiação de ondas longas (Rb)

É obtido pela equação:

$$Rb = -\left(0,9 \frac{n}{N} + 0,1\right) \left(0,34 - 0,14\sqrt{ea}\right) \sigma \left(T_{kx}^4 + T_{kn}^4\right) \frac{1}{2} \quad (58)$$

em que,

Rb - balanço de ondas longas ou emissão efetiva terrestre ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ );

ea - pressão atual do vapor d'água (kPa);

$\sigma$  - constante de Stefan-Boltzmann,  $4,903 \times 10^{-9} MJ m^{-2} d^{-1} K^{-4}$ ;

$T_{kx}$  - temperatura máxima absoluta do ar (K);

$T_{kn}$  - temperatura mínima absoluta do ar (K).

*Nota:* Normalmente, para o período de um dia as unidades de energia radiante são expressas em ( $MJ m^{-2} d^{-1}$ ).

## 5.9 Aproveitamento da radiação solar

### 5.9.1 Sistema de aquecimento de água para uso residencial e industrial

A energia solar é tida como inesgotável e não poluente. Apesar do custo bastante reduzido, o seu aproveitamento é ainda normalmente caro, o que conduz ao estímulo de desenvolvimento de pesquisas nesse campo de aplicação quanto ao seu aproveitamento.

A conversão da energia solar em energia elétrica é possível, porém, ainda de alto custo pelo processo conhecido como “células fotoelétricas”. É aplicável quando se necessita de pequenas tensões em locais com difícil acesso à rede elétrica convencional.

A maior possibilidade de aproveitamento da radiação solar na zona rural está nas estruturas de secagem de grãos e sementes. A construção de terreiros de secagem seguindo técnicas simples (face de exposição, inclinação, ausência de sombreamento) aumenta a eficiência do mesmo.

Pode ser considerado como aproveitamento de radiação o planejamento de obras rurais, objetivando dar maior conforto térmico aos animais e mesmo ao homem. Certas construções, como bezerreiros, devem receber o sol da manhã no seu interior, por questões profiláticas e granjas avícolas não devem receber sol no seu interior, por questão de conforto térmico.

Outra possibilidade de fácil acesso são os aquecedores solares planos que, sendo de baixo custo, permitem aquecimento da água para o consumo em residências, piscinas, hotéis, indústrias, edifícios, propriedades rurais ou ainda para a utilização em higienização de instalações ou mesmo pré-aquecimento de água para fins industriais ou agroindustriais. Em locais em que a água não apresenta boa qualidade para consumo, podem-se construir destiladores solares, tendo-se, assim, água de qualidade a custo baixo. E quando se pensa em água quente com economia, a energia solar reforça ainda mais essa visão por ser realidade. Assim, serão descritos adiante os detalhes físicos e construtivos de um sistema de aquecimento de água.

Para o bom aproveitamento da radiação solar a baixo custo deve-se ter um bom conhecimento físico desse potencial energético. A partir daí, a criatividade e habilidade farão boa parte do trabalho.

### 5.9.1.1 Composição e construção

Basicamente, o sistema de aquecimento de água por energia solar é composto de coletores solares (placas) e reservatório térmico (Boiler), vistos nas figuras seguintes.

Normalmente, as placas coletoras, são constituídas por uma caixa com chapas de alumínio com dimensões aproximadas de 2,00 x 1,00 x 0,07 m. O fundo dessa caixa é revestido com material termo-isolante (mantas de lã de vidro ou espuma de poliuretano expandido). Sobre esse material é colocada a tubulação (tubos de cobre) da serpentina, e em seguida, cobrindo essa serpentina, devidamente sobreposta e cobrindo toda a extensão da área da caixa é colocada uma chapa fina de alumínio ou cobre. Esta superfície é pintada com tinta preta fosca para minimizar a reflexão de energia, contribuindo para maior capacidade de absorção. Por fim, a caixa é coberta com vidro transparente, encaixado e vedado com borracha à base de silicone.

O reservatório térmico também conhecido por Boiler, é um recipiente para armazenamento da água aquecida. É um cilindro fabricado em aço inox, cobre ou polipropileno, também revestido com isolante térmico (mantas de lã de vidro ou espuma de poliuretano expandido) e proteção externa em chapa de alumínio. Dessa forma, a água é conservada aquecida para consumo posterior.

Os materiais de cobre e alumínio são utilizados, pois além de possuírem maior resistências a temperaturas elevadas possuem elevada condutividade térmica, necessários para a eficiência do sistema.

### 5.9.1.2 Instalação do sistema

Normalmente, como em instalações residenciais, os coletores solares são dispostos um ao lado do outro sobre o telhado. Devem apresentar uma inclinação, onde a entrada da água fria (de maior densidade) se dá pela parte inferior e a saída de água quente (de menor densidade) pela parte superior, decorrente do processo natural de convecção da circulação de água. Em sua instalação, o correto

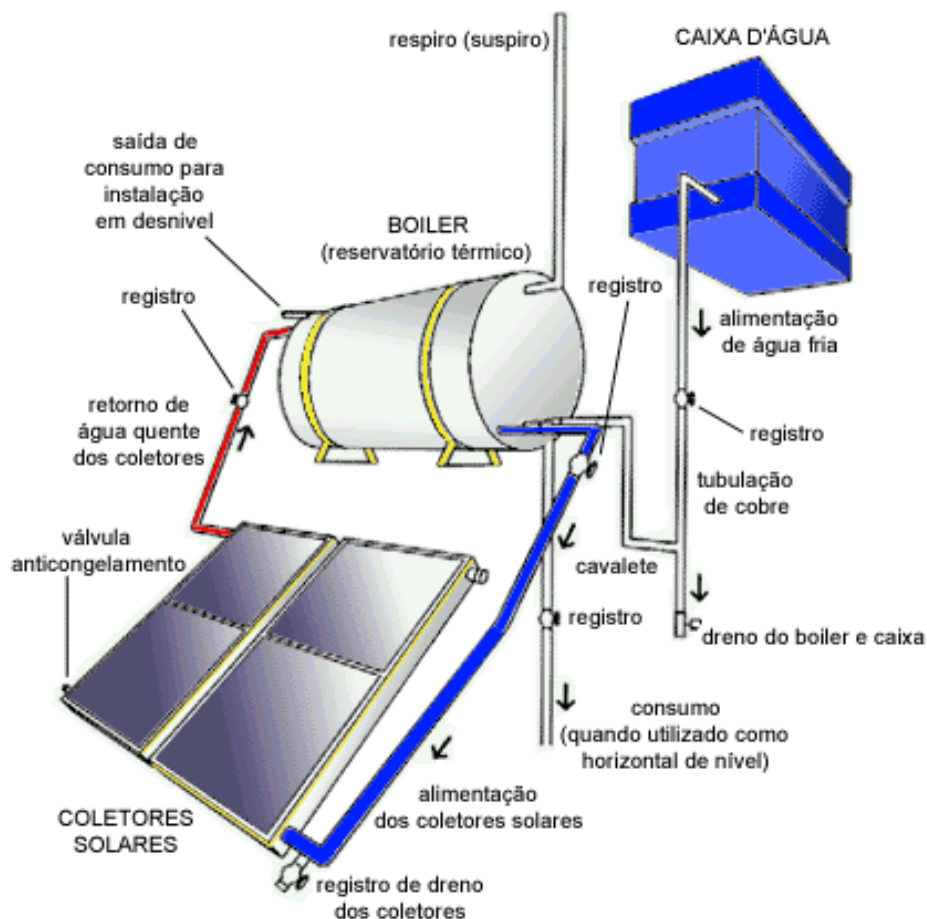
posicionamento dos coletores é de fundamental importância para a eficiência do sistema. O coletor deve estar direcionado ao Sol com a sua área de absorção (cobertura de vidro) de tal forma que apresente a menor variação possível com a perpendicularidade aos raios solares diretos ao longo do ano. Assim, em razão da declinação solar, essa exposição dos coletores deve estar voltada para o polo geográfico, onde, relativamente ao local, o Sol se encontra no inverno. Assim, em geral para as regiões do Brasil, os coletores são expostos com face ao norte geográfico. Quanto à inclinação, tanto quanto possível, exceto em condições residenciais, onde a inclinação dos coletores é limitada pela inclinação do telhado por questões estéticas, a inclinação deve ser igual ao valor do ângulo da latitude local com variação em torno de  $\pm 5^\circ$ . Levando em consideração, o caminhar aparente do Sol durante o dia, e visando ao armazenamento de água quente para a noite e a manhã do dia seguinte, a exposição dos coletores mais voltada para o oeste (pôr do sol) é mais interessante, contudo, a exposição norte deve ser a mais preponderante. Desta forma, a exposição de melhor eficiência dos coletores é a noroeste, considerando os caminhamentos aparentes do Sol durante o dia e o ano. Não atendendo essas condições, o posicionamento dos coletores deve estar o mais próximo possível da inclinação e exposição acima especificadas.

O boiler deve estar acima do nível dos coletores e abaixo do reservatório de água fria. O boiler pode também ser colocado ao lado do reservatório de água fria, para tanto se deve utilizar uma válvula de retenção para evitar o refluxo de água quente.

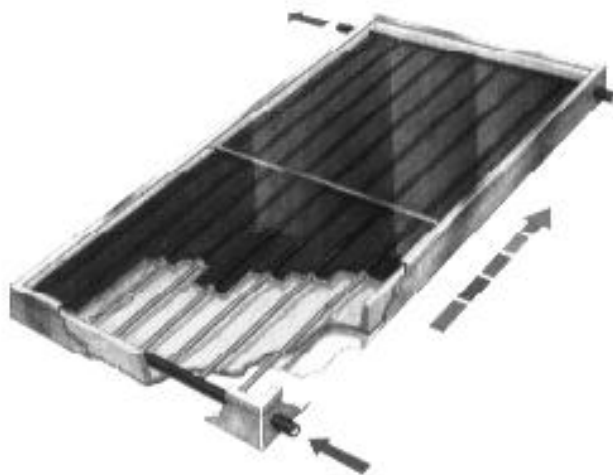
### 5.9.1.3 Princípio de funcionamento

A radiação solar ao incidir sobre os coletores solares atravessa o vidro. Lembre-se que a radiação solar ocorre predominantemente em ondas curtas, sendo o vidro transmissível a esses comprimentos de ondas e opaco à radiação em comprimentos de ondas longas. Assim, o coletor ao absorver a radiação proveniente do Sol, aquece toda a superfície interna do coletor. Esse aquecimento é intensificado, em razão do efeito estufa causado pela cobertura de vidro que impede transmissão da radiação de ondas longas emitidas pela superfície interna do coletor. Lembre-se, conforme demonstra a lei de Planck, de que à medida que a temperatura de um corpo diminui, a emissão de ondas eletromagnéticas ocorre em comprimentos de ondas cada vez maiores. Assim a serpentina de tubos de cobre por onde circula a água é aquecida e esta transfere para a água, por condução, o calor absorvido fazendo com que a temperatura da água atinja valores bastante elevados. Dessa forma, a água ao ser aquecida circula entre os coletores pelo processo natural da convecção. Nesse sistema, a água dos coletores fica mais quente e, portanto, menos densa que a água no reservatório. Assim, a água fria “empurra” a água quente gerando a circulação. Observa-se que, os três processos de transferência de energia estão presentes nesse sistema. A circulação da água também pode ser feita por meio de motobombas em um processo de circulação forçada (bombeada), e são normalmente utilizadas em piscinas e sistemas de grandes volumes.

A caixa de água fria alimenta o reservatório térmico pela parte inferior, permitindo a circulação de água dentro do boiler, mantendo-o sempre cheio e evitando também o acúmulo de resíduos, conduzidos pela água, no fundo por decantação.



Sistema completo de aquecimento de água para uso residencial e, ou, industrial.  
(<http://www.soletrol.com.br> – Acesso em 07/04/2010)



Coletor solar (placa) do sistema de aquecimento de água.

## 6 TEMPERATURA DO AR E GRAUS-DIA

### 6.1 Introdução

A temperatura do ar expressa de maneira simples a energia contida no meio. No decorrer de um dia, a energia à disposição do ambiente oscila entre dois valores extremos, ou seja, entre a temperatura mínima e a máxima. Como essa energia vai de um extremo ao outro, ela atua em processo de contínuo estímulo aos processos fisiológicos vitais nos seres vivos.

Os seres vivos que povoam o planeta vivem adaptados à energia do ambiente. Além da variação diária, a temperatura varia também ao longo do ano, conforme a disposição da Terra à radiação solar. Assim, vê-se que a temperatura do ar tem um efeito claro no desenvolvimento dos seres vivos.

Do ponto de vista agrônomo, a temperatura é de vital importância para o crescimento e desenvolvimento das plantas, assim como para a produção. Muitos processos fisiológicos nas plantas superiores ocorrem entre temperaturas de 0 a 40 °C. Portanto, existe uma ampla faixa de temperaturas para o crescimento, ainda que algumas culturas sejam mais adaptadas a relativamente baixas, moderadas ou até altas temperaturas. O melhoramento genético tem ampliado esta faixa nas últimas décadas.

Uma vez que a temperatura requerida por certa espécie seja conhecida, a escolha de uma área favorável pode ser feita, uma vez que médias de períodos longos de variação anual e diurna da temperatura são frequentemente disponíveis em todas as partes do mundo. Além disso, em temperaturas subótimas, um aumento na temperatura (casa de vegetação, cobertura plástica) pode ser obtido, mas tais instalações requerem, frequentemente, altos investimentos de capital. A aplicação de tais técnicas é somente viável quando altos retornos de capital são esperados.

A superfície do solo, com ou sem vegetação, é o principal receptor de radiação solar e da radiação atmosférica, sendo também um emissor de radiação. Seu balanço de radiação, variável no decurso do dia e do ano, promove variações diárias e anuais na temperatura do solo e do ar.

As variações diárias do balanço de radiação da superfície do solo ocorrem em função da trajetória diária do Sol acima do horizonte, enquanto que as variações estacionais, em função da variação da declinação do Sol ao longo do ano.

### 6.2 Balanço de energia

O balanço de energia compreende a partição do balanço de radiação (radiação líquida), disponível aos processos vitais junto à superfície do solo, sendo dividido nos seguintes componentes:

$$RL = H + LE + G + P \quad (59)$$

em que,

RL - radiação líquida disponível no sistema solo-planta-atmosfera;

H - fluxo de calor sensível, destinado às trocas de calor entre a superfície e o ar, responsável pelo aquecimento e resfriamento do ar;

LE - fluxo de calor latente, fração da energia utilizada nos processos de evaporação, transpiração e, ou, evapotranspiração;

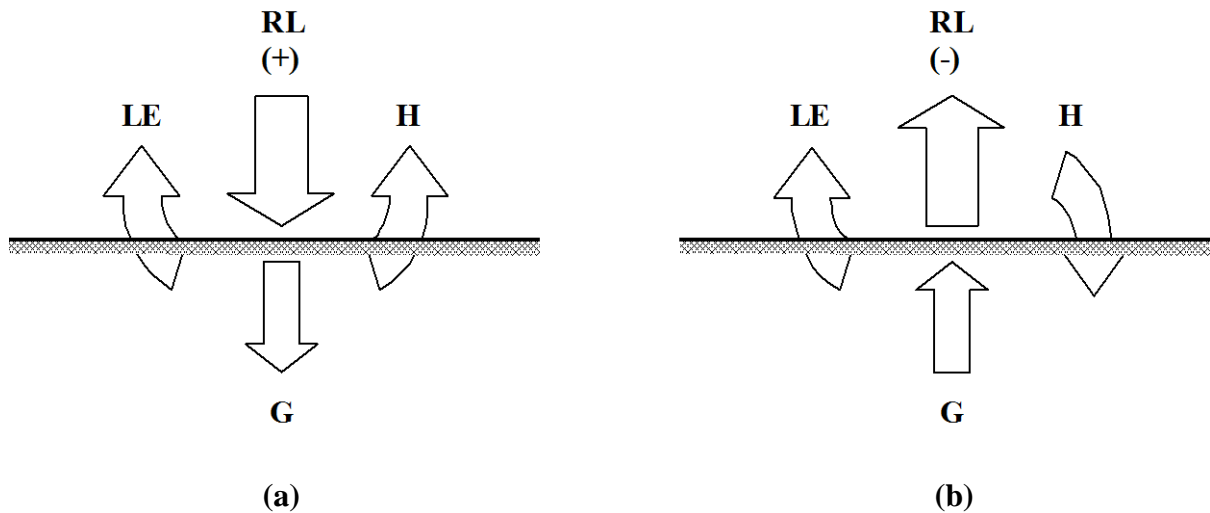
G - fluxo de calor sensível no solo;

P - energia utilizada nos processos biológicos, tal como a fotossíntese, correspondendo cerca de até 3-4% da radiação líquida.

Do ponto de vista quantitativo a fração P, pode ser desconsiderada, portanto, tem-se:

$$RL = H + LE + G \quad (60)$$

As figuras seguintes ilustram a repartição da radiação líquida sob condição positiva RL (+) e negativa (RL (-)).



Partição do balanço de radiação junto à superfície  
(Adaptado de Tubelis & Nascimento, 1980).

### 6.3 Aquecimento e resfriamento do ar

O balanço de radiação sobre uma superfície é composto por uma entrada de energia, a radiação solar absorvida, e por uma liberação de energia que é a emissão efetiva terrestre. A radiação absorvida ocorre durante o período em que o Sol está acima do horizonte, e sua intensidade é proporcional à altura do Sol acima do horizonte, sendo máxima na sua passagem meridiana. A emissão efetiva terrestre é crescente do nascer do Sol até a sua passagem meridiana, quando passa a ser decrescente até o nascer seguinte.

A representação gráfica da radiação solar absorvida e da emissão efetiva terrestre define três regiões, conforme é mostrado na figura seguinte. A área (1 + 2) representa o total diário da radiação solar absorvida, enquanto que (1+3) o total diário da emissão efetiva terrestre. A área (1) é a radiação solar absorvida usada para repor parte da emissão efetiva terrestre. A área (2) representa a fração excedente da radiação solar absorvida e que é disponível para outros processos. A área (3) indica o déficit de radiação da superfície.

Para um dia, a diferença entre as áreas (2) e (3) é pequena e variável no decurso do ano.

Os pontos A e B da figura são os momentos em que o balanço de radiação é nulo; o intervalo entre A e B é um período em que o balanço é positivo e entre B e A, ele é negativo.

O aquecimento e o resfriamento do ar também são governados pelo balanço de radiação da superfície do solo, conforme mostra a figura seguinte. A temperatura do ar também possui variações diárias e estacionais da mesma forma que a temperatura do solo.

As trocas de calor do ar com a superfície do solo se dão basicamente por condução e por convecção. Em razão da baixa condutividade térmica do ar, os processos de seu aquecimento e resfriamento não atingiriam mais de 3 metros de altura se ocorressem exclusivamente por condução. Por outro lado, as observações mostram que a pelo menos 1000 m de altura existe uma diferença marcante de temperatura do ar entre o dia e a noite.

O fator preponderante de transporte de calor na atmosfera é a difusão turbulenta, ocasionada pelos movimentos turbulentos do ar na atmosfera, que transportam, além do calor, outras propriedades importantes como o vapor d'água, a energia cinética, o gás carbônico, os poluentes, os defensivos agrícolas, etc. A difusão turbulenta tem duas causas: o movimento friccional e o movimento convectivo. O movimento friccional ou convecção forçada é causado por variações na rugosidade das superfícies e por variações da velocidade do vento com a altura. O movimento convectivo ou convecção livre é consequência do balanço positivo de radiação da superfície. Durante o dia, ambos os processos se desenvolvem, enquanto, à noite, o processo predominante é o movimento friccional.

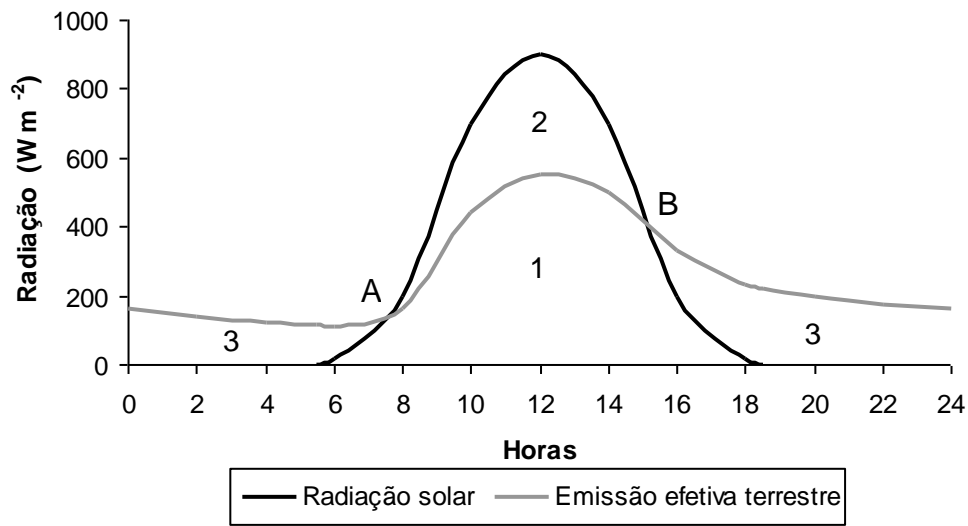


Diagrama esquemático do balanço de radiação durante o dia  
(Adaptado de Tubelis & Nascimento, 1980).

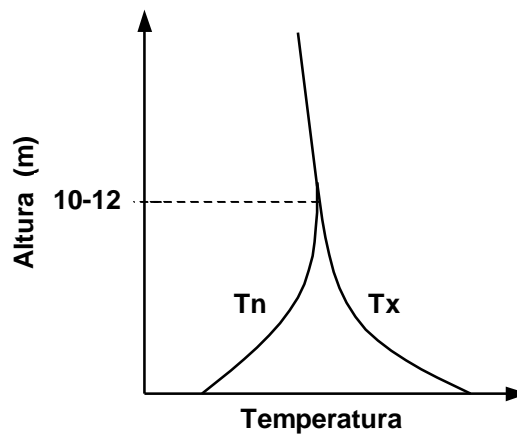
Quando o balanço de radiação sobre a superfície do solo começa a ser positivo, ou seja, o ponto A da figura, o ar em contato com o solo começa a ser aquecido por condução. Esse ar aquecido expande-se, eleva-se e é substituído por ar de maior densidade. Esse é o início de um processo de convecção livre, que pronuncia com o aumento do balanço positivo de radiação. Por este processo o ar vai sendo sucessivamente aquecido, sendo o de junto do solo aquele que aquece mais rápido e intensamente. Em consequência dessas células de circulação, o ar como um todo tem sua temperatura aumentada continuamente.

A temperatura máxima do ar em contato com o solo ocorre simultaneamente com a temperatura máxima da superfície do solo; à medida que se afasta do solo, a temperatura máxima se atrasa continuamente.

Após a temperatura máxima, a temperatura do ar diminui como consequência da diminuição da temperatura do solo, com o balanço de radiação positivo e decrescente.

Quando o balanço de radiação torna-se negativo, a partir do ponto B, estabelece-se um fluxo de calor por condução do ar (rente à superfície) para a superfície. Este fluxo passa a resfriar o ar, iniciando pelas camadas adjacentes à superfície. Pelo aumento da densidade do ar em razão do resfriamento, as diversas camadas tendem a se acamar. O processo se intensifica continuamente no correr da noite até a nova inversão no balanço de radiação, quando a temperatura do ar adjacente ao solo é mínima. A temperatura mínima atrasa-se para as camadas mais afastadas da superfície do solo.

Do exposto, pode-se concluir que a diferença entre os extremos das temperaturas (amplitude térmica), diminui para cada camada de ar que se afasta da superfície, em razão da resposta às variações de temperatura da superfície durante o dia (24 horas), conforme pode ser visualizado na figura logo abaixo. Nessa figura, estão representados os perfis verticais das temperaturas máximas (Tx) e mínimas (Tn) para cada camada de ar. A partir de certa altura da superfície do solo, (por exemplo, cerca de 10-12 m), praticamente, não há variações da temperatura do ar em função das variações de temperatura da superfície, sendo a partir daí a temperatura afetada por outras fontes de variação.

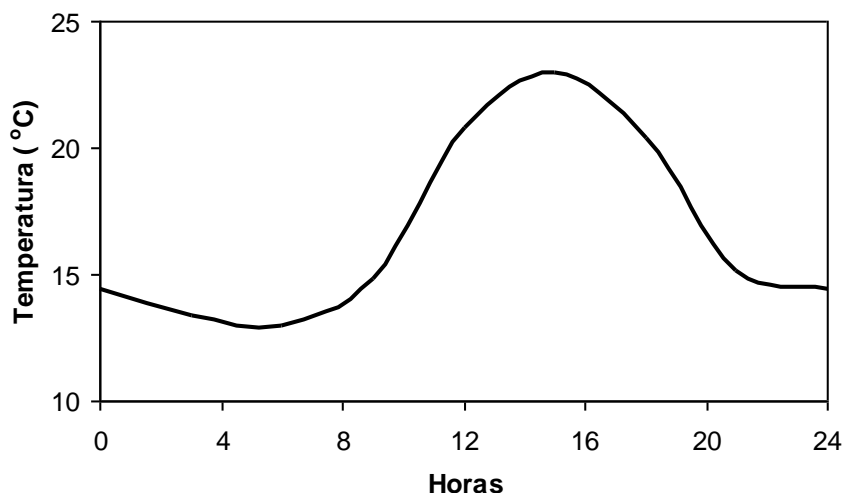


Perfis verticais das temperaturas máximas (Tx) e mínimas (Tn) para cada camada de ar à medida que se afasta da superfície durante o período de um dia.

## 6.4 Variações na temperatura do ar

### 6.4.1 Variação Diária

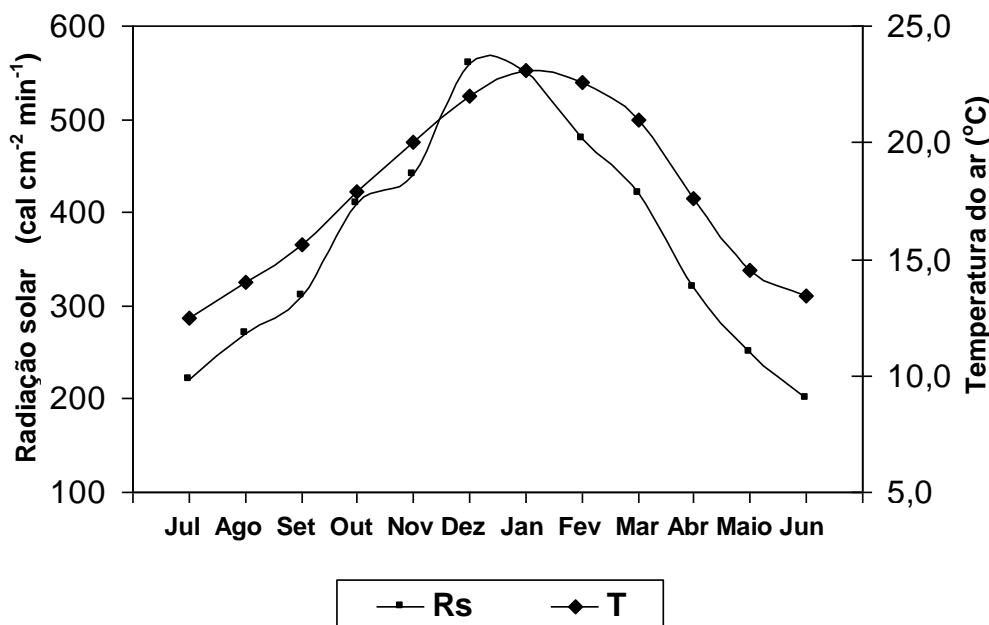
A variação diária da temperatura do ar segue o balanço de radiação durante o dia conforme descrito no item anterior. Nesse caso, a temperatura apresenta um comportamento senoidal variando entre dois extremos, quais sejam, a temperatura máxima e a temperatura mínima (figura abaixo). Em razão do atraso do aquecimento do ar à medida que se afasta da superfície, a temperatura máxima medida nos postos meteorológicos, cujo termômetro se encontra a cerca de 1,80 m da superfície, é atingida cerca de 2-4 horas após o meio dia solar. Pela mesma razão, a temperatura mínima do ar atrasa-se em relação à superfície, vindo esta a ocorrer próximo ao momento em que o balanço de radiação começa a ser positivo durante o dia, ou seja, a temperatura mínima do ar ocorre próximo ao nascer do Sol.



Decurso diário da temperatura do ar em 31/05/2003 em Lavras – MG.

### 6.4.2 Variação Anual

A variação anual da temperatura do ar é determinada basicamente pelo curso anual da radiação solar incidente à superfície. Por sua vez, a figura abaixo mostra o curso anual desses dois elementos para o Rio Grande do Sul. O curso da temperatura do ar acompanha o curso da radiação solar com um atraso aproximado de um mês.



Curso anual da radiação solar incidente à superfície terrestre e temperatura do ar (médias mensais) no Estado do Rio Grande do Sul, (Tubelis & Nascimento, 1992).

### 6.4.3 Variação quanto à latitude

Como já foi visto, a densidade de fluxo de radiação solar incidente sobre a superfície depende do cosseno do ângulo zenital (lei de Lambert).

Como a variação dos ângulos zenitais ( $Z$ ) aumenta com o aumento da latitude, o valor médio anual do  $\cos Z$ , diminui, diminuindo em média a quantidade de radiação solar absorvida, com conseqüente diminuição da temperatura média anual do ar e, por outro lado, ocorre maior variação nas temperaturas. Pela seqüência das três ilustrações seguintes, visualizam-se as variações dos ângulos zenitais para diferentes latitudes.

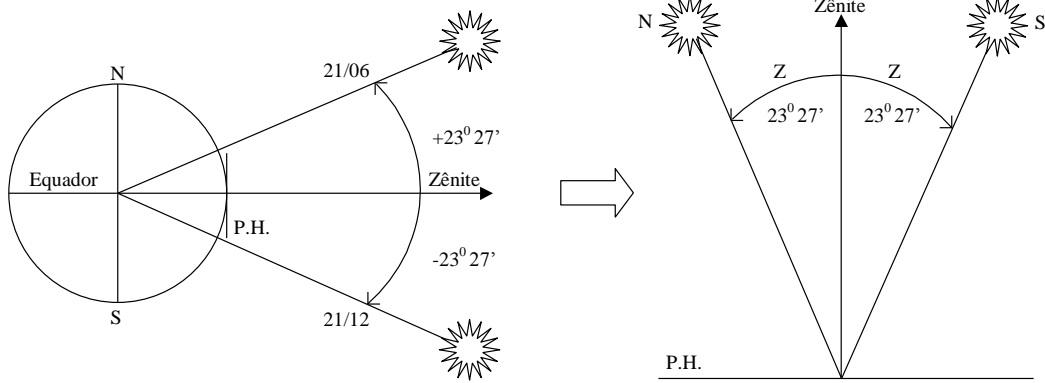


Diagrama esquemático da variação do ângulo zenital no equador (latitude:  $0^{\circ} 00'$ ).

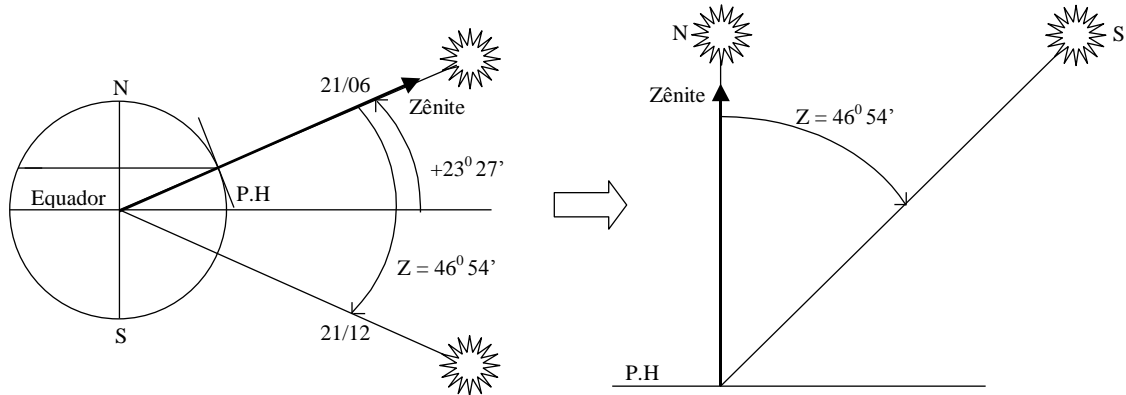


Diagrama esquemático da variação do ângulo zenital para a latitude de  $23^{\circ} 27'$  N (Trópico de Câncer).

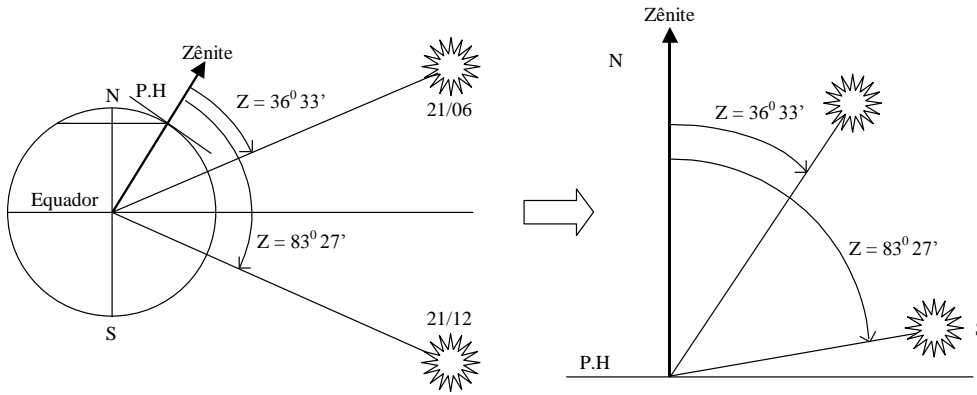
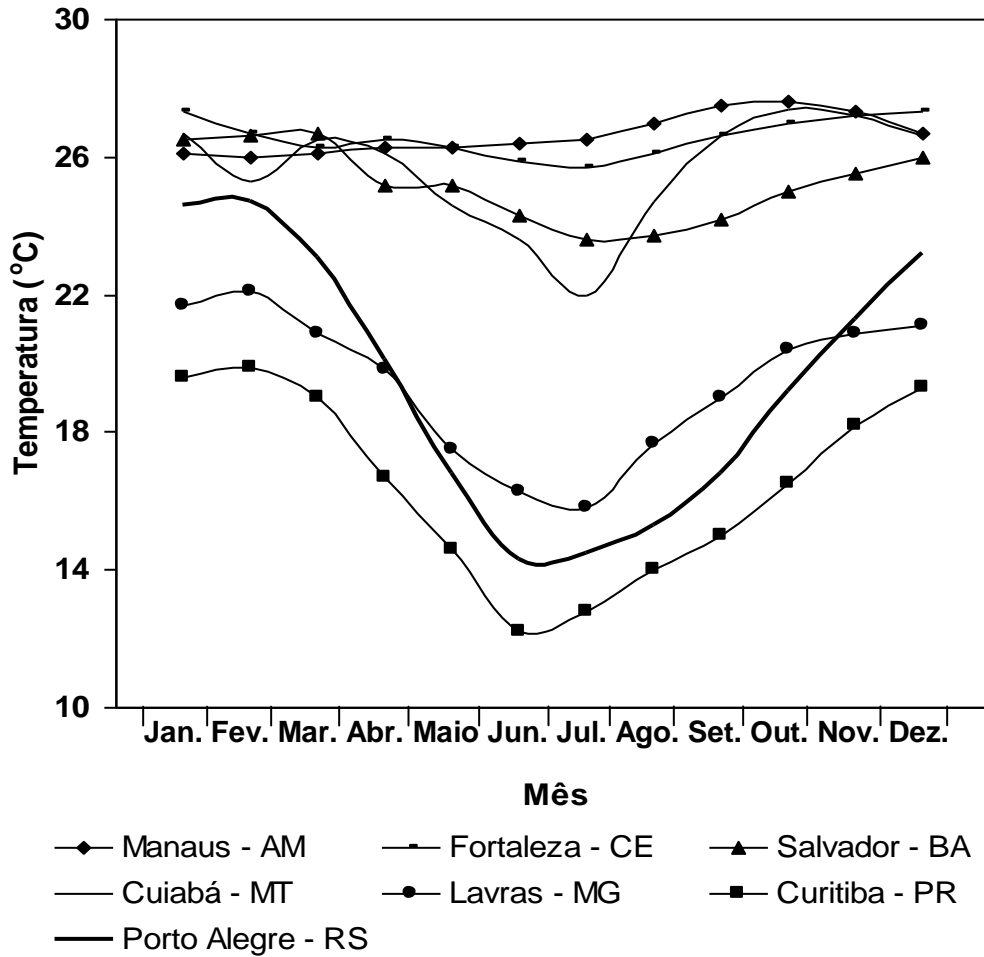


Diagrama esquemático da variação do ângulo zenital para a latitude de  $60^{\circ} 00'$  N, próximo ao Polo Ártico.

A figura abaixo mostra o curso anual da temperatura média anual para sete capitais brasileiras. Nas latitudes próximas ao Equador, menores que  $5^{\circ}$ , de maneira geral, a pequena variação anual do  $(\cos Z)$  faz com que a amplitude térmica anual seja pequena, por exemplo,  $1,6^{\circ}\text{C}$  em Manaus (AM) e Fortaleza (CE). A partir de  $10^{\circ}\text{S}$ , a variação anual da temperatura acompanha bem a variação do cosseno do ângulo zenital, apresentando um patamar no período que o  $(\cos Z)$  é máximo englobando as passagens meridianas do Sol no zênite. Vê-se então, que com o aumento da latitude, a amplitude térmica anual aumenta; ela que era cerca de  $1,6^{\circ}\text{C}$  em Manaus (AM), vai de  $3,1^{\circ}\text{C}$  em Salvador (BA),  $6,3^{\circ}\text{C}$  em Lavras (MG) e  $10,4^{\circ}\text{C}$  em Porto Alegre (RS).

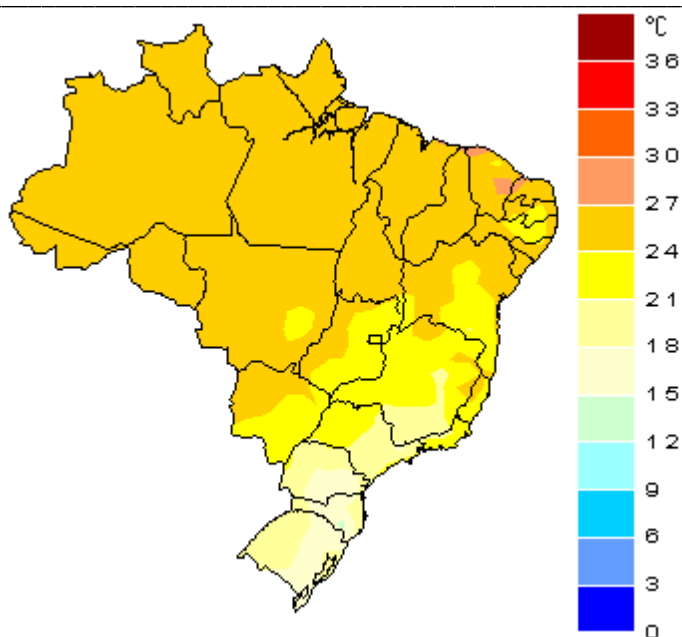
A partir das latitudes em que o Sol deixa de culminar zenitalmente, a variação anual da temperatura do ar deixa de apresentar o patamar que é decorrência daquele fenômeno, para passar a mostrar uma variação aproximadamente senoidal, como no Rio Grande do Sul, no qual se caracteriza perfeitamente um mês de maior temperatura média e outro de menor temperatura.

O curso anual da temperatura do ar recebe os efeitos modificadores de certos fatores, dentre os quais os mais importantes são a altitude, a distância até o mar e as características da superfície do solo (albedo, tipo de vegetação, etc.).



Curso anual da temperatura do ar (normal mensal) para algumas capitais do Brasil.

Pode ser visto também pelo mapa da figura seguinte que a temperatura média anual no Brasil varia de cerca de 14 até pouco acima de 26 °C. Na maior parte da região Centro-Oeste e Nordeste e região Norte, a temperatura média anual geralmente é superior a 24 °C. Na região Sudeste e parte da região Sul as temperaturas médias anuais variam de 20 a 24 °C, aproximadamente. Nas demais regiões, prevalecendo a região Sul, elas são inferiores a 20 °C.



Mapa temático das temperaturas médias anuais no Brasil. Fonte: INMET 1931/90  
(<http://www.inmet.gov.br/produtos>)

#### 6.4.4 Variação quanto à longitude

As grandes superfícies de água e, notoriamente, o oceano, tem a capacidade de se aquecer e se resfriar mais lentamente que a superfície do solo. Decorre do fato de o calor específico da água ser aproximadamente o dobro da do solo e, porque este tem uma menor capacidade de transportar calor. No período de maior intensidade de radiação solar, o ar continental se aquece mais, da mesma forma que se resfria mais no período de menor intensidade de radiação solar. De modo que à medida que se caminha do litoral para o interior do continente, as amplitudes térmicas anuais aumentam, fenômeno que recebe o nome de continentalidade, sendo os verões mais quentes, e os invernos mais frios. Entre os pontos médios da Bahia e do Mato Grosso existe uma diferença de latitude de aproximadamente  $5^\circ$ , menor para Mato Grosso. Entretanto, o efeito da continentalidade faz com que a amplitude em Mato Grosso seja bem maior.

Certas diferenças regionais do tipo de cobertura do solo e outras fazem com que o padrão de temperatura seja alterado. Como exemplo, o sertão seco do nordeste pela pouca vegetação e pouca disponibilidade de água, provocando uma baixíssima evaporação, faz com que a energia solar seja usada intensamente no aquecimento do ar, causando altas temperaturas. Fato inverso ocorre na floresta amazônica, onde o aquecimento do ar é amortecido pela intensa evapotranspiração.

#### 6.4.5 Variação Vertical

##### 6.4.5.1 Gradiente vertical de temperatura

O gradiente vertical de temperatura na troposfera é considerado positivo à medida que a temperatura diminui com o aumento da altura acima da superfície. Esse gradiente é da ordem de  $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  ou  $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ .

Como exemplo, no Estado de Minas Gerais, a temperatura média anual de Aimorés (82,74 m de altitude) é  $24,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , em Lavras (918,84 m) é  $19,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  e em Barbacena (1127,00 m) é  $18,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Dessa maneira, diferenças da altitude fazem com que as temperaturas de dois locais próximos sejam diferentes.

Porém, junto à superfície, esse gradiente de temperatura sofre maior variação, pois, próximo à superfície as camadas de ar se encontram mais próximas da fonte responsável pelo aquecimento e resfriamento do ar, que no caso é o solo, conforme foi descrito no item 3.

#### 6.4.5.2 Gradiente adiabático

Outra forma de verificar a variação de temperatura é verificando o deslocamento de massas de ar na vertical.

Toda massa de ar que se eleva na atmosfera expande-se porque a pressão atmosférica exercida sobre ela diminui com a altura. O trabalho realizado na expansão provém do decréscimo na energia interna da parcela de ar, de modo que a sua temperatura diminui. Por outro lado, uma parcela descendente comprime-se, sendo que a atmosfera realiza trabalho mecânico sobre ela, aumentando a sua energia interna e a sua temperatura. Tais movimentos verticais são suficientemente rápidos ocorrendo, mudanças de temperatura na parcela de ar sem, contudo, ocorrer trocas de calor com o ambiente. Tais variações de temperatura da parcela de ar são chamadas de adiabáticas ou “sem transferência de calor”.

Pode ser demonstrado matematicamente que quando o ar da parcela não é saturado de vapor d'água, a taxa de variação adiabática de sua temperatura com a altura é de  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  por 100 m, sendo este valor denominado de gradiente adiabático seco. Em uma parcela saturada de vapor d'água, a ocorrência de calor latente de condensação (na ascensão) ou de evaporação (na descida), faz com que a taxa de variação adiabática da temperatura com a altura seja menor que o gradiente adiabático seco. Essa nova taxa de variação é denominado de gradiente adiabático úmido, variável de  $0,4$  a  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  por 100 m, tendo como valor médio  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ .

As taxas de variação de temperatura vistos nos parágrafos anteriores aplicam-se para massas de ar que sobem ou descem na atmosfera. Geralmente, a estrutura vertical da temperatura do ar não apresenta estas taxas de variação.

Existem muitas razões pelas quais a taxa de variação de temperatura do ar raramente coincide com os gradientes adiabáticos. Em primeiro lugar, o ar nem sempre está subindo ou descendo, ou seja, sofrendo variação adiabática. Em segundo lugar, o ar constantemente ganha ou perde calor. Em terceiro, os movimentos advectivos horizontais provocam mistura de massas de ar.

Assim, a estrutura vertical da temperatura do ar é, quase sempre, diferente daquela que ocorre por processos adiabáticos.

O gradiente de temperatura alcança desde valores negativos, sob condição de inversão de temperatura, associado com valores negativos do balanço de radiação da superfície do solo, até valores positivos quando a superfície do solo está sob regime de balanço positivo de radiação.

### 6.5 Estimativa da temperatura do ar

Quanto à temperatura média que são obtidas em Estações Climatológicas que compõem a rede nacional de meteorologia coordenada pelo Instituto Nacional de Meteorologia - INMET, ela é obtida

pela ponderação das leituras feitas diariamente, por isso também conhecida por temperatura compensada, conforme a equação seguinte:

$$T_m = \frac{T_{12} + T_x + T_n + 2T_{24}}{5} \quad (61)$$

em que,

- $T_m$  - temperatura do ar média diária (°C);
- $T_{12}$  - temperatura (°C) às 12:00 h UTC (Universal Time Coordinate);
- $T_{24}$  - temperatura (°C) às 24:00 h UTC;
- $T_x$  - temperatura máxima diária (°C);
- $T_n$  - temperatura mínima diária (°C).

Os horários 12 e 24 h UTC, correspondem para Lavras-MG às 9 e 21 h do horário civil local, respectivamente.

Percebe-se que a temperatura do ar possui forte correlação com as coordenadas geográficas, sendo a seguinte ordem decrescente de ponderação: altitude, latitude e longitude. Portanto, em locais desprovidos de Estações Climatológicas podem ser aplicados modelos matemáticos para as estimativas das temperaturas médias mensais e anuais. Na literatura, são encontrados diversos trabalhos mostrando estes modelos. Sediyaama & Mello Júnior (1998) realizaram um estudo desta natureza para o Estado de Minas Gerais, adotando equações de regressões lineares múltiplas para estimativa das temperaturas normais médias, máximas e mínimas, mensais e anuais. Nesse caso, os dados utilizados para elaboração dos modelos são aqueles listados nas Normais Climatológicas correspondentes ao período de 1961 a 1990 fornecidas pelo INMET, (Brasil, 1992).

Estes modelos obedecem ao seguinte modelo geral:

$$T_i = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + \varepsilon_i \quad (62)$$

em que,

- $T_i$  - temperatura normal estimada;
- $a_i$  - coeficientes de regressão;
- $x_1$  - altitude local em metros;
- $x_2$  - latitude local em graus e décimos;
- $x_3$  - longitude local em graus e décimos;
- $\varepsilon_i$  - erro da estimativa.

Reproduzindo como exemplo o modelo de **temperatura média anual ( $T_m$ )** para o estado de Minas Gerais tem-se:

$$T_m = 26,62 - 0,005511 x_1 - 0,4695 x_2 + 0,1695 x_3 \quad (63)$$

No trabalho original, encontram-se todos os modelos mensais e anuais para todas as temperaturas.

Outro modelo semelhante foi o desenvolvido por Cavalcanti & Silva (1994) para o estado de Pernambuco. Essa equação, cujos parâmetros dependem do mês considerado, pode ser escrita como:

$$T = a_0 + a_1\lambda + a_2\varphi + a_3h + a_4\lambda^2 + a_5\varphi^2 + a_6h^2 + a_7\lambda\varphi + a_8\lambda h + a_9\varphi h \quad (64)$$

em que,

- T - temperatura média mensal, em °C;
- $\lambda$  - longitude local em graus e décimos;
- $\varphi$  - latitude local em graus e décimos;
- h - altitude local em metros;
- $a_i$  - coeficientes de regressão;

## 6.6 O calor nas Plantas

### 6.6.1 Processos de dissipação de calor pelas plantas

- **Radiação:** a perda de calor por esse processo segue a lei de Stefan-Boltzmann. Esse processo não é suficiente para dissipar o calor nas plantas.

- **Condução:** esse processo de transferência de energia tem um efeito praticamente desprezível na dissipação do calor pelas plantas, pois o ar não é um bom condutor de calor.

- **Convecção:** dissipação de calor pela ação do vento. Durante o dia, o vento resfria as folhas das plantas que possui uma tendência de aquecer mais que o ar. Durante a noite, o processo se inverte, ou seja, o vento aquece as folhas das plantas.

- **Transpiração:** é o principal processo de perda de calor pelas plantas, pois o processo de evaporação da água nas plantas (transpiração) consome energia, na forma de calor latente. Essa energia consumida torna-se a principal forma de dissipação de calor pelas plantas.

## 6.7 Horas de frio requeridas por algumas espécies vegetais

Algumas espécies vegetais de clima temperado, principalmente frutíferas (criófilas ou caducifólias), necessitam de um período de dormência fisiológica no inverno, durante o qual essas espécies não apresentam um crescimento vegetativo visível. Esse repouso é condicionado pelas condições climáticas, que atuam sobre os reguladores do crescimento. A temperatura do ar é o fator reconhecidamente importante nesse balanço hormonal que condiciona essa fase de dormência. Após essa fase, ao sofrer os efeitos das baixas temperaturas, as plantas iniciam um novo ciclo vegetativo. O total acumulado das horas de baixas temperaturas requerido pelas plantas nessa fase de dormência é conhecido como **Número de Horas de Frio (NHF)**, ou seja, a quantidade, em horas, em que a temperatura do ar permanece abaixo de determinada temperatura crítica para a planta. A temperatura crítica é aquela, abaixo da qual, a planta praticamente cessa os seus processos fisiológicos. Assim, o NHF é necessário para essas espécies vegetais, o qual varia entre espécies e variedades, sendo, portanto, um fator condicionante da adaptação climática dessas espécies.

Por exemplo, para determinada região, e no caso da cultura do kiwi, considerando uma variedade tardia, a qual necessita de 600 horas de frio com temperaturas abaixo de 7 °C durante o

inverno, considerando ainda que, durante o inverno, em média, cada dia apresenta-se com cerca de 6 horas com temperaturas abaixo de 7 °C, isso leva a concluir que seriam necessários pelo menos 100 dias para o NHF requerido por essa espécie. Se a região não atender a essas exigências, o cultivo econômico da cultura fica comprometido, causando distúrbios fisiológicos nas plantas, afetando a qualidade dos frutos e com conseqüente queda de produtividade.

O acompanhamento do NHF pode ser verificado por registros efetuados em termogramas, os quais são obtidos em estações climatológicas da rede nacional de observações meteorológicas de superfície do INMET, ou por registros por meio de estações automatizadas.

## 6.8 Graus-dia ou unidades térmicas de desenvolvimento

A temperatura do ar é um dos principais elementos que controla o crescimento, desenvolvimento, produção e distribuição das plantas na superfície da Terra.

Reaumur, por volta de 1735, relacionando clima e plantas cultivadas, observou que o somatório das temperaturas do ar, médias diárias, durante o ciclo vegetativo de várias espécies era constante e isso se correspondia em diferentes anos. Ele assumiu que esse somatório térmico expressa a quantidade de energia que uma espécie vegetal necessita para atingir certo estágio do ciclo. A esta energia térmica acumulada diariamente deu-se o nome de **graus-dia** ou **unidades térmicas de desenvolvimento**. Assim, para cada espécie vegetal, o somatório dos graus-dia ao longo de seu ciclo ficou conhecido por **constante térmica**, valor este variável para cada espécie vegetal e, muitas vezes, variável também entre cultivares de uma mesma espécie. Reaumur foi o precursor do sistema de unidades térmicas ou graus-dia usado atualmente para previsão da duração do ciclo fenológico de vários vegetais.

O conceito de graus-dia pressupõe a existência de temperaturas basais. Cada espécie vegetal possui suas temperaturas basais, as quais podem variar em função da idade ou da fase fenológica da planta, sendo tanto as temperaturas diurnas como as noturnas igualmente importantes no desenvolvimento vegetal. O crescimento das plantas é paralisado quando a temperatura do ar atinge abaixo de determinado valor mínimo ou excede um valor máximo, independente de outros fatores ambientais como luz, nutrientes e umidade. Entre esses limites existe uma faixa ótima, na qual o crescimento se dá com maior velocidade. Essas três grandezas, temperaturas mínimas, ótima e máxima, são denominadas **temperaturas cardeais**. Em razão da própria complexidade fisiológica das plantas, onde inúmeras reações sofrem efeitos diferenciados da temperatura, não é possível a determinação precisa das temperaturas cardeais. Porém, valores aproximados, ou faixas de temperaturas cardeais são conhecidas para a maioria das espécies vegetais. Como exemplos podem ser citados culturas de estação fria, como aveia, trigo, cevada, centeio em que as temperaturas cardeais são todas comparativamente baixas: mínima de 0 a 5 °C, ótima de 25 a 31 °C e máxima de 31 a 37 °C. Plantas de verão, como melão e sorgo, as temperaturas são muito maiores: mínima de 15 a 18 °C, ótima de 31 a 37 °C e máxima de 44 a 50 °C.

Por fim, graus-dia torna-se um índice representativo de quanto o nível de energia térmica do ambiente, em termos médios diários, permanece entre os limites mínimo (temperatura base inferior) e o máximo (temperatura base superior) para que a planta realize satisfatoriamente sua síntese biológica, sendo, além de outros, um parâmetro bastante útil para zoneamento agroclimático.

### 6.8.1 Métodos de cálculo de graus-dia

Existem vários métodos para o cálculo de graus-dia, envolvendo maior ou menor dificuldade e número de dados. Será desenvolvida aqui apenas a fundamentação da metodologia, citando-se alguns métodos básicos para o cálculo de GD.

- **Método direto:** é o método proposto por Réaumur, primeiro a estudar o assunto. Nesse método, é considerada como útil toda temperatura acima de 0°C, ou seja, considera que a  $T_b = 0^\circ\text{C}$ .

- **Método residual:** considerando que a maioria das espécies vegetais “inicie” o seu crescimento somente a temperaturas mais elevadas, 6 °C para a maioria delas, esse valor é utilizado como temperatura base, sendo denominado de “zero vital”.

- **Método exponencial:** segundo alguns investigadores, o crescimento das plantas é um conjunto de reações físico-químicas e, como tais, devem reger-se pela lei de Vant’Hoff e Arrhenius, que diz: “A velocidade das reações se duplicam a cada aumento de 10 °C na temperatura”. Assim, a eficiência de uma temperatura é obtida comparando-se a velocidade das reações a esta temperatura com a velocidade unitária, que é a velocidade das reações à temperatura de 4,5°C. Para qualquer valor de temperatura (T), a eficiência (ef ) será determinada por:

$$ef = 2^{\left(\frac{T-4,5}{10}\right)} \quad (65)$$

Essa metodologia sofre restrições para aplicação em locais de clima tropical, quando temperaturas muito elevadas, próximas da faixa de temperatura máxima, não apresentarão eficiência como aquelas calculadas para temperaturas menores.

- **Método da temperatura base:** um grau-dia é a medida entre a temperatura média diária acima da temperatura mínima necessária para uma espécie. A temperatura mínima requerida para que determinada espécie vegetal cresça, ou seja, apresente fotossíntese líquida positiva, é denominada temperatura base ( $T_b$ ), portanto, graus-dia (GD), passa a ser a diferença entre a temperatura média do dia e a temperatura base. Matematicamente tem-se:

$$GD_i = T_m - T_b \quad (66)$$

$$GDA = \sum Gdi \quad (67)$$

em que,

$GD_i$  – graus-dia referente ao dia  $i$ ;

$GDA$  - graus dias acumulado durante o ciclo vegetativo;

$T_m$  - temperatura média do dia  $i$ ;

$T_b$  - temperatura base da cultura.

Verifica-se que o total de graus dias acumulado durante o ciclo vegetativo da cultura ( $GDA$ ) equivale à **constante térmica** requerida. **Essa é a metodologia mais comumente utilizada.**

## 6.8.2 Considerações relacionadas à teoria de graus-dia

Para aplicação da metodologia, devem-se conhecer as principais limitações que a teoria de graus-dia apresenta:

- O método supõe que existe apenas uma temperatura base ao longo do ciclo da cultura, o que não é verdade. É fácil de entender que as exigências térmicas de uma planta mudam com a idade da mesma.
- Não levam em consideração as diferenças entre os valores das chamadas nictotemperatura (média da temperatura do período noturno) e da fototemperatura (média da temperatura do período diurno). Não é somente a temperatura média do dia que influi no crescimento e desenvolvimento das plantas, estas são afetadas também pela diferença e pelos valores das temperaturas diárias e noturnas. Como exemplo, podemos citar o tomateiro, que apresenta crescimento indefinido se for mantido a uma temperatura constante de 26°C, não florescendo ou frutificando. Para induzir esses processos, torna-se necessária uma nictotemperatura de 19°C ou menos.
- A resposta das plantas não é linear em toda a faixa de temperatura como preconiza a metodologia, o que leva a incorreções no cálculo para temperaturas próximas das temperaturas cardeais máxima e mínima.
- O conceito dá muito peso para temperaturas maiores que 27°C, temperatura esta onde, em geral, haverá uma diminuição da resposta da fotossíntese ao aumento da temperatura, o mesmo não acontecendo com o processo de respiração.
- A metodologia básica não leva em consideração as interações entre a temperatura e a duração do dia.

Sempre que possível estas limitações são levadas em consideração em metodologias alternativas visando ao aperfeiçoamento.

Quando da aplicação da metodologia de graus-dia, os valores da temperatura do ar são medidos em condições padronizadas, em uma estação climatológica ou similar. Por outro lado, a cultura poderá estar implantada a certa distância da estação, com possibilidades de variação em diversos fatores ambientais. Essa variação poderá fazer com que a resposta das plantas seja um pouco diferenciada com relação ao esperado pelos dados de temperatura obtidos na estação. Portanto, podemos então, citar alguns fatores ambientais que fazem “variar” o valor da constante térmica:

- Nível de fertilidade: altos teores de nitrogênio estimulam o crescimento vegetativo, fazendo com que a planta estenda o seu ciclo. Altas doses de fósforo tendem a ter efeito contrário, acelerando a maturação da cultura.
- População de plantas: desde que plantas invasoras não mascarem os resultados, uma baixa população de plantas deixará maior área de solo exposto por maior tempo. Como o solo, recebendo radiação, se aquece mais rapidamente, as plantas apresentarão maturação mais precoce, ou seja, terão o ciclo diminuído.
- Tipo de solo: Normalmente, solos arenosos se aquecem mais rapidamente por apresentarem menor condutividade térmica, tornando o ciclo da cultura mais precoce.
- Temperatura do solo: A temperatura do ar é medida a uma altura de mais ou menos 1,5 m, e a maioria das plantas cultivadas apresentam altura inferior a este valor, se não durante todo o ciclo, ou em grande parte deste. Assim, a temperatura do solo poderá influenciar muito o ciclo da planta. Esse efeito tende a ser mais pronunciado no início da primavera, em razão da própria defasagem existente para o aquecimento do solo.
- Teor de água no solo: em geral, pode-se dizer que restrições hídricas no período de maturação acelerem o ciclo, ao contrário de restrições hídricas na fase de crescimento das plantas.

### 6.8.3 Aplicação

O método de graus-dia pode ser utilizado para o planejamento de datas de plantio, para a previsão de datas de colheita, para o escalonamento de plantio de determinada cultura com o objetivo de escalonar sua colheita e acompanhamento do tempo real de desenvolvimento da cultura. Para tanto, deve-se conhecer as exigências térmicas da cultura, assim como os dados médios de temperatura da região a ser utilizado. Para melhor entendimento, discutiremos a seguir um exemplo hipotético de utilização do conceito de graus-dia.

Conhecendo-se a temperatura requerida por certa espécie vegetal, a escolha de uma área favorável pode ser feita, uma vez que médias de períodos longos de variação anual e diurna da temperatura são frequentemente disponíveis em todas as partes do mundo.

Suponhamos que determinada cultura, plantada com o objetivo de industrialização, com curto período de maturação, tenha exigência de 800 GD à temperatura base de 6 °C. Suponhamos ainda que as temperaturas médias dos meses do ano seguem conforme a tabela a seguir:

| Mês  | Temperatura média (°C) | Mês  | Temperatura média (°C) |
|------|------------------------|------|------------------------|
| Jan. | 24,0                   | Jul. | 18,0                   |
| Fev. | 23,0                   | Ago. | 18,0                   |
| Mar. | 22,0                   | Set. | 19,0                   |
| Abr. | 21,0                   | Out. | 20,0                   |
| Mai  | 20,0                   | Nov. | 21,0                   |
| Jun. | 19,0                   | Dez. | 22,0                   |

Pergunta-se:

a) Se plantar em 15/08, qual a data provável de colheita?

A resolução poderá ser feita da seguinte maneira:

$$\text{Agosto: } 16 \text{ dias} \times (18^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 192 \text{ g. d.}$$

$$\text{Setembro: } 30 \text{ dias} \times (19^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = \frac{390}{582} \text{ g. d.}$$

$$\begin{array}{r} 800 \\ - 582 \\ \hline 218 \text{ g. d. (faltam para completar o ciclo)} \end{array}$$

$$218 \div (20^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 15,6 \cong 16 \text{ dias em outubro.}$$

Portanto, a data provável de colheita será **17 de outubro**.

---

b) Se a colheita deve ser iniciada em 01 de outubro, quando deve ser iniciado o plantio?  
Para resolução, segue-se o mesmo raciocínio anterior, calculando-se do final para o início do ciclo:

$$\text{Setembro: } 30 \times (19^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 390 \text{ g d}$$

$$\text{Agosto: } 31 \times (18^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = \frac{372}{762} \text{ g d}$$

$$\text{Julho: } (800 - 762) \div (18^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 3,2 \cong 3 \text{ dias}$$

Como julho tem 31 dias e serão utilizados os 3 últimos dias do mês, iniciar o plantio em **28 de julho.**

## 7 TEMPERATURA DO SOLO

### 7.1 Introdução

A temperatura do solo é um dos fatores mais importantes para o desenvolvimento das plantas. O solo, além de armazenar e permitir os processos de transferência de água, solutos e gases, também armazena e transfere calor. A capacidade de um solo de armazenar e transferir calor são determinados pelas suas propriedades térmicas e pelas condições meteorológicas que, por sua vez, influenciam todos os processos químicos, físicos e biológicos do solo. A atividade microbiológica poderá ser interrompida, as sementes poderão não germinar e as plantas não se desenvolverem, se o solo não se apresentar dentro de uma faixa de temperatura adequada para a manutenção dos processos fisiológicos envolvidos. As propriedades físicas da água e do ar do solo, bem como seus movimentos e disponibilidade no solo, além de muitas reações químicas que liberam nutrientes para as plantas, são influenciados pela temperatura do solo. Ademais, o calor armazenado próximo da superfície do solo tem grande efeito na evaporação. As propriedades térmicas do solo e as condições meteorológicas, portanto, influem no ambiente das plantas. A evaporação é indesejável do ponto de vista agrícola porque ela não participa diretamente do ciclo das plantas, sendo algumas vezes chamada de evaporação não produtiva. O conhecimento dos fatores que determinam a evaporação da água dos solos pode permitir a adoção de técnicas que objetivem controlá-la, possibilitando a conservação da água armazenada para uso das plantas.

Em muitos casos, a temperatura do solo tem um maior significado ecológico para as plantas do que a temperatura do ar. Por exemplo, o carvalho, resiste a uma temperatura do ar de  $-25^{\circ}\text{C}$ , mas suas raízes não suportam temperaturas abaixo de  $-13$  a  $-16^{\circ}\text{C}$ .

A temperatura do solo é também afetada por fatores locais, tais como insolação e topografia, porém pode apresentar grandes diferenças do valor da temperatura do ar. Muitas localidades, nas áreas polares e em altas montanhas, ficariam certamente sem vegetação se a temperatura do solo não apresentasse valores mais altos que a temperatura do ar.

### 7.2 Os processos de transferência de calor no solo

Os processos de transferência de calor no solo podem ocorrer por condução e convecção, com ou sem transferência de calor latente. A temperatura do solo é consequência desses processos e das trocas de calor entre a superfície do solo com a atmosfera. Nas trocas de calor entre a superfície do solo com a atmosfera, além dos processos de condução e convecção, ocorre também o processo da radiação. A condução que ocorre pela transferência de energia térmica de uma partícula para outra, é governada pelas propriedades térmicas do solo que, por sua vez, são tremendamente dependentes da umidade do solo. A convecção por ocorrer pelos fluidos em movimento, é geralmente o processo mais importante de transferência de calor nos solos úmidos.

### 7.3 Propriedades térmicas dos solos

A quantidade de energia térmica que um volume unitário (ou massa unitária) de solo necessita para aumentar em  $1\text{ K}$  a temperatura é o calor específico volumétrico (ou gravimétrico) do solo. Portanto, o calor específico do solo é sua capacidade de atuar como um reservatório de calor, e a capacidade de transmissão desse calor reflete a condutividade. A quantidade de calor que pode ser transmitida por condução no solo depende:

- Da propriedade do meio em transmiti-lo, ou seja, da sua condutividade térmica;
- Da quantidade de energia térmica que uma massa ou volume de solo armazena antes que a sua temperatura se eleve, ou seja, do calor específico.

A condutividade térmica é a quantidade de energia térmica que o solo pode transmitir no tempo a uma determinada distância, quando a diferença de temperatura nessa distância for de 1 K. O calor específico do solo reflete a sua capacidade de atuar como um reservatório de calor, enquanto a condutividade a sua capacidade de transmitir calor. Consequentemente, o tempo requerido para um determinado solo aumentar ou diminuir a temperatura depende de como o calor é transmitido e do calor específico de cada fase constituinte (sólida líquida e gasosa).

### 7.3.1 Calor específico do solo

O calor específico é a soma dos calores específicos de suas fases constituintes, sendo em termos gravimétricos:

$$C_{g(\text{solo})} = C_{gm}f_{gm} + C_{go}f_{go} + C_{gag}f_{gag} + C_{gar}f_{gar} \quad (68)$$

em que,

$C_{g(\text{solo})}$  - calor específico gravimétrico do solo ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ );

$C_{gm}$ ,  $C_{go}$ ,  $C_{gag}$ ,  $C_{gar}$  são, respectivamente, calor específico gravimétrico das frações mineral, orgânica, água e ar do solo ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ );

$f_{gm}$ ,  $f_{go}$ ,  $f_{gag}$ ,  $f_{gar}$  são, respectivamente, por sua vez, as frações gravimétricas mineral, orgânica, água e ar do solo (adimensional ou em percentagem).

Em termos gravimétricos a  $f_{gar}$  geralmente é desprezível eliminando-se o último termo da equação 68.

Em termos volumétricos a equação (68) torna-se:

$$C_{v(\text{solo})} = C_{gm}f_{vm}\rho_{pm} + C_{go}f_{vo}\rho_{po} + C_{gag}f_{vag}\rho_{ag} + C_{gar}f_{var}\rho_{ar} \quad (69)$$

em que,

$C_{v(\text{solo})}$  - calor específico volumétrico do solo ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ );

$\rho_{pm}$ ,  $\rho_{po}$ ,  $\rho_{pag}$  e  $\rho_{par}$  são, respectivamente, as massas específicas das partículas minerais, orgânicas, da água e do ar do solo em  $\text{kg m}^{-3}$ ;

$f_{vm}$ ,  $f_{vo}$ ,  $f_{vag}$ ,  $f_{var}$  são, respectivamente, as frações volumétricas das partículas minerais, orgânicas, da água e do ar do solo.

Na tabela seguinte, são apresentados os valores de calor específico gravimétrico e massas específicas das partículas constituintes do solo:

| Frações  | $C_p$<br>( $J kg^{-1} K^{-1}$ ) | $\rho_p$<br>( $kg m^{-3}$ ) |
|----------|---------------------------------|-----------------------------|
| Mineral  | 712                             | 2650                        |
| Orgânica | 1926                            | 1400                        |
| Água     | 4186                            | 1000                        |
| Ar       | 1005                            | 1,3                         |

Portanto, com o auxílio da tabela acima pode-se estabelecer uma formulação geral para o cálculo do calor específico volumétrico do solo como função das frações volumétricas de suas partículas, ou seja:

$$\begin{aligned}
 C_{v(\text{mineral})} &= 712 \times 2650 = 1.886.800 J m^{-3} K^{-1} = 1,89 MJ m^{-3} K^{-1} \\
 C_{v(\text{orgânica})} &= 1926 \times 1400 = 2.696.400 J m^{-3} K^{-1} = 2,70 MJ m^{-3} K^{-1} \\
 C_{v(\text{água})} &= 4186 \times 1000 = 4.186.000 J m^{-3} K^{-1} = 4,19 MJ m^{-3} K^{-1} \\
 C_{v(\text{ar})} &= 1005 \times 1,3 = 1.307 J m^{-3} K^{-1} = 0,0013 MJ m^{-3} K^{-1}
 \end{aligned}$$

Assumindo os resultados acima a equação 69 simplifica-se em:

$$C_{v(\text{solo})} = 1,89f_{vm} + 2,70f_{vo} + 4,19f_{vag} \quad (MJ m^{-3} K^{-1}) \quad (70)$$

Como se vê, a massa específica do ar é relativamente muito baixa, desprezando-se, normalmente, o último termo também na equação 69, assim como aconteceu na equação 68 quanto à fração gravimétrica.

### 7.3.2 Efeito da umidade nas propriedades térmicas do solo

De modo geral, a umidade afeta a condutividade térmica do solo. O ar seco tem baixa condutividade térmica, portanto, o movimento de calor por convecção é pequeno, limitando a condução de calor em meios porosos secos, sendo essa condução feita nas zonas de contato entre as partículas. Num meio poroso, ocorre aumento efetivo da seção de contato das partículas quando se eleva a umidade do solo, conseqüentemente aumentando a condutividade térmica, porque o ar é colocado fora de ação. Além da condutividade térmica, o calor específico do solo também é aumentado quando se aumenta a umidade.

### 7.4 O efeito das coberturas protetoras

Muitas técnicas e alternativas de manejo do solo já foram e estão sendo empregadas e comparadas, a fim de se minimizar os impactos das altas temperaturas dos solos tropicais. As coberturas protetoras desempenham importante função na agricultura, porque podem modificar as variações de temperatura no interior do solo, particularmente próximo da superfície, podendo alterar

consideravelmente o ambiente para o desenvolvimento da flora e da fauna do solo. Portanto, é fácil poder-se admitir que seja possível produzir mais e com melhor qualidade, se houver atenção com a qualidade física dos solos, promovendo-se condições para uma adequada temperatura do ambiente radicular das plantas, já que a temperatura do solo, entre outros, é um elemento essencial à produção de qualquer espécie vegetal.

As coberturas são capazes de modificar o regime térmico dos solos, tanto para aumentar quanto para diminuir a temperatura. Essas coberturas podem ser constituídas de materiais de diferentes espessuras e propriedades térmicas. Mesmo que cada uma delas se comporte de maneira distinta, pode-se prever como isso ocorre. Capas secas de areia sobre a superfície do solo, por exemplo, experimentam uma baixa condutividade térmica e alto coeficiente de reflexão (albedo). Por isso, as seguintes alterações poderão ocorrer:

- Redução da amplitude de variação da temperatura abaixo da capa;
- Prevenção das perdas por evaporação, já que a condutividade hidráulica na cobertura também diminui;
- Maior variação de temperatura na cobertura (ainda que o coeficiente de reflexão seja alto) porque a condutividade térmica é baixa.

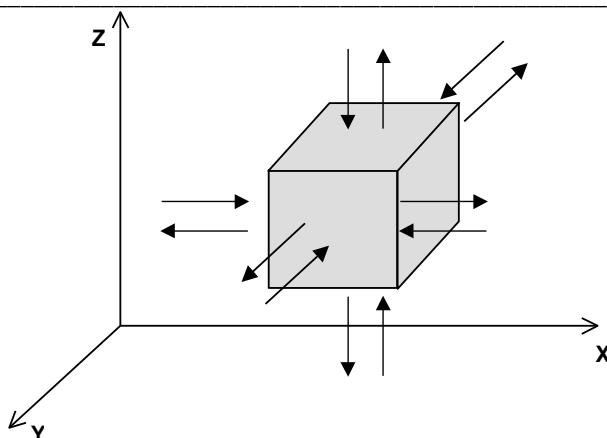
Materiais com grande quantidade de ar originam coberturas com temperaturas mais amenas no solo. Por isso, as coberturas de matéria vegetal também isolam eficazmente e reduzem a magnitude das oscilações diárias da temperatura do solo. Da mesma forma, a superfície seca dos solos arados e gradeados também pode manter a temperatura do perfil de solo mais uniforme do que se ele fosse compactado, ainda que a variação na superfície aumente. Mas, logo que essas coberturas sofrem compactação, sua condutividade térmica aumenta e elas perdem sua eficácia.

## 7.5 Modelo para descrição das variações de temperatura do solo

Uma maneira de demonstrar o desenvolvimento dos perfis de temperatura, numa coluna de solo, consiste em um experimento com um tubo plástico de 50 mm de diâmetro e 250 mm de comprimento, revestido interna e externamente com uma lâmina de alumínio, e com orifícios de diâmetro suficiente para inserção de termômetros em diferentes profundidades a partir da superfície ( $Z = 0$ ). O solo previamente peneirado é adicionado no tubo assentado verticalmente, com os vários termômetros cuidadosamente inseridos. E uma chapa de cobre é assentada na superfície da coluna para receber energia térmica proveniente de uma lâmpada incandescente. A lâmpada mantém constante a temperatura da chapa de cobre. Os perfis de temperatura são obtidos, por meio das leituras nas diferentes profundidades.

Em condições de campo, durante o dia a superfície do solo recebe radiação solar, vai se aquecendo e o fluxo de calor é no sentido da superfície para as camadas mais profundas do solo (sentido negativo). À noite a superfície do solo perde calor e fica com temperatura inferior às camadas mais profundas. O fluxo térmico começa a vir de baixo para cima (sentido positivo). Em um período diurno (24h) o somatório total do fluxo de calor é praticamente nulo.

Imaginando-se um pequeno cubo de solo abaixo da superfície, a variação de temperatura neste volume de solo dependerá do fluxo de calor, que ocorre nas direções X, Y e ou Z, entrando ou saindo da parcela de solo:



Assim, matematicamente, a variação de temperatura no solo pode ser representada por:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \left( \frac{\partial^2 T}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial Y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \right) \quad (71)$$

Para a descrição de um modelo matemático que permite avaliar o comportamento térmico do solo, devem-se fazer as seguintes considerações:

- O solo deve ser plano, homogêneo e sem vegetação;
- O teor de água deve ser constante ao longo do perfil;
- A transferência de calor no solo é feita toda por condução.

Assim sendo, pode-se considerar que não exista fluxo de calor no solo nas direções X e Y, tendo em vista a não existência de gradiente térmico nessas direções, existindo apenas o fluxo na direção vertical. Portanto, a equação diferencial que descreve a variação de temperatura no solo será:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \left( \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \right) \quad (72)$$

em que,

- T - temperatura do solo;
- t - tempo;
- Z - profundidade do solo;
- D - difusividade térmica do solo.

A difusividade térmica é um índice que descreve a facilidade com a qual uma substância sofre uma mudança de temperatura, sendo dada por:

$$D = \frac{K_T}{\rho \cdot C_p} \quad (73)$$

em que,

$K_T$  - condutividade térmica do solo ( $J m^{-1} s^{-1} K^{-1}$ ). A condutividade térmica é determinada, principalmente, pela porosidade, umidade e conteúdo de matéria orgânica do solo;  
 $\rho$  - densidade do solo ( $kg m^{-3}$ );  
 $C_p$  - capacidade calorífica gravimétrica unitária ou calor específico gravimétrico ( $J kg^{-1} K^{-1}$ ).

A equação (5) é apenas qualitativa, não permitindo qualquer quantificação da temperatura do solo. Para quantificação, há a necessidade de se obter, com recursos matemáticos, uma solução da equação diferencial parcial de fluxo de calor no solo. Uma das soluções é aquela baseada nas séries de Fourier, que resulta em:

$$T(Z, t) = \bar{T} + T_0 e^{-Z\sqrt{\omega/2D}} \cdot \text{sen}(\omega t - Z\sqrt{\omega/2D}) \quad (74)$$

em que,

$T(Z, t)$  - temperatura à profundidade “Z” do solo e a um dado tempo “t” transcorridos após o nascer do Sol ( $^{\circ}C$ );

$\bar{T}$  - temperatura média em torno da qual a temperatura do solo oscila senoidalmente ( $^{\circ}C$ );

$T_0$  - amplitude de oscilação de temperatura ao nível do solo ( $^{\circ}C$ );

$Z$  - profundidade do solo (cm);

$\omega$  - velocidade angular da terra ( $rad s^{-1}$ ).  $\omega = 2\pi rad/24 h$  ou  $7, 2722 \times 10^{-5} rad s^{-1}$ ;

$D$  - difusividade térmica do solo ( $cm^2 s^{-1}$ ).

### 7.5.1 Considerações sobre a solução da equação diferencial parcial de variação de temperatura no solo (equação 7)

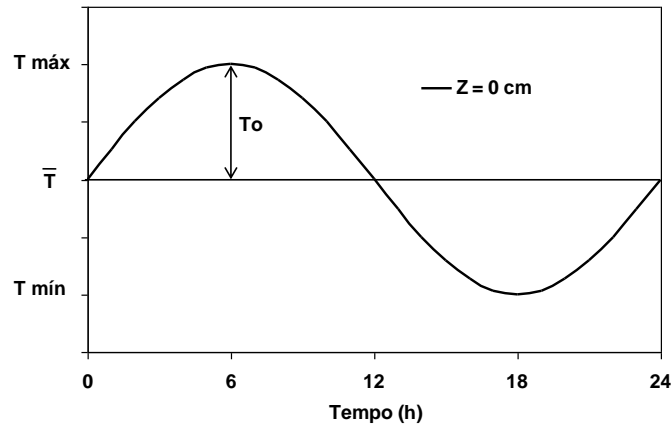
#### a) Temperatura à superfície do solo ( $Z = 0$ )

Substituindo na equação 7, tem-se:

$$T(0, t) = \bar{T} + T_0 \cdot e^0 \cdot \text{sen}(\omega t - 0) \quad (75)$$

$$T(0, t) = \bar{T} + T_0 \cdot e^0 \cdot \text{sen}(\omega t - 0) \quad (76)$$

Cuja representação esquemática é vista abaixo:



O tempo (h) corresponde às horas após o nascer do sol.

**b) Temperatura a uma profundidade “infinita” (Z = ∞)**

Substituindo-se na equação 7, tem-se:

$$T(\infty, t) = \bar{T} + T_0 \cdot e^{-\infty} \cdot \text{sen}(\omega t - \infty) \tag{77}$$

$$T(\infty, t) = \bar{T} \tag{78}$$

O que mostra que a grandes profundidades a temperatura do solo tende a não variar, tornando-se constante e igual à temperatura média.

**c) Amplitude de oscilação de temperatura**

A parte da equação 7,  $T_0 \cdot e^{-Z\sqrt{\omega/2D}}$  permite definir a amplitude de oscilação da temperatura para diferentes profundidades (Z) do solo. Assim:

$$A(Z) = T_0 \cdot e^{-Z\sqrt{\omega/2D}} \tag{79}$$

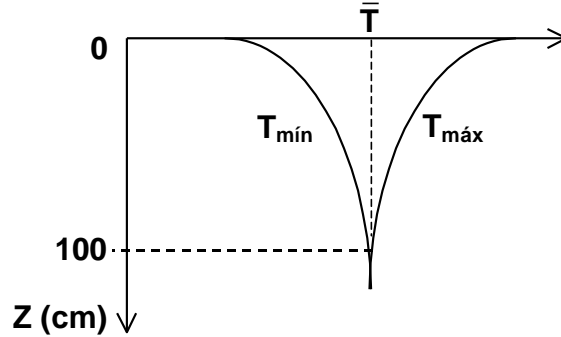
Supondo-se um solo com difusividade térmica igual a  $0,005 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  e com amplitude de oscilação de temperatura ao nível do solo de  $10 \text{ }^\circ\text{C}$ , tem-se:

|        |   |                       |   |   |
|--------|---|-----------------------|---|---|
| A(0)   | = | $10 \cdot e^0$        | = | $10 \text{ }^\circ\text{C}$   |
| A(10)  | = | $10 \cdot e^{-0,853}$ | = | $4,3 \text{ }^\circ\text{C}$  |
| A(20)  | = |                       | = | $1,8 \text{ }^\circ\text{C}$  |
| A(50)  | = |                       | = | $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$  |
| A(100) | = |                       | = | $1,97 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$ (impossível de se medir a nível de solo) |

A amplitude de oscilação de temperatura decresce rapidamente com o aumento na profundidade do solo, indicando também que a “profundidade infinita” relacionada no ítem “b” não

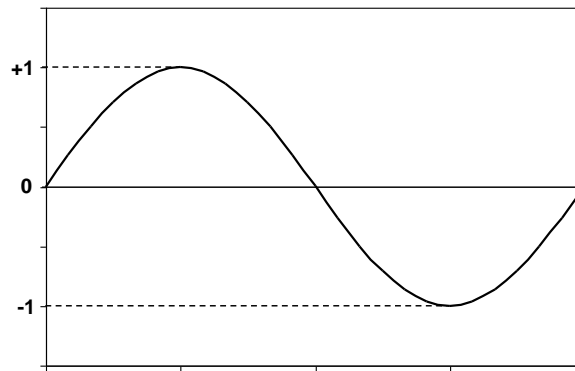
é tão “infinita” assim. Esse fato indica também que a medição de temperatura do solo para estudos em base diária a profundidade de 1 metro ou maiores não se justifica.

Se considerarmos as temperaturas máxima e mínima do solo ao longo de determinado dia, esquematicamente, teremos a seguinte representação da amplitude de oscilação à diversas profundidades:



**d) Parte senoidal da equação 7**

A função seno varia de -1 a +1, como pode ser esquematizada a seguir:



A parte senoidal da equação 7,  $\text{sen}(\omega t - Z\sqrt{\omega/2D})$  será então igual a +1 para o instante de ocorrência da temperatura máxima e igual a -1 para o instante de ocorrência da temperatura mínima. Por exemplo, para temperatura máxima:

$$\text{sen}(\omega t - Z\sqrt{\omega/2D}) = 1 \tag{80}$$

- Determinar o tempo de ocorrência da  $T_{\text{máx}}$  para ( $Z = 0$ ):

$$\text{sen}(\omega t - 0) = +1$$

$$\omega t = \pi/2$$

$$t = 6 \text{ horas}$$

O que indica que na superfície a temperatura máxima do solo é alcançada 6 horas após o nascer do sol.

▪ Idem para  $z = 10$  cm, levando-se em conta o valor de  $D$  utilizado no item “c”, encontraremos:

$$\begin{aligned} \text{sen}\left(\omega t - 10\sqrt{\omega/2D}\right) &= 1 \\ t &= 9,25 \text{ horas} \end{aligned}$$

O que indica que a temperatura máxima do solo para  $Z = 10$  cm é alcançada 9,25 horas após o nascer do sol.

▪ Idem para  $z = 20$  cm. A temperatura máxima é atingida 12,51 horas após o nascer do sol.

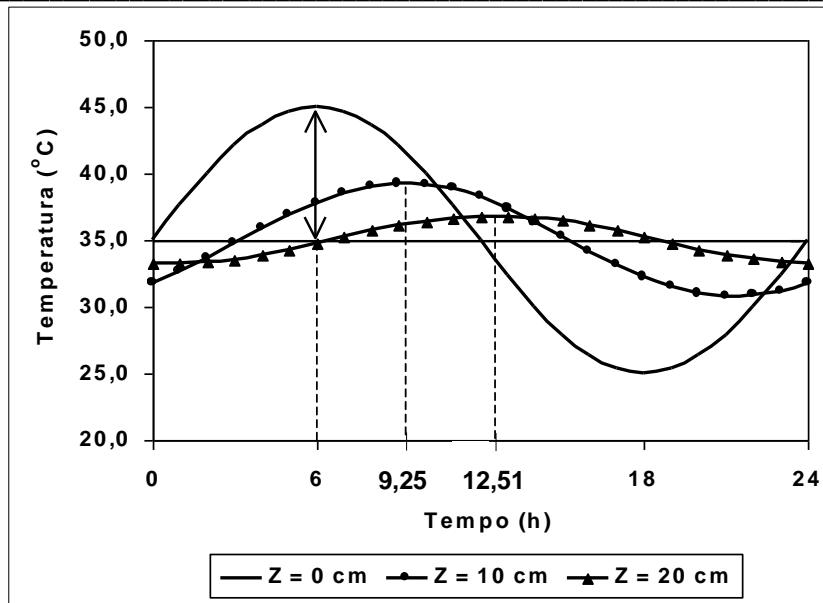
O mesmo procedimento é válido para as determinações dos tempos de ocorrência das temperaturas mínimas do solo a diversas profundidades, bastando apenas igualar a parte senoidal da equação à **-1**.

#### **e) Defasagem da ocorrência da temperatura máxima com relação à superfície**

É representada pela parte  $Z\sqrt{\omega/2D}$  da equação 7 que, para a profundidade de 10 cm é equivalente a 3,25 horas, o que pode ser determinado pela diferença nos dois tempos encontrados no exemplo anterior, ou seja,  $9,25 - 6 = 3,25$  horas.

Isso indica que a temperatura máxima para  $Z = 10$  cm ocorrerá 03h15min horas após o instante de ocorrência da temperatura máxima para  $Z = 0$  cm.

Aliando-se a amplitude de oscilação de temperatura e defasagem de ocorrência da temperatura máxima de acordo com a variação na profundidade, tem-se, esquematicamente:



## 8 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

### 8.1 Definição geral

Em uma área cultivada com alguma espécie vegetal ocorrem simultaneamente os processos de evaporação (água do solo, orvalho, água depositada pelas chuvas) e a transpiração das plantas, sendo difícil distinguir os dois processos separadamente. Daí o termo **evapotranspiração (ET) associando em conjunto estes dois processos**, descrevendo o total de transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera. A evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica e pela disponibilidade de água no solo às plantas.

A taxa de evapotranspiração é de grande importância na determinação da necessidade de água das culturas agrícolas e, associada ao ganho de água, por meio das precipitações, permite determinar a disponibilidade hídrica de uma região, sendo um parâmetro de grande importância na ecologia vegetal e no planejamento agrícola.

Relativamente do ponto de vista teórico, evapotranspiração é um assunto bastante simples, porém, no lado prático das medições e estimativas, torna-se complexo.

### 8.2 Evaporação e transpiração

#### Evaporação

É o processo físico em que um líquido passa para o estado gasoso (vapor). O vapor de água presente na atmosfera é oriundo de lagos, rios, oceanos, do solo, vegetação, evaporação do orvalho e da chuva interceptada pela superfície.

#### Transpiração

É a perda de água por evaporação que ocorre nas plantas e animais. Por ocorrer em um meio biológico, a evaporação neste caso, é denominada de transpiração. Nos vegetais, a transpiração ocorre predominantemente nas folhas. Nesta, a evaporação ocorre a partir das paredes celulares em direção aos espaços intercelulares. Daí, por difusão, o vapor d'água se transfere para a atmosfera por meio dos estômatos. Os estômatos atuam como reguladores da taxa de transpiração, procurando evitar ou minimizar as situações de elevado estresse hídrico. Esse estresse hídrico pode ocorrer em duas situações:

- 1- Quando o solo não contém água disponível às plantas;
- 2- Quando o solo contém água disponível, mas a planta não é capaz de absorvê-la em velocidade e quantidade suficiente para suprir a demanda atmosférica.

A situação de elevada demanda atmosférica é quando se tem uma baixa umidade relativa do ar, ou seja, um elevado déficit psicrométrico ( $e_s - e_a$ ).

O percurso que a água faz desde o solo até a atmosfera, por meio da planta, mantendo a transpiração dos vegetais, ocorre pelo princípio físico das diferenças de potencial hídrico, ou potencial total da água ( $\Psi_w$ ), do solo à atmosfera. Quanto mais seco estiver o ar (potencial hídrico altamente negativo) maior será a demanda do ar em reter vapor d'água, com tendência do aumento da taxa de transpiração.

A água, como qualquer corpo na natureza, tende a um estado de menor energia. O potencial total da água (potencial hídrico) é uma medida de seu estado de energia e, assim, pode-se afirmar que a água sempre se moverá espontaneamente de pontos de maior  $\Psi_w$  para pontos de menor  $\Psi_w$ . Como exemplo, pode-se ser citado o caso de uma cultura agrícola em pleno desenvolvimento com o solo sem restrições hídricas e a atmosfera em condições de reter vapor d'água. Assim, a água move-se do solo para as raízes, destas para a parte aérea até atingir as folhas e daí para a atmosfera. Portanto,  $\Psi_w(\text{solo}) > \Psi_w(\text{raízes}) > \Psi_w(\text{folhas}) > \Psi_w(\text{atmosfera})$  fazendo com que a água caminhe do solo até a atmosfera por meio da planta.

### 8.3 Conceitos de evapotranspiração

#### 8.3.1 Evapotranspiração potencial (ETp) ou de referência (ETo)

Numa extensa superfície natural, totalmente coberta por vegetação baixa, com altura uniforme, com elevado índice de área foliar (IAF), de crescimento ativo e já na fase adulta (a grama é a principal vegetação adotada, e, em alguns tipos de clima adota-se a alfafa) e teor de água do solo próximo ou na capacidade de campo, a quantidade de água transferida para a atmosfera por unidade de área e tempo é conhecida como **evapotranspiração potencial (ETp)**.

Este conceito foi introduzido por Thornthwaite em 1944 e aperfeiçoado por Penman em 1956. Nessas condições, conceitualmente, a transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera (evapotranspiração) ocorre como função única e exclusiva do balanço vertical de energia, ou seja, das condições atmosféricas sobre a vegetação sem interferências advectivas, podendo ser estimada por modelos (fórmulas) matemáticos teórico-empíricos desenvolvidos e testados para várias condições climáticas, surgindo para a época, para estimativa da ETp, o método de PENMAN. Contudo, nem sempre se consegue seguir o padrão recomendado para a cultura de referência adotada para a obtenção da ETp por questões normais de manejo. Portanto, mais tarde, na década de 1960, Monteith, com base na equação de Penman, propôs um novo modelo que estimasse diretamente a evapotranspiração da cultura de interesse denominando-se de método de Penman-Monteith. Daí no período de 28 a 31 de maio de 1990, a FAO (Food and Agriculture Organization) promoveu, em Roma, Itália, um encontro de 14 pesquisadores de sete países, especialistas na área de evapotranspiração, para atender a vários objetivos, dentre eles o de analisar os conceitos e procedimentos de metodologia de cálculos de evapotranspiração, com o enfoque ao estabelecimento de uma nova definição para a cultura de referência e o método para que pudesse estimar a evapotranspiração para essa referência. Assim, o novo conceito proposto para a ETp, passou a ser denominado **evapotranspiração de referência (ETo)**, tornando-se desde então este conceito largamente utilizado e o método de estimativa recomendado para a ETo foi o desenvolvido por Penman-Monteith, passando a se denominar Penman-Monteith (Padrão FAO), o qual foi bastante aceito internacionalmente. Este método será detalhado mais adiante. Nesse caso, a cultura de referência utilizada é uma cultura hipotética cujas características se assemelham, bem de perto, a ET da grama. Isso permite que tais características (valores numéricos) mantenham-se como parâmetros constantes adotados no cálculo da ETo. Dessa forma, esses parâmetros para a cultura hipotética são: altura de 0,12 m, albedo igual a 0,23 e resistência da cultura ao transporte de vapor d'água igual a  $69 \text{ s m}^{-1}$ . Logo, a ETo é um elemento indicativo da demanda hídrica das culturas de um determinado local e período.

Apesar da proposição da FAO, ainda é bastante comum o uso destes dois conceitos. Pode-se inferir que, para estudos climatológicos, o termo ETp continua sendo o mais utilizado, pois quase

sempre está envolvida com a análise do potencial hídrico de uma região e, já a  $ET_o$ , é bastante adequada para projetos e manejo de irrigação e drenagem, uma vez que a evapotranspiração da cultura, normalmente, é determinada em duas etapas aplicando um coeficiente de ajuste (coeficiente de cultura) à evapotranspiração de uma cultura referencial, que no caso é a cultura hipotética.

### 8.3.2 Evapotranspiração da cultura ( $ET_c$ )

É a quantidade de água consumida por uma cultura sem restrição hídrica em qualquer fase de seu desenvolvimento. A cultura deve ser bem conduzida agronomicamente para que o consumo de água ocorra conforme o potencial evapotranspirativo de cada fase. Portanto, a  $ET_c$  pode ser entendida como sendo a evapotranspiração potencial que ocorre em cada fase de desenvolvimento da cultura. O conhecimento da  $ET_c$  é fundamental em projetos de irrigação, pois ela representa a quantidade de água que deve ser reposta ao solo para manter o crescimento e desenvolvimento em condições ideais. No entanto, a determinação da  $ET_c$  é difícil e sujeita a muitos erros. A forma mais usual para se obter a  $ET_c$  é pela aplicação do coeficiente de cultura ( $K_c$ ) a ser visto mais adiante.

### 8.3.3 Evapotranspiração real ( $ET_r$ )

É aquela que ocorre independente das condições de contorno pré-definidas para a evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) ou da cultura ( $ET_c$ ). Portanto a  $ET_r$  ocorre em qualquer circunstância, independente do tipo e das condições da cultura, da dimensão da área e da umidade do solo. Pode atingir valor menor, igual ou superior a  $ET_o$ .

## 8.4 Fatores determinantes da evapotranspiração

### 8.4.1 Fatores climáticos

- Radiação líquida ( $R_n$ ): esta é a principal fonte de energia para o processo de evapotranspiração, dependente da radiação solar incidente e do albedo da vegetação.

Em determinado local, a disponibilidade de energia (radiação) é controlada pela reflexão da superfície (albedo). Vegetação mais clara reflete mais que aquelas mais escuras e, portanto, têm menos energia disponível. Assim, é evidente que, sob mesmas condições climáticas, uma floresta evapotranspira mais que uma superfície gramada.

- Temperatura: ao longo do dia, a temperatura do ar provoca aumento no déficit de saturação de vapor d'água, tendo em vista que a quantidade de vapor d'água varia em proporção bem menor, tornando maior a demanda evaporativa do ar.

- Umidade relativa do ar: a umidade relativa do ar atua juntamente com a temperatura. Quanto menor a UR, maior será a demanda evaporativa e, portanto, maior a ET. O vapor d'água transferido para atmosfera é controlado pelo poder evaporante do ar. Quanto mais seco estiver o ar, maior será a demanda atmosférica. No entanto, existe interrelação entre a disponibilidade de água no solo e a demanda atmosférica.

- Vento: o vento, além de remover vapor d'água do ar junto às plantas para outros locais, também é responsável pelo transporte horizontal de energia de uma área mais seca para outra úmida, contribuindo desta forma para o aumento da evapotranspiração.

### 8.4.2 Fatores da planta

- Espécie: este fator está associado aos aspectos morfológicos da planta, tais como, distribuição espacial da folhagem, resistência interna da planta ao transporte de água, número, tamanho, e distribuição dos estômatos, exercendo influência direta na ET.
- Albedo: ou coeficiente de reflexão influencia diretamente na disponibilidade de energia ( $R_n$ ) para o processo de ET. Ocorrendo maior reflexão, haverá menor energia disponível, conforme comentado anteriormente.
- Índice de área foliar (IAF): acompanha o estágio de desenvolvimento e crescimento da cultura, aumentando a área foliar transpirante.
- Altura das plantas: as plantas mais altas interagem mais eficientemente com a atmosfera, extraíndo desta mais energia e a ação dos ventos é mais relevante, aumentando a ET.
- Profundidade das raízes: está diretamente relacionada ao volume de solo explorado. Plantas com raízes superficiais, por explorar volume menor de solo, em períodos de estiagem não conseguem extrair água suficiente para atender a sua demanda transpirativa.

### 8.4.3 Umidade do solo

Nos enunciados seguintes deste item, manteve-se a originalidade dos trabalhos realizados pelos respectivos autores sobre a influência da umidade do solo na relação  $E_{Tr}/E_{Tp}$ , contudo, o mesmo se equivale para a relação  $E_{Tr}/E_{Tc}$ .

Quanto à capacidade de armazenamento de água, os solos argilosos possuem maior capacidade de armazenar água do que os arenosos, sendo capazes de manter a taxa de ET por período mais longo. No entanto, em solos arenosos as raízes tendem a ser mais profundas, compensando a menor retenção de água.

Quando a umidade do solo está próxima da capacidade de campo, a evapotranspiração é mantida na razão potencial e determinada pelas condições climáticas predominantes. À medida que o solo perde umidade, a evapotranspiração real tomará valores abaixo do valor da evapotranspiração potencial a partir de determinado valor de umidade do solo.

A relação entre a umidade do solo e a razão  $E_{Tr}/E_{Tp}$  depende das características físicas do solo, da cobertura vegetal até certo ponto e da demanda evaporativa da atmosfera.

Há muitas controvérsias quanto ao efeito da umidade do solo no decréscimo da relação  $E_{Tr}/E_{Tp}$ . Veihmeyer e Hendrickson afirmam que a evapotranspiração ocorre na razão potencial quando a umidade do solo está acima do ponto de murcha, caindo abruptamente a partir deste valor.

Thornthwaite e Mather, citados por Chang, baseados em medições de pressão de vapor e perfis de temperatura verificaram um decréscimo linear da relação  $E_{Tr}/E_{Tp}$  com o decréscimo da umidade do solo.

Baier concluiu que a relação  $E_{Tr}/E_{Tp}$  é constante e igual a unidade desde a capacidade de campo até 70% de água disponível, decrescendo linearmente deste ponto até o ponto de murcha.

Eagleman, utilizando dados obtidos em várias condições climáticas e com diferentes coberturas vegetais do solo, confirma que os resultados de todos os experimentos mostraram que o valor da relação  $E_{Tr}/E_{Tp}$  é próximo da unidade quando a umidade do solo é alta, com o decréscimo acentuado à medida que decresce a umidade do solo, segundo uma equação cúbica.

A queda da relação  $E_{Tr}/E_{Tp}$  em função da diminuição do teor de água no solo pode variar com a textura do solo e a profundidade do sistema radicular, porque essas características afetam a taxa de transferência de água do solo para a planta.

Holmes, citado por Chang, apresentou curvas idealizadas para três tipos de solo. Para solos arenosos, nos quais a baixa capacidade de retenção de água, em virtude do baixo conteúdo de colóides, permite remoção rápida da maior parte da umidade do solo. Nesse caso, a evapotranspiração real permanece igual a potencial até quase o ponto de murcha. Por outro lado, para um solo de textura fina, do qual a água disponível não pode ser removida quase que totalmente a baixas tensões, a ETr passa a ser menor que a ETp para conteúdos mais elevados de umidade no solo. Já para um solo de textura intermediária, a relação ETr/ETp também possui comportamento intermediário.

#### 8.4.4 Fatores de manejo da cultura e do solo

- Densidade de plantio: espaçamento menor resulta em competição intensa pela água, causando aprofundamento das raízes para aumentar o volume de água disponível. Espaçamento maior permite que as raízes se desenvolvam mais superficialmente, mas por outro lado, permite mais aquecimento do solo e das plantas, e maior movimentação do ar pela ação do vento entre as plantas, levando em consequência ao aumento da ET.

- Impedimentos físico-químicos: ocorre limitação no crescimento e desenvolvimento das raízes, fazendo com que as plantas explorem um menor volume de solo, resultando em efeitos negativos tanto no período chuvoso como no seco. No período chuvoso, o excesso de água pode causar asfixia das raízes; no período seco o volume de água disponível fica reduzido, não permitindo que elas aprofundem em busca de água.

### 8.5 Medida da evapotranspiração

Os sistemas de medida da evapotranspiração tanto servem para obter a ETp ou ETo, como também a ETc, mudando apenas a vegetação a ser estudada.

#### 8.5.1 Lisímetros

Lisímetro é um equipamento que consiste de uma caixa impermeável, contendo um volume de solo representativo da área a ser avaliada e coberta com a vegetação a ser estudada. O volume de solo é irrigado periodicamente, sendo que a evapotranspiração será obtida pelo resíduo após efetuar o balanço hídrico neste volume de solo. Os lisímetros foram inicialmente utilizados para estudar a drenagem profunda e a concentração de nutrientes extraídos do volume do solo. São também chamados de evapotranspirômetros. Dentre os tipos de lisímetros mais empregados tem-se os de drenagem, sub-irrigação e de pesagem.

##### 8.5.1.1 Lisímetro de drenagem

Funcionam adequadamente apenas em períodos longos de observação ( $\pm 10$  dias). Seguindo o padrão geralmente empregado nas estações climatológicas, como o observado na Estação Climatológica Principal de Lavras-MG, são também chamados de evapotranspirômetros de Thornthwaite, que podem ser construídos de caixas de cimento amianto comerciais, com pelo menos,  $0,54 \text{ m}^2$  de área por  $0,60 \text{ m}$  de profundidade.

No fundo de cada caixa, coloca-se uma camada de cerca de 10 cm de brita fina, coberta com uma camada de areia grossa para facilitar a drenagem de água no perfil do solo.

As caixas são enterradas no solo, deixando-se uma borda de 5 cm acima do nível do solo. Sendo cheias com o mesmo solo que foi retirado da cavidade, mantendo-se a ordem do perfil. Do fundo de cada caixa sai um tubo pelo qual se drena a água percolada que é coletada em um recipiente graduado.

Assim instalado, no caso de medir a evapotranspiração potencial ou de referência planta-se nas caixas e na área circundante um vegetal que dê uma grande cobertura do solo e que se mantenha em crescimento durante todo o ano. A cobertura mais comumente utilizada no Brasil é a “grama batatais” (*Paspalum notatum* Flugge), que reúne as condições do vegetal para ocorrência da evapotranspiração potencial ou de referência durante todo o ano ou na maior parte deste.

No caso de medir a evapotranspiração de uma cultura qualquer, a grama é substituída pela cultura de interesse seguindo o manejo agrônômico recomendado para esta cultura, obtendo-se, portanto a ETc.

Quando o lisímetro de drenagem apresentar condições para utilização, isto é, com a vegetação cobrindo totalmente a superfície das caixas e da área adjacente, deve ser utilizado da seguinte maneira:

- Irrigam-se as caixas, e a área adjacente, até que se percole água no recipiente de coleta. Quando cessar a percolação o lisímetro estará em condições de uso, sendo que o solo se apresenta com teor de água na capacidade de campo (a água gravitacional foi drenada).

- Depois de um período de cerca de 2 a 3 dias, irriga-se novamente cada caixa com um volume de água conhecido. O valor da evapotranspiração no período considerado, é dado pela equação:

$$ET = \frac{(I - D)}{A} \quad (81)$$

em que,

ET - evapotranspiração, seja a potencial ou de referência ou ainda a da cultura (mm/período considerado);

I - volume de água de irrigação (litros);

D - volume de água drenada (percolada) após a irrigação (litros);

A - área do lisímetro (m<sup>2</sup>).

Camargo (1961) faz as seguintes recomendações para a operação dos evapotranspirômetros de Thornthwaite (lisímetros de drenagem) para a medida da evapotranspiração potencial ou de referência:

- Manter a grama interna e externa das caixas com a mesma densidade e porte, por meio de podas, replantes, acréscimo de terra, etc;

- Efetuar as coletas e mensurações de água percolada, bem como a rega dos tanques, na parte da manhã;

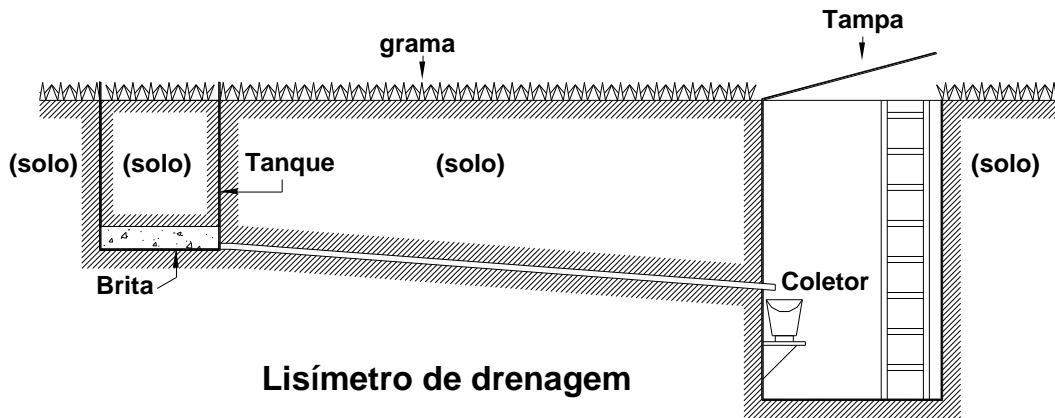
- Adotar uma base de rega uniforme para os tanques componentes da bateria, que devem ser no mínimo três. A base de rega ideal é aquela que dê uma percolação inferior a um litro até o dia seguinte à rega;

- Durante os períodos secos, irrigar o gramado da área circundante, na maior extensão possível, a intervalos de aproximadamente uma semana, para evitar influência das áreas adjacentes no valor da evapotranspiração.

Pereira et al. (1997), ainda cita que, a percolação frequente resulta em lixiviação de nutrientes, e deve-se tomar o cuidado em repô-los na dosagem adequada para não causar crescimento diferenciado das plantas dentro e fora do lisímetro.

Pode-se inferir-se que, as recomendações acima descritas, devem também ser tomadas quando da medição da ETc, levando em consideração os cuidados agrônômicos da cultura.

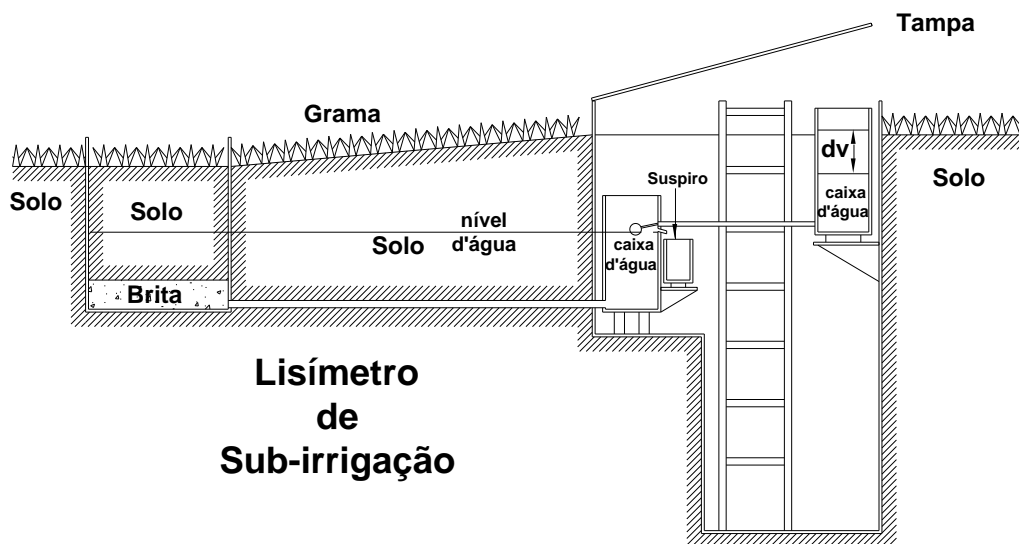
Abaixo tem-se o esquema ilustrativo de um lisímetro de drenagem.



### 8.5.1.2 Lisímetro de sub-irrigação

Também conhecido por **lisímetro de lençol freático a nível constante** (figura abaixo). É constituído de tanques enterrados no solo à semelhança das caixas dos lisímetros de drenagem. O fornecimento de água é feito pela parte inferior do lisímetro, podendo-se manter o lençol freático a diferentes profundidades para que seja possível variar as condições de umidade do solo.

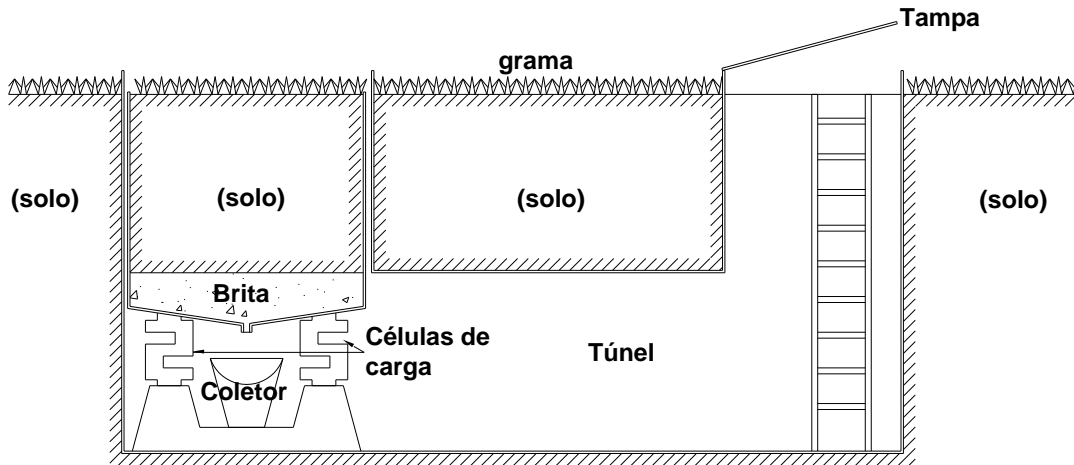
A evapotranspiração é obtida pela quantidade de água que sai do sistema (que é a própria água fornecida ao sistema, desde que não haja acréscimo por chuvas) em um determinado período de tempo.



### 8.5.1.3 Lisímetro de pesagem

São evapotranspirômetros especiais, construídos de tal maneira que permitam a sua pesagem. São, geralmente, aparelhos de tal precisão e de custo elevado, requerendo cuidados especiais de manejo. Esses aparelhos permitem conhecer, dia a dia a variação no peso do solo que, desprezando-se o acréscimo diário de peso das plantas, será o valor da evapotranspiração.

O mecanismo de pesagem pode ser de balança mecânica ou hidráulica, sendo que nos lisímetros mais sofisticados, todas as variações nas condições do solo e do ambiente circundante são registradas a curtos intervalos de tempo por um computador. Atualmente, a automação com sensores à variação de peso, conhecidos por células de carga, estão sendo bastante utilizados.



**Lisímetro de Pesagem**

### 8.5.2 Balanço de água no solo

Delimita-se sobre a área da cultura em estudo uma pequena parcela e certa profundidade correspondente à profundidade efetiva do sistema radicular da cultura, definindo assim, sob a superfície do solo, um volume de controle representativo para a cultura. Dentro deste volume de controle é efetuado o balanço de água, ou seja, a contabilização de entrada e saída de água. Na camada subsuperficial deste volume pode haver entrada (ascensão capilar da água - AC) ou saída (drenagem profunda - DP) de acordo com a variação do armazenamento da água no solo no período analisado. AC e DP representam o fluxo subsuperficial de água no solo no limite inferior do volume de controle. Se as chuvas (P) forem em grande quantidade, poderá haver encharcamento do solo, ocorrendo escoamento superficial (ES). Em condições experimentais este sistema é sempre acompanhado por irrigações (I) frequentes procurando manter o solo sempre próximo ou na capacidade de campo. Com a entrada ou saída de água do sistema, haverá uma variação de armazenamento de água ( $\pm \Delta A$ ) nesse volume de controle. Todas estas variáveis são relativamente fáceis de serem obtidas sendo, portanto, a evapotranspiração obtida pelo resíduo do balanço de água no solo. Assim, num intervalo de tempo, pelo princípio de conservação das massas, tem-se:

$$P + I + AC - DP - ES - ET \pm \Delta A = 0 \quad (82)$$

Portanto, a evapotranspiração será:

$$ET = P + I + AC - DP - ES \pm \Delta A \quad (83)$$

---

Todas estas variáveis poderão ser expressas diretamente em altura de lâmina d'água (mm).

## 8.6 Estimativa da evapotranspiração potencial ou de referência

Existem inúmeros métodos de estimativa da evapotranspiração de referência, sendo destacados aqui os mais comuns, principalmente para as condições brasileiras. O conhecimento das limitações e detalhes de desenvolvimento desses métodos permite ao usuário decidir qual o melhor método a ser aplicado para determinada situação.

### 8.6.1 Método do Tanque Classe A

A quantidade de água transferida para a atmosfera, a partir de uma superfície de água em contato livre com a atmosfera, será maior que a transferência de água de uma superfície vegetada. Porém, fisicamente, o processo é o mesmo, ou seja, a variação é dependente das mesmas condições meteorológicas em ambos os casos, o que permite encontrar coeficientes que relacionem a evapotranspiração potencial com a evaporação de um tanque.

Dos vários tipos e tamanhos de tanques de evaporação existentes, o utilizado para a estimativa da evapotranspiração de referência é o Tanque Classe A, visto na Estação Climatológica Principal de Lavras-MG.

É um método bastante utilizado e recomendado pela FAO (Doorenbos & Pruitt, 1977), principalmente em projetos de irrigação.

Como a evaporação no tanque (ECA) é maior que a transferência efetiva de água pela vegetação, que, no caso, é a grama (cultura referência), a  $ET_o$  é calculada por um fator de ajuste ( $K_p$ ) à evaporação:

$$ET_o = K_p.ECA \quad (84)$$

Os valores de  $K_p$ , sempre menor que 1 (um), segundo Doorenbos & Pruitt, 1977, são apresentados na Tabela 1 para diferentes condições de umidade relativa, vento e local de instalação do tanque.

**Tabela 1.** Coeficiente para o Tanque Classe A (Kp) para diferentes coberturas do solo, níveis médios de umidade relativa, vento em 24 horas e bordadura, segundo Doorenbos & Pruitt, (1977)

|                             |                        | Tanque instalado em área gramada |       |      | Tanque instalado em solo nu |      |       |      |
|-----------------------------|------------------------|----------------------------------|-------|------|-----------------------------|------|-------|------|
| UR média (%)                |                        | <40                              | 40-70 | >70  |                             | <40  | 40-70 | >70  |
| Vento (km d <sup>-1</sup> ) | Bordadura de grama (m) |                                  |       |      | Bordadura de solo nu (m)    |      |       |      |
| LEVE <175                   | 1                      | 0,55                             | 0,65  | 0,75 | 1                           | 0,70 | 0,80  | 0,85 |
|                             | 10                     | 0,65                             | 0,75  | 0,85 | 10                          | 0,60 | 0,70  | 0,80 |
|                             | 100                    | 0,70                             | 0,80  | 0,85 | 100                         | 0,55 | 0,65  | 0,75 |
|                             | 1000                   | 0,75                             | 0,85  | 0,85 | 1000                        | 0,50 | 0,60  | 0,70 |
| MODERADO<br>175 – 425       | 1                      | 0,50                             | 0,60  | 0,65 | 1                           | 0,65 | 0,75  | 0,80 |
|                             | 10                     | 0,60                             | 0,70  | 0,75 | 10                          | 0,55 | 0,65  | 0,70 |
|                             | 100                    | 0,65                             | 0,75  | 0,80 | 100                         | 0,50 | 0,60  | 0,65 |
|                             | 1000                   | 0,70                             | 0,80  | 0,80 | 1000                        | 0,45 | 0,55  | 0,60 |
| FORTE<br>425 – 700          | 1                      | 0,45                             | 0,50  | 0,60 | 1                           | 0,60 | 0,65  | 0,70 |
|                             | 10                     | 0,55                             | 0,60  | 0,65 | 10                          | 0,50 | 0,55  | 0,65 |
|                             | 100                    | 0,60                             | 0,65  | 0,70 | 100                         | 0,45 | 0,50  | 0,60 |
|                             | 1000                   | 0,65                             | 0,70  | 0,75 | 1000                        | 0,40 | 0,45  | 0,55 |
| MUITO<br>FORTE<br>>700      | 1                      | 0,40                             | 0,45  | 0,50 | 1                           | 0,50 | 0,60  | 0,65 |
|                             | 10                     | 0,45                             | 0,55  | 0,60 | 10                          | 0,45 | 0,50  | 0,55 |
|                             | 100                    | 0,50                             | 0,60  | 0,65 | 100                         | 0,40 | 0,45  | 0,50 |
|                             | 1000                   | 0,55                             | 0,60  | 0,65 | 1000                        | 0,35 | 0,40  | 0,45 |

Para grandes áreas de solo nu e arado, reduzir Kp em 20% para locais quentes e ventosos e em 5 a 10% para condições moderadas de vento, temperatura e umidade relativa.

Para áreas gramadas o Kp pode também ser estimado pela seguinte equação:

$$K_p = 0,108 - 0,000331 \cdot U_2 + 0,0422 \cdot \ln(\text{Bord}) + 0,1434 \cdot \ln(\text{UR}) - 0,000631 \cdot [\ln(\text{Bord})]^2 \cdot \ln(\text{UR}) \quad (85)$$

em que,

$U_2$  – velocidade do vento à 2 m da superfície (km d<sup>-1</sup>);

Bord – bordadura do tanque (m);

UR – umidade relativa (%).

### 8.6.2 Método de Penman-Monteith (Padrão FAO)

Penman (1948), em sua equação original para estimativa da evapotranspiração potencial não incluiu a função de resistência da superfície para a transferência de vapor d'água. Para aplicações práticas, foi proposta uma equação empírica como função do vento. Mais tarde, Monteith, desenvolveu com base na equação de Penman, uma nova equação, incluindo a resistência aerodinâmica e a resistência do dossel ao fluxo de vapor d'água, passando ser chamada de equação de Penman-Monteith. Assim, essa equação além de combinar os aspectos radiativos e aerodinâmicos, concilia a resistência ao

fluxo de calor sensível e vapor d'água no ar ( $r_a$ ), e a resistência da superfície (planta) à transferência de vapor d'água ( $r_c$ ). Essa equação, assim definida, tem por proposição a estimativa direta da evapotranspiração da cultura (ETc) em estudo, eliminando a necessidade da aplicação do coeficiente da cultura (Kc), a ser visto adiante, desde que, sejam conhecidas as respectivas resistências aerodinâmicas e do dossel à difusão do vapor d'água. Essa equação possui a seguinte expressão:

$$\lambda E = \frac{s(Rn - G) + \frac{M \cdot \rho \cdot c_p \cdot \Delta e}{r_a}}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (86)$$

em que,

- $\lambda E$  - densidade do fluxo de calor latente de evaporação ( $W m^{-2}$ );
- $s$  - declividade da curva de saturação de vapor d'água ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ );
- $Rn$  - radiação líquida ( $W m^{-2}$ );
- $G$  - fluxo de calor no solo ( $W m^{-2}$ );
- $M$  - fator de escala do tempo.  $M = 1$  o resultado será por **segundo**;  $M = 60$  será por **minuto**;  $M = 3600$  será por **hora** e  $M = 86400$  o resultado será por **dia**;
- $\rho$  - densidade do ar seco ( $kg m^{-3}$ );
- $c_p$  - calor específico do ar seco ( $J kg \text{ } ^\circ C^{-1}$ );
- $\Delta e$  - déficit de pressão de vapor d'água ( $es - ea$ );
- $r_a$  - resistência aerodinâmica à difusão do vapor d'água ( $s m^{-1}$ );
- $\gamma$  - coeficiente psicrométrico ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ );
- $r_c$  - resistência da cultura (dossel) à difusão de vapor d'água ( $s m^{-1}$ ).

Da reunião da FAO em 1990, surgiu a recomendação de se adotar o modelo de Penman-Monteith como o mais adequado para estimar a ETc na escala diária, por eliminar o uso de Kc. Apesar desta recomendação, a operacionalidade deste modelo ainda é deficiente, pois os parâmetros  $r_a$  e  $r_c$  são de difícil mensuração e ainda não se tem estes valores mencionados na literatura para as diversas culturas agrícolas. Assim, o modelo mostrado acima, foi parametrizado para a cultura hipotética, permitindo estimar a evapotranspiração de referência (ETo).

Para tanto, tomando a sugestão de Allen et al. (1989), para a estimativa de  $r_c$  e de Brutsaert (1982), para a estimativa de  $r_a$ , para a cultura hipotética, a relação  $r_c/r_a$  pode ser estimada como uma função da velocidade do vento, ou seja:

$$\frac{r_c}{r_a} = 0,33U_2 \quad (87)$$

em que,  $U_2$  é a velocidade do vento a 2 m da superfície.

Portanto, com base no modelo Penman-Monteith, executando matematicamente as devidas substituições das constantes e dos parâmetros  $r_a$  e  $r_c$ , bem como da relação  $r_c/r_a$  e ainda acrescentado o calor latente de evaporação  $\lambda$  para a transformação da densidade do fluxo de calor latente de evaporação  $\lambda E$  do modelo de Penman-Monteith em lâmina de água evapotranspirada, tem-se então o modelo definido para a estimativa da evapotranspiração de referência (**ETo**) na escala diária em **mm d**

<sup>1</sup> proposto pela **FAO**, sendo, portanto, este método nomeado como **PENMAN-MONTEITH (Padrão FAO)**, conforme a equação a seguir:

$$ET_o = \frac{s}{s + \gamma^*} (R_n - G) \frac{1}{\lambda} + \frac{\gamma}{(s + \gamma^*)(T + 273)} 900 U_2 (e_s - e_a) \quad (\text{mm d}^{-1}) \quad (88)$$

sendo que, cada um dos parâmetros desta equação, são calculados mediante as equações descritas no roteiro a seguir:

1. Declividade da curva de pressão de saturação do vapor d'água (s)

$$s = \frac{4098 e_s}{(T + 237,3)^2} \quad (\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1})$$

2. Temperatura do ar (média diária) (T)

$$T = \frac{T_9 + T_x + T_n + 2T_{21}}{5} \quad (^\circ\text{C})$$

em que,  $T_9$  e  $T_{21}$ , são as respectivas temperaturas do ar às 9:00 e 21:0 h de acordo com o padrão de leitura da Estação Climatológica Principal de Lavras-MG, que acompanha o fuso horário local.  $T_x$  e  $T_n$  correspondem às temperaturas máxima e mínima, respectivamente.

3. Pressão de saturação do vapor d'água ( $e_s$ ) - equação de Tetens

$$e_s = 0,6108 \times 10^{\left(\frac{7,5 T}{237,3+T}\right)} \quad (\text{kPa})$$

4. Coeficiente psicrométrico ( $\gamma$ )

$$\gamma = 0,0016286 \frac{P}{\lambda} \quad (\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1})$$

P - pressão atmosférica média diária (kPa)

5. Calor latente de evaporação ( $\lambda$ )

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3}) T \quad (\text{MJ kg}^{-1})$$

Para as condições normais de temperatura e pressão  $\lambda \cong 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$

6. Coeficiente psicrométrico modificado ( $\gamma^*$ )

$$\gamma^* = \gamma(1 + 0,33U_2) \quad (\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1})$$

7. Velocidade do vento a 2 m ( $U_2$ )

$$U_2 = U_z \left( 4,868 (\ln(67,75Z - 5,42))^{-1} \right) \quad (\text{m s}^{-1})$$

$U_z$  - velocidade do vento à altura  $Z$  ( $\text{m s}^{-1}$ );

$Z$  - altura de medição da velocidade do vento (m).

Reduzindo a velocidade do vento obtida a 10 m ( $U_{10}$ ) para o nível de 2 m a equação anterior simplifica-se por:

$$U_2 = 0,75U_{10} \quad (\text{m s}^{-1})$$

8. Pressão atual de vapor d'água ( $ea$ )

$$ea = \frac{es \times UR}{100} \quad (\text{kPa})$$

9. Umidade relativa do ar ( $UR$ )

$$UR = \frac{UR_9 + UR_{15} + 2UR_{21}}{4} \quad (\%)$$

em que,  $UR_9$ ,  $UR_{15}$  e  $UR_{21}$  são, respectivamente, as umidades relativas às 9, 15 e 21 h de acordo com o padrão de leitura da Estação Climatológica Principal de Lavras-MG, que acompanha o fuso horário local.

10. Radiação na ausência ou “topo” da atmosfera ( $R_a$ )

$$R_a = 37,586 \text{ dr} (\omega_s \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \sin\omega_s) \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

$\phi$  - latitude do local: (-) Sul e (+) Norte

11. Distância relativa Terra-Sol ( $dr$ )

$$dr = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right)$$

$J$  - dia juliano: número de dias transcorridos desde o dia 1<sup>o</sup> de janeiro.

12. Ângulo horário do nascer ou pôr do sol ( $\omega_s$ )

$$\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \quad (\text{rad})$$

13. Declinação solar ( $\delta$ )

$$\delta = 0,4093 \text{sen} \left( \frac{2\pi}{365} J - 1,405 \right) \quad (\text{rad})$$

14. Saldo de radiação de ondas curtas (Rns)

$$Rns = (1 - r)Rs \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

r - albedo da cultura hipotética (r = 0,23)

15. Radiação solar incidente (Rs)

$$Rs = \left( a + b \frac{n}{N} \right) Ra = \left( 0,25 + 0,50 \frac{n}{N} \right) Ra \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

“a” e “b” (parametrização proposta pela FAO para a ETo)

16. Duração do dia (N)

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (\text{h})$$

17. Saldo de radiação de ondas longas (Rb)

$$Rb = - \left( 0,9 \frac{n}{N} + 0,1 \right) \left( 0,34 - 0,14 \sqrt{ea} \right) \sigma \left( T_{kx}^4 + T_{kn}^4 \right) \frac{1}{2} \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

$\sigma = 4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-4}$  (Constante de Stefan – Boltzmann)

18. Temperatura absoluta máxima do ar ( $T_{kx}$ )

$$T_{kx} = T_x + 273 \quad (\text{K})$$

19. Temperatura absoluta mínima do ar ( $T_{kn}$ )

$$T_{kn} = T_n + 273 \quad (\text{K})$$

20. Saldo de radiação (Rn)

$$Rn = Rns + Rb \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

## 21. Fluxo de calor no solo (G)

Na escala diária, os fluxos de calor no solo, descendente e ascendente, podem ser considerados equivalentes, portanto  $G = 0$ .

### 8.6.3 Método de Thornthwaite

Thornthwaite (1948) determinou a seguinte equação empírica para a estimativa da evapotranspiração potencial considerada como padrão (ET<sub>pp</sub>):

$$ET_{pp} = 16 \left( \frac{10T}{I} \right)^a \quad (\text{mm mês}^{-1}) \quad (89)$$

em que,

ET<sub>pp</sub> - evapotranspiração potencial **padrão** para um mês típico de 30 dias, considerando que cada dia tenha 12 horas de insolação máxima possível (mm);

T - temperatura média do mês (°C);

I - índice calorífico anual;

a - índice, obtido como uma função cúbica em I.

$$I = \sum_{j=1}^{12} \left( \frac{T_j}{5} \right)^{1,514} \quad (90)$$

em que,  $T_j$  é a temperatura NORMAL do mês j.

O parâmetro “a” da equação de Thornthwaite é determinado pela seguinte expressão:

$$a = 6,75 \times 10^{-7} \times I^3 - 7,71 \times 10^{-5} \times I^2 + 1,7912 \times 10^{-2} \times I + 0,49239 \quad (91)$$

Como mostrado, a equação de Thornthwaite, estima a evapotranspiração para uma condição padrão de 12 horas de insolação máxima possível e mês com 30 dias, porém, para estimar a ET<sub>p</sub> para determinado mês e local deve-se corrigir a ET<sub>pp</sub> para o número de dias do mês em questão, e para a respectiva insolação máxima possível (média do mês). Portanto, utiliza-se o seguinte fator de correção (FC):

$$FC = \frac{NDM}{30} \times \frac{N}{12} \quad (92)$$

em que,

NDM - número de dias do mês;

N - duração média dos dias do mês (ou a duração correspondente ao 15<sup>o</sup> dia do mês).

Finalmente, o método de Thornthwaite para estimar a evapotranspiração potencial na escala mensal, será:

$$ETp = 16 \left( \frac{10T}{I} \right)^a \times FC \quad (93)$$

Para facilidade de cálculos, o fator de correção (FC) é tabelado conforme apresentado na Tabela 2, a seguir:

**Tabela 2.** Fatores de correção (FC) da evapotranspiração potencial mensal, estimada pelo método de Thornthwaite, para ajustá-la ao número de dias do mês e à duração do brilho solar diário, para latitudes entre 15° N e 37° S

| Latitude  | Jan.        | Fev.        | Mar.        | Abr.        | Mai         | Jun.        | Jul.        | Ago.        | Set.        | Out.        | Nov.        | Dez.        |
|-----------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 15°N      | 0,97        | 0,91        | 1,03        | 1,04        | 1,11        | 1,08        | 1,12        | 1,08        | 1,02        | 1,01        | 0,95        | 0,97        |
| 10°       | 1,00        | 0,91        | 1,03        | 1,03        | 1,08        | 1,06        | 1,08        | 1,07        | 1,02        | 1,02        | 1,98        | 0,99        |
| 5°        | 1,02        | 0,93        | 1,03        | 1,02        | 1,06        | 1,03        | 1,06        | 1,05        | 1,01        | 1,03        | 0,99        | 1,02        |
| <b>0°</b> | <b>1,04</b> | <b>0,94</b> | <b>1,04</b> | <b>1,01</b> | <b>1,04</b> | <b>1,01</b> | <b>1,04</b> | <b>1,04</b> | <b>1,01</b> | <b>1,04</b> | <b>1,01</b> | <b>1,04</b> |
| 5°S       | 1,06        | 0,95        | 1,04        | 1,00        | 1,02        | 0,99        | 1,02        | 1,03        | 1,00        | 1,05        | 1,03        | 1,06        |
| 10°       | 1,08        | 0,97        | 1,05        | 0,99        | 1,01        | 0,96        | 1,00        | 1,01        | 1,00        | 1,06        | 1,05        | 1,10        |
| 15°       | 1,12        | 0,98        | 1,05        | 0,98        | 0,98        | 0,94        | 0,97        | 1,00        | 1,00        | 1,07        | 1,07        | 1,12        |
| 20°       | 1,14        | 1,00        | 1,05        | 0,97        | 0,96        | 0,91        | 0,95        | 0,99        | 1,00        | 1,08        | 1,09        | 1,15        |
| 22°       | 1,14        | 1,00        | 1,05        | 0,97        | 0,95        | 0,90        | 0,94        | 0,99        | 1,00        | 1,09        | 1,10        | 1,16        |
| 23°       | 1,15        | 1,00        | 1,05        | 0,97        | 0,95        | 0,89        | 0,94        | 0,98        | 1,00        | 1,09        | 1,10        | 1,17        |
| 24°       | 1,16        | 1,01        | 1,05        | 0,96        | 0,94        | 0,89        | 0,93        | 0,98        | 1,00        | 1,10        | 1,11        | 1,17        |
| 25°       | 1,17        | 1,01        | 1,05        | 0,96        | 0,94        | 0,88        | 0,93        | 0,98        | 1,00        | 1,10        | 1,11        | 1,18        |
| 26°       | 1,17        | 1,01        | 1,05        | 0,96        | 0,94        | 0,87        | 0,92        | 0,98        | 1,00        | 1,10        | 1,11        | 1,18        |
| 27°       | 1,18        | 1,02        | 1,05        | 0,96        | 0,93        | 0,87        | 0,92        | 0,97        | 1,00        | 1,11        | 1,12        | 1,19        |
| 28°       | 1,19        | 1,02        | 1,06        | 0,95        | 0,93        | 0,86        | 0,91        | 0,97        | 1,00        | 1,11        | 1,13        | 1,20        |
| 29°       | 1,19        | 1,03        | 1,06        | 0,95        | 0,92        | 0,86        | 0,90        | 0,96        | 1,00        | 1,12        | 1,13        | 1,20        |
| 30°       | 1,20        | 1,03        | 1,06        | 0,95        | 0,92        | 0,85        | 0,90        | 0,96        | 1,00        | 1,12        | 1,14        | 1,21        |
| 31°       | 1,20        | 1,03        | 1,06        | 0,95        | 0,91        | 0,84        | 0,89        | 0,96        | 1,00        | 1,12        | 1,14        | 1,22        |
| 32°       | 1,21        | 1,03        | 1,06        | 0,95        | 0,91        | 0,84        | 0,89        | 0,95        | 1,00        | 1,12        | 1,15        | 1,23        |
| 33°       | 1,22        | 1,04        | 1,06        | 0,94        | 0,90        | 0,83        | 0,88        | 0,95        | 1,00        | 1,13        | 1,16        | 1,23        |
| 34°       | 1,22        | 1,04        | 1,06        | 0,94        | 0,89        | 0,82        | 0,87        | 0,94        | 1,00        | 1,13        | 1,16        | 1,24        |
| 35°       | 1,23        | 1,04        | 1,06        | 0,94        | 0,89        | 0,82        | 0,87        | 0,94        | 1,00        | 1,13        | 1,17        | 1,25        |
| 36°       | 1,24        | 1,04        | 1,06        | 0,94        | 0,88        | 0,81        | 0,86        | 0,94        | 1,00        | 1,13        | 1,17        | 1,26        |
| 37°       | 1,25        | 1,05        | 1,06        | 0,94        | 0,88        | 0,80        | 0,86        | 0,93        | 1,00        | 1,14        | 1,18        | 1,27        |

Fonte: Carmargo (1961).

Na maioria das aplicações, temos a necessidade de estimar o valor da ETp, para um determinado dia. Se desejarmos utilizar a equação de Thornthwaite, deve-se utilizar como T o valor da temperatura média do dia. Ao final dos cálculos, após multiplicar pelo fator de correção, deve-se dividir o resultado pelo número de dias do mês em uso, obtendo-se ETp em mm d<sup>-1</sup>.

#### 8.6.4 Método de Blaney-Cridle

A equação de Blaney & Cridle (1950) foi baseada em dados de necessidade de água, correlacionando a temperatura média mensal e a duração do dia com a demanda d'água para diferentes culturas.

$$ET_o = K.p.(0,46T + 8,13) \text{ (mm mês}^{-1}\text{)} \quad (94)$$

em que,

K - coeficiente empírico, com valor de 0,75 para superfície gramada, conforme Sedyama (1972);

p - porcentagem mensal do total anual de horas possíveis de insolação (Tabela 3);

T - temperatura média mensal (°C)

**Tabela 3.** Porcentagem mensal do total anual de horas possíveis de insolação (p) empregados na equação de Blaney-Cridle para cálculo da  $ET_o$ , para as latitudes compreendidas entre 10° N e 40° S

| Latitude       | Jan.        | Fev.        | Mar.        | Abr.        | Mai         | Jun.        | Jul.        | Ago.        | Set.        | Out.        | Nov.        | Dez.        |
|----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 10° N          | 8,15        | 7,47        | 8,46        | 8,42        | 8,80        | 8,62        | 8,82        | 8,69        | 8,28        | 8,35        | 7,90        | 8,04        |
| 8°             | 8,20        | 7,50        | 8,47        | 8,38        | 8,75        | 8,55        | 8,77        | 8,65        | 8,27        | 8,37        | 7,96        | 8,13        |
| 6°             | 8,28        | 7,54        | 8,47        | 8,34        | 8,69        | 8,47        | 8,70        | 8,62        | 8,25        | 8,40        | 8,03        | 8,21        |
| 4°             | 8,35        | 7,59        | 8,47        | 8,30        | 8,69        | 8,39        | 8,63        | 8,58        | 8,24        | 8,43        | 8,09        | 8,30        |
| 2°             | 8,43        | 7,63        | 8,48        | 8,26        | 8,57        | 8,30        | 8,56        | 8,55        | 8,23        | 8,46        | 8,15        | 8,40        |
| <b>Equador</b> | <b>8,50</b> | <b>7,65</b> | <b>8,48</b> | <b>8,23</b> | <b>8,50</b> | <b>8,22</b> | <b>8,49</b> | <b>8,51</b> | <b>8,22</b> | <b>8,48</b> | <b>8,12</b> | <b>8,49</b> |
| 2° S           | 8,57        | 7,70        | 8,49        | 8,20        | 8,43        | 8,16        | 8,42        | 8,45        | 8,21        | 8,51        | 8,29        | 8,57        |
| 4°             | 8,63        | 7,74        | 8,50        | 8,17        | 8,38        | 8,06        | 8,35        | 8,41        | 8,20        | 8,55        | 8,35        | 8,66        |
| 6°             | 8,69        | 7,79        | 8,51        | 8,13        | 8,32        | 7,98        | 8,27        | 8,37        | 8,20        | 8,58        | 8,42        | 8,74        |
| 8°             | 8,77        | 7,83        | 8,52        | 8,09        | 8,27        | 7,89        | 8,20        | 8,33        | 8,19        | 8,60        | 8,49        | 8,82        |
| 10°            | 8,82        | 7,88        | 8,53        | 8,06        | 8,20        | 7,82        | 8,14        | 8,23        | 8,18        | 8,63        | 8,56        | 8,90        |
| 12°            | 8,90        | 7,92        | 8,54        | 8,02        | 8,14        | 7,75        | 8,06        | 8,22        | 8,17        | 8,67        | 8,63        | 8,98        |
| 17°            | 9,98        | 7,98        | 8,55        | 7,99        | 8,06        | 7,68        | 7,96        | 8,18        | 8,16        | 8,69        | 8,70        | 9,07        |
| 16°            | 9,08        | 8,00        | 8,56        | 7,97        | 7,99        | 7,61        | 7,89        | 8,12        | 8,15        | 8,71        | 8,76        | 9,16        |
| 18°            | 9,17        | 8,04        | 8,57        | 7,94        | 7,95        | 7,52        | 7,79        | 8,08        | 8,13        | 8,75        | 8,83        | 9,23        |
| 20°            | 9,26        | 8,08        | 8,58        | 7,89        | 7,88        | 7,43        | 7,71        | 8,02        | 8,12        | 8,79        | 8,91        | 9,33        |
| 22°            | 9,35        | 8,12        | 8,59        | 7,86        | 7,75        | 7,33        | 7,62        | 7,95        | 8,11        | 8,83        | 8,97        | 9,42        |
| 24°            | 9,44        | 8,17        | 8,60        | 7,83        | 7,64        | 7,24        | 7,54        | 7,90        | 8,10        | 8,87        | 9,04        | 9,53        |
| 26°            | 9,55        | 8,22        | 8,63        | 7,81        | 7,56        | 7,14        | 7,46        | 7,84        | 8,10        | 8,91        | 9,15        | 9,66        |
| 28°            | 9,65        | 8,27        | 8,63        | 7,78        | 7,49        | 7,04        | 7,38        | 7,78        | 8,08        | 8,95        | 9,20        | 9,76        |
| 30°            | 9,75        | 8,32        | 8,64        | 7,73        | 7,44        | 6,93        | 7,28        | 7,70        | 8,07        | 8,99        | 9,26        | 9,88        |
| 32°            | 9,85        | 8,37        | 8,66        | 7,70        | 7,36        | 6,82        | 7,18        | 7,62        | 8,06        | 9,03        | 9,35        | 10,00       |
| 34°            | 9,96        | 8,43        | 8,67        | 7,65        | 7,25        | 6,70        | 7,08        | 7,55        | 8,05        | 9,07        | 9,44        | 10,14       |
| 36°            | 10,07       | 8,50        | 8,68        | 7,62        | 7,14        | 6,58        | 6,98        | 7,48        | 8,04        | 9,12        | 9,53        | 10,26       |
| 38°            | 10,18       | 8,56        | 8,69        | 7,58        | 7,06        | 6,46        | 6,87        | 7,41        | 8,03        | 9,15        | 9,62        | 10,39       |
| 40°            | 10,32       | 8,62        | 8,71        | 7,54        | 6,93        | 6,33        | 6,75        | 7,33        | 8,02        | 9,20        | 9,71        | 10,54       |

Fonte: Dados interpolados e calculados de Smithsonian Meteorological Tables (1951) por Camargo (1961).

### 8.6.5 Método de Makkink

Makkink (1957) propôs a seguinte equação para estimar a evapotranspiração potencial (ou de referência). Esse método se baseia na correlação entre evapotranspiração potencial diária e a radiação solar:

$$ET_o = 0,61 \frac{R_s}{2,45} \cdot \frac{s}{s + \gamma} - 0,12 \quad (\text{mm d}^{-1}) \quad (95)$$

em que,  $R_s$ ,  $s$  e  $\gamma$ , são os mesmos componentes apresentados no método de Penman-Monteith (Padrão FAO), seguindo os mesmos procedimentos de cálculos.

### 8.6.6 Método de Budyko

Relacionando somente a temperatura, o método de Budyko pode ser utilizado em caso de não existência de dados meteorológicos ou condições para que se possa estimar a  $ET_o$  por outro método mais preciso. Sabendo-se o valor médio da temperatura de determinado local, a evapotranspiração de referência será dada por:

$$ET_o = 0,2 T \quad (\text{mm d}^{-1}) \quad (96)$$

sendo  $T$ , a temperatura média diária ( $^{\circ}\text{C}$ )

Observa-se que seu valor oferece o grau de magnitude da evapotranspiração.

### 8.7 Coeficiente de cultura ( $K_c$ )

O coeficiente de cultura ( $K_c$ ) é adimensional. Foi proposto por Van Wijk e Vries, e representa a razão entre a evapotranspiração da cultura,  $ET_c$ , e a evapotranspiração de referência,  $ET_o$  (Sediyama et al., 1998).

O coeficiente de cultura ( $K_c$ ) é determinado empiricamente e varia com a cultura, com seu estágio de desenvolvimento, com o clima e práticas agrônômicas adotadas. Para um dado instante e local, medindo-se a  $ET_c$  e a  $ET_o$  para as mesmas condições meteorológicas, o  $K_c$  é obtido pela relação:

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_o} \quad (97)$$

Para a maioria das culturas, o valor de  $K_c$  aumenta desde um valor mínimo na germinação, até um valor máximo, quando a cultura atinge seu pleno desenvolvimento, e decresce a partir do início da maturação.

O coeficiente de cultura, segundo a conceituação de Jensen (1969) e Wright (1982) citados por Arruda et al. (2000), é um coeficiente dinâmico e de alto significado físico e biológico, dependente, principalmente, da área foliar, deficiência de água no solo e do molhamento da superfície do solo.

De acordo com Picini (1998), o coeficiente de cultura expressa o quanto da superfície do solo é coberta pela vegetação (índice de área foliar).

De acordo com Sediyama et al. (1998), durante o período vegetativo, o valor de  $K_c$  varia à medida que a cultura cresce e se desenvolve, do mesmo modo que varia com a fração de cobertura da superfície do solo pela vegetação à medida, também, que as plantas crescem e se desenvolvem e

atingem a maturação. Uma vez que a evapotranspiração de referência ( $E_{To}$ ) representa um índice climático da demanda evaporativa, o  $K_c$  varia, essencialmente, de acordo com as características da cultura, traduzindo, em menor escala, a variação dos elementos climáticos. Este fato torna possível a transferência de valores de  $K_c$  de um local para outro de diferentes condições climáticas. O  $K_c$  pode variar com a textura e o teor de água do solo, com a profundidade e densidade radicular e com as características fenológicas da planta. Entretanto, o conceito de  $K_c$  tem sido usado extensivamente para estimar a necessidade real de água de uma cultura particular.

A distribuição temporal de  $K_c$ , para cada cultura irrigada, constitui a curva da cultura. Idealmente, a evapotranspiração de referência,  $E_{To}$ , deveria caracterizar a demanda evaporativa determinada pela condição meteorológica, enquanto o  $K_c$  seria a medida da restrição imposta pelo sistema solo-planta para atender tal demanda hídrica. Todavia, várias pesquisas têm demonstrado que a  $E_{Tc}$  não pode ser, simplesmente, estabelecida para todas as situações climáticas com um simples valor de  $K_c$ . Os coeficientes de culturas, portanto, devem ser determinados para cada estágio de desenvolvimento da cultura.

O Boletim técnico da FAO, número 24, apresenta um procedimento para obtenção do  $K_c$  descrito por Doorenbos & Pruitt, (1977). Para cada estágio de desenvolvimento da cultura, os dados de  $K_c$  podem ser obtidos por meio de uma curva suavizada, denominada de curva de cultura. As informações locais que relacionam a época de plantio, emergência das plantas até a cobertura efetiva e, finalmente, datas de colheita para culturas anuais são extremamente importantes e devem ser consideradas no estabelecimento da curva de  $K_c$ .

Recentemente, vários pesquisadores têm apresentado um novo conceito de  $K_c$ , que combina os efeitos da resistência do movimento da água no solo para, vários tipos de superfícies, e a resistência da difusão de vapor d'água da superfície para a atmosfera. Em outras palavras, o novo  $K_c$  incorpora o ajuste em razão do molhamento da superfície do solo, na época da irrigação ou chuva.

Teoricamente, o  $K_c$  pode ser decomposto em dois componentes, um relacionado à planta ( $K_{cp}$ ), ou basal, e outro relacionado ao solo ( $K_{cs}$ ). Portanto, o novo  $K_c$  inclui o efeito da evaporação de ambos, da planta e da superfície do solo, e depende da disponibilidade de água no interior da zona radicular e da umidade exposta na superfície do solo. A maioria das curvas ou tabelas de  $K_c$  é para culturas bem supridas de água.

O novo coeficiente representa os valores mínimos de exigência hídrica das plantas. A umidade do solo é, ainda, adequada e não reduz a produtividade da planta. Portanto, esse coeficiente permite um ajustamento dos efeitos da evaporação de uma superfície recentemente umedecida.

Na Tabela 4, estão relacionados valores de  $K_c$ , médios para diferentes culturas, em diferentes estágios de desenvolvimento, sugeridos por Doorenbos & Kassam (1994).

Os dados de  $K_c$  apresentados na literatura podem servir de referencial supondo que na região onde está instalada a cultura não tenha os dados locais. No entanto, a estimativa de  $K_c$  para as condições reais da área onde está implantada a cultura é desejável, em razão das variabilidades climáticas e diferentes práticas agrônômicas adotadas em cada região.

**Tabela 4.** Coeficientes de cultura (Kc) para algumas plantas cultivadas

| Cultura                          | Estágios de Desenvolvimento da Cultura |                                 |                             |                     |              | Período Vegetativo Total |
|----------------------------------|--|---------------------------------|-----------------------------|---------------------|--------------|--------------------------|
|                                  | (I) Inicial                            | (II) Desenvolvimento da Cultura | (III) Período Intermediário | (IV) Final do Ciclo | (V) Colheita |                          |
| Alfafa                           | 0,30 – 0,40                            |                                 |                             |                     | 1,05 – 1,20  | 0,85 – 1,05              |
| Algodão                          | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 0,80                     | 1,05 – 1,25                 | 0,80 – 0,90         | 0,65 – 0,70  | 0,80 – 0,90              |
| Amendoim                         | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 0,80                     | 0,95 – 1,10                 | 0,75 – 0,85         | 0,55 – 0,60  | 0,75 – 0,80              |
| Arroz                            | 1,10 – 1,15                            | 1,10 – 1,50                     | 1,10 – 1,30                 | 0,95 – 1,05         | 0,95 – 1,05  | 1,05 – 1,20              |
| Banana Tropical                  | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 0,85                     | 1,00 – 1,10                 | 0,90 – 1,00         | 0,75 – 0,85  | 0,70 – 0,80              |
| Banana Subtropical               | 0,50 – 0,65                            | 0,80 – 0,90                     | 1,00 – 1,20                 | 1,00 – 1,15         | 1,00 – 1,15  | 0,85 – 0,95              |
| Batata                           | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 0,80                     | 1,05 – 1,20                 | 0,85 – 0,95         | 0,70 – 0,75  | 0,75 – 0,90              |
| Beterraba açucareira             | 0,40 – 0,50                            | 0,75 – 0,85                     | 1,05 – 1,20                 | 0,90 – 1,00         | 0,60 – 0,70  | 0,80 – 0,90              |
| Cana de açúcar                   | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 1,00                     | 1,00 – 1,30                 | 0,75 – 0,80         | 0,50 – 0,60  | 0,85 – 1,05              |
| Cártamo                          | 0,30 – 0,40                            | 0,70 – 0,80                     | 1,05 – 1,20                 | 0,65 – 0,70         | 0,20 – 0,25  | 0,65 – 0,70              |
| Cebola seca                      | 0,40 – 0,60                            | 0,70 – 0,80                     | 0,95 – 1,10                 | 0,85 – 0,90         | 0,75 – 0,85  | 0,80 – 0,90              |
| Cebola verde                     | 0,40 – 0,60                            | 0,60 – 0,75                     | 0,95 – 1,05                 | 0,95 – 1,05         | 0,95 – 1,05  | 0,65 – 0,80              |
| Citros com tratamentos culturais |  |                                 |                             |                     |              | 0,65 – 0,75              |
| Citros sem tratamentos culturais |  |                                 |                             |                     |              | 0,85 – 0,90              |
| Ervilha verde                    | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 0,85                     | 1,05 – 1,20                 | 1,00 – 1,15         | 0,95 – 1,10  | 0,80 – 0,95              |
| Feijão verde                     | 0,30 – 0,40                            | 0,65 – 0,75                     | 0,95 – 1,05                 | 0,90 – 0,95         | 0,85 – 0,95  | 0,85 – 0,90              |
| Feijão seco                      | 0,30 – 0,40                            | 0,70 – 0,80                     | 1,05 – 1,20                 | 0,65 – 0,75         | 0,25 – 0,30  | 0,70 – 0,80              |
| Girassol                         | 0,30 – 0,40                            | 0,70 – 0,80                     | 1,05 – 1,20                 | 0,70 – 0,80         | 0,35 – 0,45  | 0,75 – 0,85              |
| Melancia                         | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 0,80                     | 0,95 – 1,05                 | 0,80 – 0,90         | 0,65 – 0,75  | 0,75 – 0,85              |
| Milho doce                       | 0,30 – 0,50                            | 0,70 – 0,90                     | 1,05 – 1,20                 | 1,00 – 1,15         | 0,95 – 1,10  | 0,80 – 0,95              |
| Milho grão                       | 0,30 – 0,50                            | 0,70 – 0,85                     | 1,05 – 1,20                 | 0,80 – 0,95         | 0,55 – 0,60  | 0,75 – 0,90              |
| Oliveira                         |  |                                 |                             |                     |              | 0,40 – 0,60              |
| Pimentão verde                   | 0,30 – 0,40                            | 0,60 – 0,75                     | 0,95 – 1,10                 | 0,85 – 1,00         | 0,80 – 0,90  | 0,70 – 0,80              |
| Repolho                          | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 0,80                     | 0,95 – 1,10                 | 0,90 – 1,00         | 0,80 – 0,95  | 0,70 – 0,80              |
| Soja                             | 0,30 – 0,40                            | 0,70 – 0,80                     | 1,00 – 1,15                 | 0,70 – 0,80         | 0,40 – 0,50  | 0,75 – 0,90              |
| Sorgo                            | 0,30 – 0,40                            | 0,70 – 0,75                     | 1,00 – 1,15                 | 0,75 – 0,80         | 0,50 – 0,55  | 0,75 – 0,85              |
| Tomate                           | 0,40 – 0,50                            | 0,70 – 0,80                     | 1,05 – 1,25                 | 0,80 – 0,95         | 0,60 – 0,65  | 0,75 – 0,90              |
| Trigo                            | 0,30 – 0,40                            | 0,70 – 0,80                     | 1,05 – 1,20                 | 0,65 – 0,75         | 0,20 – 0,25  | 0,80 – 0,90              |
| Uva                              | 0,35 – 0,55                            | 0,60 – 0,80                     | 0,70 – 0,90                 | 0,60 – 0,80         | 0,55 – 0,70  | 0,55 – 0,75              |

**Fonte:** Doorenbos & Kassam (1994) - (FAO, 33).

Primeiro valor: sob alta umidade ( $UR_{\min} > 70\%$ ) e vento fraco ( $< 5 \text{ m s}^{-1}$ );

Segundo valor: sob baixa umidade ( $UR_{\min} < 20\%$ ) e vento forte ( $> 5 \text{ m s}^{-1}$ ).

Caracterização dos estágios de desenvolvimento da cultura:

I – emergência até 10 % do desenvolvimento vegetativo (DV);

II – de 10 à 80% do DV;

III – 80 à 100% do DV (frutos formados);

IV – maturação;

V – colheita.

## 9 BALANÇO HÍDRICO CLIMATOLÓGICO E CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA

### 9.1 Balanço hídrico climatológico

#### 9.1.1 Introdução

Balanço hídrico é a contabilização das entradas e saídas de água do solo, sendo que a sua interpretação nos dá informações sobre o ganho, perda e armazenamento de água no solo.

Thornthwaite (1948) propôs o primeiro roteiro para elaboração do balanço hídrico com fins climáticos. Para o cálculo, considerou que toda a entrada de água no solo se dava pela precipitação ( $P$ ) e toda saída pela evapotranspiração potencial ( $ET_p$ ), tendo o solo capacidade para armazenar 100 mm de água disponível, ou seja, entre a umidade na capacidade de campo ( $\theta_{CC}$ ) e a umidade no ponto de murcha permanente ( $\theta_{PMP}$ ).

Em 1955, Thornthwaite e Mather propuseram um novo roteiro para o cálculo do balanço hídrico, incluindo algumas inovações:

a) A demanda de água pela atmosfera é dada pela  $ET_p$ , sendo a resposta do sistema solo-planta dada pela evapotranspiração real ( $ET_r$ ). Nesse caso, considera-se um decréscimo da relação  $ET_r/ET_p$  à medida que decresce o teor de água no solo, ao passo que no método de 1948,  $ET_r = ET_p$  entre a capacidade de campo e o ponto de murcha.

b) A umidade na capacidade de água disponível no solo passou a variar em função da cultura com a qual se está trabalhando. Considera-se para este caso o teor de água no solo entre a  $\theta_{CC}$  e o  $\theta_{PMP}$  na profundidade do solo onde se encontra pelo menos 80% do sistema radicular da cultura (profundidade efetiva do sistema radicular). Deve-se pensar que, de acordo com a textura do solo, este terá maior ou menor capacidade de retenção de água, o que será compensado pelo fato de que o sistema radicular das plantas explora maior volume de solo em solos arenosos, que possuem menor capacidade de retenção de água.

Na Tabela 5, apresenta-se uma orientação para a escolha da capacidade de armazenamento de água no solo, de acordo com a cultura de interesse.

Quando a elaboração do balanço hídrico tem finalidade puramente de estudo climatológico, recomenda-se utilizar capacidade de retenção de água disponível de 100 ou 125 mm, valor médio para a maioria das plantas cultivadas.

Para o caso de se trabalhar somente com plantas de sistema radicular pouco profundo, o valor poderá ser menor (25 ou 50 mm), ao contrário do caso de se trabalhar com culturas de sistema radicular profundo ou essências florestais adultas, quando o valor será maior (250 ou 300 mm).

Para a elaboração do balanço hídrico pelo método de Thornthwaite & Mather (1955), devemos ter em mãos, além das coordenadas geográficas do local em questão, os dados normais de temperatura média e precipitação total mensal.

Dados normais ou Normais Climatológicas se referem aos dados médios de 30 anos. Para maior padronização das informações, a primeira normal climatológica se refere aos dados médios de 1901 a 1930, a segunda de 1931 a 1960, a terceira e mais atual de 1961 a 1990, e assim por diante.

Se, para determinado local, a série for insuficiente para o cálculo da Normal Climatológica, pode-se efetuar o cálculo do balanço hídrico, porém, esse fato deverá ser destacado, tanto no cálculo como na representação gráfica, de forma bastante clara.

**Tabela 5.** Profundidade efetiva do sistema radicular e orientação para determinação da capacidade de armazenamento de água no solo para o cálculo do balanço hídrico de Thornthwaite & Mather (1955), adaptado de Mota, 1983

| <b>Tipo de solo</b>   | <b>Profundidade das raízes (m)</b> | <b>Capacidade de água disponível (mm)</b> |
|---|------------------------------------|---|
| <b>Culturas de raízes superficiais (feijão, batata, ervilha)</b>      |                                    |   |
| Areia fina  | 0,50                               | 50  |
| Franco arenoso fino   | 0,50                               | 75  |
| Franco limoso   | 0,62                               | 125                                       |
| Franco argiloso   | 0,40                               | 100                                       |
| Argiloso  | 0,25                               | 75  |
| <b>Culturas de raízes de média profundidade (cereais)</b>             |                                    |   |
| Areia fina  | 0,75                               | 75  |
| Franco arenoso fino   | 1,00                               | 150                                       |
| Franco limoso   | 1,00                               | 200                                       |
| Franco argiloso   | 0,80                               | 200                                       |
| Argiloso  | 0,50                               | 50  |
| <b>Cultura de raízes profundas (alfafa, algodão, pastagens, etc.)</b> |                                    |   |
| Areia fina  | 1,00                               | 100                                       |
| Franco arenoso fino   | 1,00                               | 150                                       |
| Franco limoso   | 1,25                               | 250                                       |
| Franco argiloso   | 1,00                               | 250                                       |
| Argiloso  | 0,67                               | 200                                       |
| <b>Árvores frutíferas</b>   |                                    |   |
| Areia fina  | 1,50                               | 150                                       |
| Franco arenoso fino   | 1,67                               | 250                                       |
| Franco limoso   | 1,50                               | 300                                       |
| Franco argiloso   | 1,00                               | 250                                       |
| Argiloso  | 0,67                               | 200                                       |
| <b>Floresta adulta</b>  |                                    |   |
| Areia fina  | 2,50                               | 250                                       |
| Franco arenoso fino   | 2,00                               | 300                                       |
| Franco limoso   | 2,00                               | 400                                       |
| Franco argiloso   | 1,60                               | 400                                       |
| Argiloso  | 1,17                               | 350                                       |

### 9.1.2 Cálculo do balanço hídrico climatológico

O cálculo do balanço hídrico pode ser executado com o auxílio da Tabela 6. É recomendável a existência de um “cabeçalho” antes do Quadro, contendo os dados referentes ao local do cálculo, coordenadas geográficas e origem dos dados utilizados para o cálculo.

As colunas 1 (temperatura média mensal normal) e 2 (precipitação média mensal normal) podem ser obtidas no documento NORMAIS CLIMATOLÓGICAS, publicada pelo Instituto Nacional de Meteorologia.

Na elaboração do cálculo de um Balanço Hídrico Climatológico (BHC), deve-se fornecer o máximo de informações possíveis sobre o local. As principais, que devem aparecer em um “cabeçalho” do cálculo, são as seguintes:

Balanço Hídrico Climatológico de Thornthwaite & Mather (1955)

Local: Lavras - MG

Latitude: 21° 14' S

Longitude: 45° 00' W

Altitude: 918,841m

Capacidade de água disponível (CAD) no solo: 100 mm.

Fonte de Informações: Normais Climatológicas (1961-1990)

Período: 1961-1990

**Tabela 6.** Planilha de cálculo do balanço hídrico climatológico de Thornthwaite & Mather (1955), para Lavras, Minas Gerais

|             | 1           | 2           | 3           | 4             | 5              | 6            | 7            | 8           | 9            | 10           |
|-------------|-------------|-------------|-------------|---------------|----------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|
| Meses       | T<br>(°C)   | P<br>(mm)   | ETp<br>(mm) | P-ETp<br>(mm) | N. Ac.<br>(mm) | Arm.<br>(mm) | Alt.<br>(mm) | ETr<br>(mm) | Def.<br>(mm) | Exc.<br>(mm) |
| Jan.        | 21,7        | 272         | 102         |               |                |              |              |             |              |              |
| Fev.        | 22,1        | 192         | 93          |               |                |              |              |             |              |              |
| <b>Mar.</b> | 20,9        | 174         | 87          |               |                |              |              |             |              |              |
| Abr.        | 19,8        | 67          | 72          |               |                |              |              |             |              |              |
| Maio        | 17,5        | 41          | 55          |               |                |              |              |             |              |              |
| Jun.        | 16,3        | 28          | 45          |               |                |              |              |             |              |              |
| Jul.        | 15,8        | 23          | 44          |               |                |              |              |             |              |              |
| Ago.        | 17,7        | 25          | 58          |               |                |              |              |             |              |              |
| Set.        | 19,0        | 73          | 68          |               |                |              |              |             |              |              |
| Out.        | 20,4        | 126         | 86          |               |                |              |              |             |              |              |
| Nov.        | 20,9        | 213         | 91          |               |                |              |              |             |              |              |
| Dez.        | 21,1        | 296         | 98          |               |                |              |              |             |              |              |
| <b>Ano</b>  | <b>19,4</b> | <b>1530</b> | <b>899</b>  |               |                |              |              |             |              |              |

A metodologia de cálculo da evapotranspiração potencial pelo método de Thornthwaite (coluna 3) encontra-se no assunto “Evapotranspiração”. Para os valores de temperatura apresentados no Quadro 1, o índice calorífico anual “I” equivale a **94,12** e o parâmetro “a” é igual a **2,06**.

A coluna 4 (P-ETp) representa a diferença entre os valores das colunas 2 e 3. Os valores positivos indicam que a disponibilidade de água no mês (precipitação) é superior à demanda (evapotranspiração potencial) e vice-versa.

As colunas 5 e 6 são calculadas concomitantemente. Para este cálculo é necessário ter às mãos a tabela para a capacidade de armazenamento adotada, material este de fácil acesso em literatura de agrometeorologia que tratem do assunto em pauta. As tabelas 7 a 10 são algumas destas. Ou ainda podem ser utilizadas as equações de 1 a 3 apresentadas ao final destas tabelas

O cálculo deve ser iniciado no primeiro mês em que P-ETp for negativo, após valores positivos. Como estamos trabalhando com dados médios, o mês de janeiro não será o mês inicial,

devendo-se considerar, por exemplo, que após o mês de dezembro ocorrerá outro mês com as características climatológicas do mês de janeiro, e assim por diante.

Identificando o primeiro mês em que  $P < ET_p$ , o valor da negativa acumulada deste mês será igual ao próprio valor de  $P-ET_p$ . Admite-se, então, que, saindo de um período em que a precipitação é superior a evapotranspiração potencial, não exista qualquer déficit de água no solo. Esse fato poderá não ser verdadeiro em regiões de “pouca chuva”, como por exemplo algumas regiões do nordeste brasileiro.

Com o valor de negativa acumulada, vamos à tabela de armazenamento adotada e encontramos aí o valor do armazenamento correspondente ao mês em questão.

Para o cálculo do próximo mês, temos duas opções:

a) **P-ET<sub>p</sub> continua negativa**: soma-se o valor de  $P-ET_p$  ao valor da negativa acumulada do mês anterior, obtendo-se a negativa acumulada do mês em questão. O valor do armazenamento será encontrado na tabela citada anteriormente.

b) **P-ET<sub>p</sub> é positivo**: Nesse caso, soma-se o valor de  $P-ET_p$  ao armazenamento do mês anterior, obtendo-se o armazenamento do mês em questão. O armazenamento, por questões óbvias, poderá ter valor no máximo igual ao valor da capacidade de armazenamento adotada. Caso o valor do armazenamento seja menor que o valor da capacidade de armazenamento, pode-se encontrar o valor da negativa acumulada, consultando-se a tabela de armazenamento, desta vez de forma invertida, ou seja, entrando com o valor do armazenamento e encontrando-se o valor da negativa acumulada. Se o valor do armazenamento for igual ao valor da capacidade de armazenamento, a negativa acumulada será zero.

Ao completar o cálculo para o 12º mês, deve-se somar a negativa acumulada com a  $P-ET_p$  do próximo mês para verificar o fechamento do cálculo, ou seja, se coincidir com o valor da primeira negativa acumulada do cálculo, este estará fechado. Caso contrário, o que pode ocorrer em locais de baixa precipitação, deve-se efetuar novamente o cálculo dos doze meses, partindo, agora, deste novo valor de negativa acumulada e, assim, sucessivamente até que ocorra o fechamento do cálculo.

O armazenamento se refere à quantidade de água disponível na profundidade efetiva do sistema radicular no final do mês em questão.

A coluna 7, alteração ou variação de armazenamento(Alt.), é dada pela diferença entre o valor do armazenamento correspondente ao mês em questão e o armazenamento do mês anterior.

A coluna 8, evapotranspiração real ( $ET_r$ ), é calculada segundo o seguinte critério:  $ET_r$  será igual a  $ET_p$  sempre que  $P > ET_p$ , ou seja, não deverá haver restrição de água para a cultura se a precipitação é maior que a demanda de evapotranspiração. Nos outros casos,  $ET_r$  será igual a  $P$  somada ao valor absoluto da alteração.

A deficiência hídrica, coluna 9, representa a deficiência de evapotranspiração, ou seja, o quanto faltou de água para que  $ET_r$  tivesse sido igual ao valor da  $ET_p$ . Portanto, calcula-se pela diferença entre  $ET_p$  e  $ET_r$ .

A última coluna (10), de excesso hídrico, é calculada da seguinte forma:

a) Sempre que  $P - ET_p$  for negativo, o excesso será igual a 0 (zero).

b) Nos outros casos, o excesso será igual ao valor de  $P - ET_p$  subtraindo o valor da alteração.

Efetuada o BHC, percebe-se que, existindo um período de  $P$  menor que  $ET_p$ , haverá retirada de água armazenada no solo para atendimento da necessidade de evapotranspiração das culturas. No primeiro mês em que  $P-ET_p$  passar a ser positivo, e daí por diante, a sobra ( $P-ET_p$ ) será utilizada para

repor água ao solo até completar a capacidade de armazenamento de água, ou seja, até à capacidade de campo. A partir daí, a sobra, considerando-se ótimo o sistema de conservação do solo, no qual toda a água seja infiltrada, será armazenada abaixo da zona do sistema radicular, estando, portanto, não disponível para a planta.

Completada a planilha do BHC (Tabela 6), pode-se conferir se os cálculos se os cálculos estiveram corretos por meio das seguintes equações, válida para os totais anuais:

$$\sum P = \sum ET_p + \sum (P - ET_p)$$

$$\sum Alt = 0$$

$$\sum ET_p = \sum ET_r + \sum Def$$

$$\sum P = \sum ET_r + \sum Exc$$

Complementando o quadro do BHC de Thornthwaite & Mather (1955), é importante que se elabore a sua representação gráfica. Para tanto, deve-se traçar em um gráfico, para cada um dos 12 meses do ano, os valores de **precipitação total mensal normal**, **evapotranspiração potencial mensal normal** e **evapotranspiração real mensal normal**. Para maior facilidade de visualização, sugere-se que os pontos sejam marcados ao final de cada mês e unidos por linha contínua, tracejada e pontilhada, respectivamente para P, ET<sub>p</sub> e ET<sub>r</sub>.

Os valores a serem anotados na legenda são encontrados no cálculo efetuado.

Tendo-se o gráfico elaborado, várias conclusões podem ser levantadas pela sua análise, relacionando os períodos de deficiência, retirada, reposição e excesso hídrico, fatores estes determinantes do clima e das condições essenciais à vida do local em estudo.

Sempre que possível, as conclusões acerca do BHC serão mais completas se houver disponibilidade também de estudos climatológicos, como, por exemplo, precipitação provável, frequência de veranicos e outros.

A seguir, será elaborada a representação gráfica do BHC de Thornthwaite & Mather (1955) para as condições de Lavras.

#### Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather (1955)

Local: Lavras - MG

Latitude: 21° 14' S

Longitude: 45° 00' W

Altitude: 918,841 m

Capacidade de água disponível (CAD) no solo: 100 mm.

Fonte de informações: Normais Climatológicas (1961-1990)

Período: 1961-1990



**Tabela 7.** Água retida após ocorridos diferentes valores de evapotranspiração, para solos com capacidade de retenção de água de 25 mm

| Neg.<br>Acum. | 0  | 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  |
|---------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 0             | 25 | 24 | 23 | 22 | 21 | 20 | 19 | 18 | 17 | 16 |
| 10            | 16 | 15 | 15 | 14 | 13 | 13 | 12 | 12 | 11 | 11 |
| 20            | 10 | 10 | 9  | 9  | 8  | 8  | 8  | 8  | 7  | 7  |
| 30            | 7  | 6  | 6  | 6  | 5  | 5  | 5  | 5  | 5  | 4  |
| 40            | 4  | 4  | 4  | 4  | 3  | 3  | 3  | 3  | 3  | 3  |
| 50            | 3  | 3  | 3  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  |
| 60            | 2  | 2  | 2  | 2  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  |
| 70            | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  |
| 80            | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  |
| 90            | 1  | 1  | 1  | 1  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  |

**Tabela 8.** Água retida após ocorridos diferentes valores de evapotranspiração, para solos com capacidade de retenção de água de 50 mm

| Neg.<br>Acum. | 0  | 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  |
|---------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 0             | 50 | 49 | 48 | 47 | 46 | 45 | 44 | 43 | 42 | 41 |
| 10            | 41 | 40 | 39 | 38 | 37 | 36 | 36 | 35 | 34 | 33 |
| 20            | 33 | 32 | 32 | 31 | 30 | 30 | 29 | 28 | 28 | 27 |
| 30            | 27 | 26 | 25 | 25 | 24 | 24 | 23 | 23 | 22 | 22 |
| 40            | 21 | 21 | 20 | 20 | 19 | 19 | 19 | 18 | 18 | 18 |
| 50            | 17 | 17 | 17 | 16 | 16 | 16 | 15 | 15 | 15 | 14 |
| 60            | 14 | 14 | 13 | 13 | 13 | 13 | 12 | 12 | 11 | 11 |
| 70            | 11 | 11 | 11 | 10 | 10 | 10 | 9  | 9  | 9  | 9  |
| 80            | 9  | 9  | 9  | 8  | 8  | 8  | 8  | 8  | 8  | 8  |
| 90            | 7  | 7  | 7  | 7  | 7  | 7  | 7  | 6  | 6  | 6  |
| 100           | 6  | 6  | 6  | 6  | 6  | 6  | 5  | 5  | 5  | 5  |
| 110           | 5  | 5  | 5  | 5  | 4  | 4  | 4  | 4  | 4  | 4  |
| 120           | 4  | 4  | 4  | 4  | 4  | 4  | 4  | 4  | 3  | 3  |
| 130           | 3  | 3  | 3  | 3  | 3  | 3  | 3  | 3  | 3  | 3  |
| 140           | 3  | 3  | 3  | 3  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  |
| 150           | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  |
| 160           | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 1  | 1  |
| 220           | 1  | 1  | 1  | 1  | 1  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  |





Equações para os cálculos do armazenamento e negativas acumuladas em substituição aos quadros anteriores:

$$\text{Arm} = \text{CAD} \cdot e^{\left(\frac{\text{NA}}{\text{CAD}}\right)} \quad (98)$$

$$\text{NA} = \text{CAD} \cdot \ln\left(\frac{\text{Arm}}{\text{CAD}}\right) \quad (99)$$

em que,

Arm – armazenamento de água no solo (mm);  
 CAD – capacidade de água disponível no solo (mm);  
 NA – negativa acumulada (mm).

Ainda, caso sejam conhecidos alguns parâmetros físico-hídricos do solo da região (ou do solo predominante) a CAD (mm) pode ser obtida pela seguinte equação:

$$\text{CAD} = \frac{(\theta_{\text{cc}} - \theta_{\text{pmp}})}{100} \cdot \rho_s \cdot p_e \quad (100)$$

em que,

$\theta_{\text{cc}}$  – umidade na capacidade de campo (%);  
 $\theta_{\text{pmp}}$  – umidade no ponto de murcha permanente (%);  
 $\rho_s$  – densidade do solo ( $\text{g cm}^{-3}$ );  
 $p_e$  – profundidade efetiva do sistema radicular (mm).

## 9.2 Clima e classificação climática

### 9.2.1 Introdução

O estudo do tempo e do clima é tão antigo quanto a curiosidade do homem a respeito do seu ambiente, tendo em vista que as condições atmosféricas influenciam o homem em suas diferentes e numerosas formas de atividades.

Em termos de classificação climática, é bastante conhecida a divisão da Terra em três regiões climáticas distintas em função das relações Terra-Sol: uma zona tropical ou equatorial entre os trópicos, duas zonas de clima temperado entre os trópicos e os círculos polares e duas zonas de clima frio ou polar em latitudes superiores aos círculos polares.

Sob o ponto de vista climatológico, esta divisão não satisfaz por ser muito ampla e abranger regiões com características climáticas diferenciadas. A seguir serão apresentadas algumas metodologias de classificação climática.

Vários autores propuseram metodologias para se estabelecer a classificação climática de uma região, como GAUSSEN, GAUSSEN E BAGNOLDS, KÖPPEN, THORNTHWAITE, entre outros. Descreveremos aqui as duas últimas, por serem as mais conhecidas.

## 9.2.2 A classificação climática de Köppen

Dentre as classificações propostas, a mais conhecida é a classificação de Köppen, desenvolvida com base em dados de precipitação pluvial, temperatura e sua distribuição dentro das estações, que será apresentada em seguida. O método de Köppen apresenta facilidade para efetuar a classificação climática de um local e também facilidade de reconhecimento da fórmula climática obtida.

Köppen, ao invés de dividir a Terra em regiões climáticas como na classificação solar, dividiu os climas existentes na Terra em cinco zonas fundamentais, atribuindo a elas as cinco primeiras letras do alfabeto:

**Clima A:** clima tropical chuvoso - é uma zona tropical, praticamente sem inverno, com temperaturas médias mensais para todos os meses superiores a 18°C (megatérmico).

**Clima B:** clima seco - caracterizado por apresentar, em média anual, precipitação pluvial inferior ao valor da evapotranspiração potencial. Ocorre com frequência em latitudes de aproximadamente 30° N e 30° S, que são zonas de alta pressão onde ocorrem os maiores desertos da Terra.

**Clima C:** clima temperado chuvoso - com temperatura média do mês mais frio oscilando entre 18 e -3°C (macrotérmico).

**Clima D:** clima Boreal - caracterizado por grande amplitude anual de temperatura, com neve no inverno e verão suficientemente quente para permitir o desenvolvimento de vegetação de porte. Temperatura do mês mais frio menor que -3°C e do mês mais quente maior que 10°C. Tem ocorrência limitada ao hemisfério norte, onde a grande superfície de continente em relação a oceanos favorece a ocorrência de maior amplitude térmica. É definido por um clima de neve e bosque (microtérmico).

**Clima E:** clima polar - caracterizado pela não existência de temperatura suficiente para a existência de vegetação arbórea. A temperatura média de todos os meses é inferior à 10°C (equitostérmico).

Cada uma dessas zonas fundamentais poderá se dividir em tipos fundamentais, os quais, por sua vez, se dividem em variedades específicas em temperaturas ou precipitação e ainda em variedades e alternativas gerais. Cada característica climatológica será representada por uma letra que, agrupadas por ordem de importância, compõe a fórmula climática.

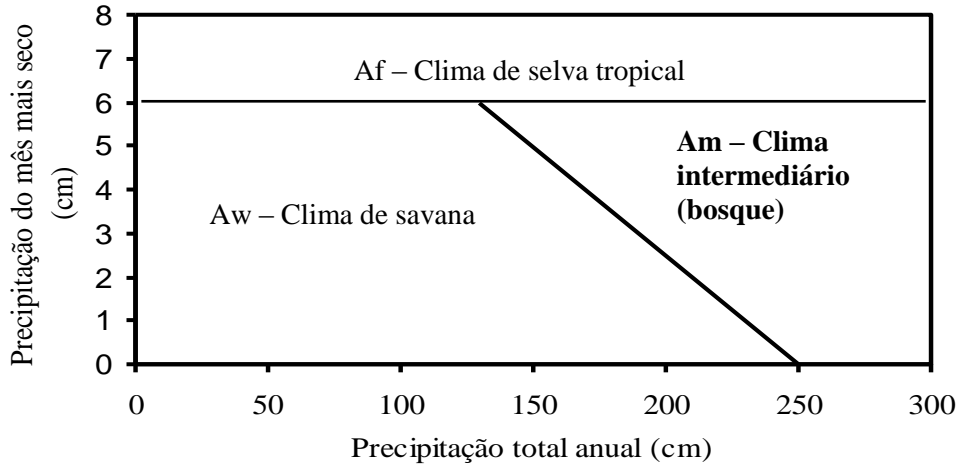
### 9.2.2.1 Tipos fundamentais da zona A

**Af:** clima de selva tropical, com precipitação do mês mais seco maior que 60 mm, condicionando o tipo de vegetação conhecida como selva tropical, com árvores de todos os tamanhos, arbustos e trepadeiras, compondo um extrato vegetal quase impenetrável.

**Aw:** clima tropical com inverno seco, com precipitação invernal menor que 60 mm mês<sup>-1</sup>, apresentando, normalmente, vegetação de cerrados ou campos com predominância de arbustos e vegetação rasteira.

**Am:** forma intermediária entre Af e Aw. A existência de um pequeno período seco não deixa marcas visíveis na vegetação, que é composta por bosques de árvores altas.

Também pode-se recorrer ao ábaco seguinte para distinção dos tipos fundamentais da zona A:



**9.2.2.2 Tipos fundamentais da zona B**

**Bw:** são regiões desérticas, com poucas chuvas, com vegetação composta principalmente por cactáceas.

**Bs:** são regiões desérticas onde existe uma pequena temporada úmida que permite a formação de vegetação rasteira suficiente para grandes pastoreios como, por exemplo, nos pampas da Argentina.

Conforme a distribuição das chuvas durante o ano, acrescenta-se à fórmula climática do tipo B, a chamada **variedade específica em precipitação**, como mostra o quadro a seguir:

| Tipo Fundamental | Variedades específicas em precipitação |                          |                          |
|------------------|--|--------------------------|--------------------------|
|                  | Chuvas de inverno                      | Chuvas de verão          | Chuvas irregulares       |
| <b>Bw</b>        | Bws ( $r \leq T$ )                     | Bww ( $r \leq T+14$ )    | Bwx' ( $r \leq T+7$ )    |
| <b>Bs</b>        | Bss ( $r \leq 2T$ )                    | Bsw ( $r \leq 2(T+14)$ ) | Bsx' ( $r \leq 2(T+7)$ ) |

em que, T - temperatura média anual (°C) e r - total anual de precipitação (cm).

Em função da distribuição das temperaturas, poderá ser anexada ainda uma letra (**variedade específica em temperatura**) na fórmula climática do clima B, de acordo com os limites do quadro seguinte:

| Temperatura média anual | Temperatura média do mês      | Tipo climático |              |
|-------------------------|-------------------------------|----------------|--------------|
|                         |                               | h'             | Muito quente |
| Maior que 18 °C         | Mais frio - maior que 18 °C   | h'             | Muito quente |
|                         | Mais frio - menor que 18 °C   | h              | Quente       |
| Menor que 18 °C         | Mais quente - maior que 18 °C | k              | Frio         |
|                         | Mais quente - menor que 18 °C | k'             | Muito frio   |

### 9.2.2.3 Tipos fundamentais da zona C

**Cw:** clima temperado com inverno seco. É caracterizado por apresentar chuvas predominantes de verão, sendo a precipitação máxima de verão maior ou igual a dez vezes a precipitação do mês mais seco (**rmv  $\geq$  10rs**). É um clima típico apresentando vegetação de cerrado ou capoeirão.

**Cs:** clima temperado com verão seco. É caracterizado por apresentar chuvas predominantes de inverno, sendo a precipitação máxima de inverno, maior ou igual a três vezes a precipitação do mês mais seco (**rmi  $\geq$  3rs**), sendo a precipitação do mês mais seco menor que 30 mm. Se a precipitação do mês mais seco for superior a 30 mm, tem-se o caso especial **Cfs**, onde o clima não pode ser considerado como seco de verão, mas sim que a época mais seca é o verão.

**Cf:** clima temperado constantemente úmido. Quando não se encaixa nas condições acima, ou seja, a precipitação máxima de verão é menor que 10 vezes a precipitação do mês mais seco caso apresente chuvas predominantes de verão (**rmv  $<$  10rs**), ou a precipitação máxima de verão é menor que três vezes a precipitação do mês mais seco (**rmv  $<$  3rs**) caso apresente chuvas predominantes de inverno.

A seguir, têm-se as seguintes variedades específicas em temperatura a serem acrescentadas para o clima C e o D, sendo este último descrito mais adiante.

| Temperatura média mensal  |  | Tipo climático |                             |
|---|--|----------------|-----------------------------|
| Quatro ou mais meses com temperaturas médias maiores que 10 °C  | Temperatura do mês mais quente > 22 °C | <b>a</b>       | Sub-tropical                |
|   | Temperatura do mês mais quente < 22 °C | <b>b</b>       | Temperado propriamente dito |
| Menos de quatro meses com temperaturas médias maiores que 10 °C | Temperatura do mês mais frio > -3 °C   | <b>c</b>       | Frio                        |
|   | Temperatura do mês mais frio < -3 °C   | <b>d</b>       | Muito frio                  |

#### 9.2.2.4 Tipos fundamentais da zona D

**Dw:** é um clima boreal de inverno seco, onde a precipitação máxima de verão é maior que dez vezes a precipitação do mês mais seco (**rmv** > **10rs**). Apresenta vegetação de bosques com árvores altas.

**Df:** clima boreal de inverno úmido, onde a precipitação máxima de verão é menor ou igual a dez vezes a precipitação do mês mais seco (**rmv** ≤ **10rs**). Tem-se também neste caso, vegetação composta de bosques altos.

#### 9.2.2.5 Tipos fundamentais da zona E

**ET:** clima de tundra. Não há árvores, e sim musgos e líquens. Não há calor suficiente para qualquer atividade agrícola, com cobertura total de neve no inverno e degelo no verão. A temperatura do mês mais quente está entre 0 e 10 °C.

**EF:** clima de gelo perpétuo com temperaturas sempre abaixo de 0°C.

Em alguns casos, tem-se os chamados climas de montanha semelhantes a estes, efetuando a distinção pelo acréscimo da letra **H** quando a altitude for superior a 1.560 m.

**EB:** clima de neve de altas montanhas, podendo apresentar características de tundra ou gelo perpétuo. A temperatura do mês mais quente é maior que 10 °C.

Existe ainda a possibilidade de variedades e alternativas gerais que se mostram em zonas de pequena extensão, conforme serão descritas logo adiante.

#### 9.2.2.6 Variedades e alternativas gerais para os climas A, B e C

**i:** variedades de clima “sem verão e sem inverno”, com amplitude anual de temperatura menor que 5°C, (isotérmica);

**g**: é a variedade conhecida como ganges. A curva anual de temperatura tem seu pico máximo antes do solstício de verão, com uma temporada de chuvas no mesmo;

**g'**: é conhecida como “tipo Sudão”. A curva anual de temperatura tem seu pico máximo após o solstício de verão, com uma temporada de chuvas no mesmo;

**g''**: se o mês de temperatura mais amena segue-se ao solstício de verão;

**l**: a temperatura média para todos os meses encontra-se entre 10 e 22 °C;

**n**: clima de névoas e nevoeiros frequentes;

**n'**: clima de ar constantemente úmido, porém com escassez de chuvas. Temperatura de verão relativamente baixa (inferior a 24°C);

**n''**: idem n', com temperatura de verão entre 24°C e 28°C;

**n'''**: idem n', com temperatura de verão superior a 28°C;

**s**: corresponde a um verão seco com raridade em climas tropicais úmidos. A razão entre as precipitações mensais, mínima e máxima, tem que ser menor que 1/3;

**s'**: idem, sendo que a estação de chuvas adianta e ocorre no outono;

**s''**: idem, sendo que a temporada de chuvas ocorre em dois períodos intercalados por um curto período seco. A estação seca principal ocorre no verão;

**w**: corresponde a um inverno seco possuindo ao menos um mês com precipitação inferior a 60 mm. A razão entre as precipitações mensais, mínima e máxima, tem que ser menor que 1/10;

**w'**: idem, sendo que a estação chuvosa se atrasa e ocorre no outono;

**w''**: idem, ocorrendo quando duas estações chuvosas são separadas por dois períodos secos;

**x**: a estação de chuvas ocorre na primavera e a seca no verão;

**x'**: ocorre quando há escassez de chuvas, porém a intensidade é praticamente a mesma em todas as estações;

**x''**: ocorrem duas pequenas estações chuvosas, uma no início do verão e outra no fim do outono;

*As variedades e, ou alternativas w, w', w'', s, s' e s'' são também acrescentadas na terceira posição da fórmula climática para os tipos Bs e Bw.*

### 9.2.3 Roteiro simplificado para a classificação climática pelo método de Köppen

Para se efetuar a classificação climática de um local pelo método de Köppen devemos, primeiro, determinar se o local apresenta clima seco (B) ou não seco (A, C, D ou E). Para isso, deve-se determinar se o local apresenta chuvas predominantes de inverno, de verão ou chuvas irregulares ao longo do ano. Efetuada esta definição, aplica-se a equação correspondente como a seguir:

$$\text{Chuvas predominantes de inverno} \quad r \leq 2T \quad (101)$$

$$\text{Chuvas predominantes irregulares} \quad r \leq 2(T + 7) \quad (102)$$

$$\text{Chuvas predominantes de verão} \quad r \leq 2(T + 14) \quad (103)$$

em que, **r** é a precipitação total anual normal em **cm** e **T** a temperatura média anual normal em °C.

Caso a desigualdade testada for verdadeira, o clima é seco (B), devendo a classificação seguir essa zona fundamental. Caso contrário, deverá ser feita a distinção da zona fundamental em função da temperatura, conforme já visto e reescrito aqui:

**Zona A (Clima A):** temperatura de todos os meses maior que 18°C (megatérmico).

---

**Zona C (Clima C):** temperatura do mês mais frio entre 18 e -3°C (macrotérmico).

**Zona D (Clima D):** temperatura do mês mais frio menor que -3°C e do mês mais quente maior que 10°C (microtérmico).

**Zona E (Clima E):** temperatura de todos os meses menor que 10°C (equitostérmico).

De acordo com a zona definida, prossegue-se para a definição do tipo fundamental específico e subdivisões inerentes à respectiva zona.

Dessa forma, aplicando os passos acima e seguindo, por exemplo, os dados climáticos de temperatura e precipitação pluvial das Normais Climatológicas (1961-1990), Lavras, MG, identifica-se como sendo **Cwa**, sendo esta a fórmula climática segundo Köppen, ou seja clima caracterizado como temperado chuvoso, com inverno relativamente seco e chuvas predominantes de verão. Como complemento a esta fórmula climática, é conveniente acrescentar as coordenadas geográficas do local e, podendo, ainda, descrever as médias anuais dos principais elementos climáticos como temperatura, precipitação pluvial e umidade relativa que para Lavras, MG, são respectivamente, 19,4 °C, 1529,7 mm e 76,2% segundo as Normais Climatológicas (1961-1990), observadas na tabela abaixo.

**Normais Climatológicas (1961-1990)**  
**Lavras-MG**

Latitude: 21° 14' S      Longitude: 45° 00' W      Altitude: 918,841 m

| Elemento Climatológico              | Meses |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       | Ano    |
|-------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
|                                     | Jan.  | Fev.  | Mar.  | Abr.  | Mai   | Jun.  | Jul.  | Ago.  | Set.  | Out.  | Nov.  | Dez.  |        |
| <b>T<sub>ar</sub></b><br>(°C)       | 21,7  | 22,1  | 20,9  | 19,8  | 17,5  | 16,3  | 15,8  | 17,7  | 19,0  | 20,4  | 20,9  | 21,1  | 19,4   |
| <b>T<sub>x</sub></b><br>(°C)        | 27,8  | 28,4  | 27,0  | 25,4  | 24,7  | 23,9  | 23,7  | 25,7  | 25,4  | 27,2  | 27,2  | 27,3  | 26,1   |
| <b>T<sub>n</sub></b><br>(°C)        | 17,7  | 17,9  | 17,3  | 15,4  | 12,7  | 11,1  | 10,4  | 11,7  | 13,6  | 15,6  | 16,6  | 17,3  | 14,8   |
| <b>Prec. Total</b><br>(mm)          | 272,4 | 192,3 | 174,0 | 67,0  | 40,6  | 27,9  | 23,4  | 24,8  | 72,5  | 126,0 | 213,0 | 295,8 | 1529,7 |
| <b>Evap. Total Pichê</b><br>(mm)    | 72,6  | 70,5  | 72,4  | 69,5  | 70,9  | 70,6  | 86,8  | 108,6 | 113,4 | 136,4 | 87,0  | 75,6  | 1034,3 |
| <b>Umid. Relativa</b><br>(%)        | 81,3  | 79,7  | 77,3  | 80,1  | 77,4  | 76,1  | 72,2  | 67,1  | 69,2  | 74,1  | 78,3  | 81,5  | 76,2   |
| <b>Pressão</b><br>(mb)              | 911,9 | 912,2 | 912,7 | 913,8 | 915,3 | 916,9 | 917,1 | 916,1 | 915,0 | 912,4 | 911,6 | 911,7 | 913,9  |
| <b>Insolação Total</b><br>(h)       | 187,9 | 191,8 | 205,5 | 219,2 | 222,2 | 219,5 | 245,3 | 247,6 | 202,6 | 198,6 | 181,0 | 162,2 | 2483,4 |
| <b>Nebulosidade</b><br>(0-10)       | 6,4   | 5,8   | 5,2   | 4,3   | 3,6   | 3,3   | 2,9   | 3,0   | 4,8   | 5,4   | 6,5   | 6,4   | 4,8    |
| <b>Dias de Chuva</b>                | 19    | 19    | 10    | 9     | 5     | 4     | 3     | 3     | 7     | 11    | 15    | 19    | 124    |
| <b>Direção do Vento</b>             | E     | E     | E     | E     | E     | E     | E     | E     | E     | E     | E     | E     | E      |
| <b>Vento</b><br>(ms <sup>-1</sup> ) | 1,8   | 1,6   | 1,7   | 1,8   | 1,6   | 1,6   | 2,1   | 2,2   | 2,4   | 2,3   | 2,1   | 2,0   | 1,9    |

#### 9.2.4 A classificação climática de Thornthwaite

A classificação de Thornthwaite é feita com base em índices climatológicos, comparando a disponibilidade hídrica com a demanda de evapotranspiração.

Em 1948, Thornthwaite propôs um novo método de classificação climática, apresentando seu modelo de balanço hídrico, e no mesmo apresentou também o conceito de evaporação potencial (ETp). Comparando a evaporação potencial (ETp) com a precipitação, obteve-se o índice de umidade (Iu), índice de aridez (Ia), índice hídrico (Ih) e índice de eficiência térmica representado pela evapotranspiração potencial (ET) e, com esses índices poderia definir a real necessidade de hídricas das regiões e então classificá-las de maneira mais precisas.

Com base nos índices de umidade (Iu) e aridez (Ia), definiram-se vários tipos climáticos e os subdividiu em climas secos e úmidos. Mesmo os climas úmidos podem ter estações secas e da mesma

forma os climas secos podem ter estações úmidas, e também podem apresentar deficiências ou excessos de água, mesmo sendo classificado como úmido ou seco.

Por meio do índice de eficiência térmica (ET), Thornthwaite subdividiu os climas, separando-os em tipos climáticos de gelado (gelo perpétuo) até o equatorial (megatérmico).

Considerou ainda, um dado (ETv) que se refere à relação percentual que a evapotranspiração potencial acumulada no verão tem com a acumulada durante todo o ano, para tanto o verão é considerado como sendo o período que corresponde aos três meses consecutivos mais quentes. Nas regiões equatoriais, essa porcentagem representa aproximadamente 25%, pois a evapotranspiração tende a ser igual em todos os meses do ano, já que a temperatura praticamente não varia ao longo desse período, enquanto as regiões polares esse percentual representa quase 100% do total do ano.

Assim sendo, no modelo de classificação climática proposto por Thornthwaite, é indispensável estimar se a evapotranspiração potencial (ETp). Com ela e os dados da precipitação pluvial medida na região podem-se determinar o excesso e a deficiência hídrica permitindo classificar o clima.

#### 9.2.4.1 Índices propostos por Thornthwaite

##### Índice de hídrico (I<sub>h</sub>)

Vem a ser o excesso de água anual (Exc), expresso em percentagem, em relação à necessidade de água que é representada pela evapotranspiração potencial anual (ETp):

$$I_h = 100 \left( \frac{Exc}{ETp} \right) \quad (104)$$

##### Índice de aridez (I<sub>a</sub>)

Representa a deficiência hídrica anual, expressa em percentagem em relação à evapotranspiração potencial anual.

$$I_a = 100 \left( \frac{Def}{ETp} \right) \quad (105)$$

##### Índice umidade (I<sub>u</sub>)

Inicialmente, em 1948, Thornthwaite em sua proposta original do BHC assumiu que a evapotranspiração permanecia na taxa potencial enquanto havia umidade no solo. Daí o índice de umidade, então criado, possuía uma ponderação no índice de aridez conforme segue:

$$I_u = I_h - 0,6 I_a \quad (106)$$

Porém, na proposta posterior do desenvolvimento do BHC segundo Thornthwaite & Mather (1955), **o índice de umidade passou a ser calculado simplesmente pela diferença entre os índices anteriores, ou seja:**

$$I_u = I_h - I_a \quad (107)$$

### Índice de eficiência térmica (ET)

É representado pela evapotranspiração potencial anual, sendo os códigos variando de A' (megatérmico) à E' (gelo perpétuo), conforme quadro que será visto mais adiante.

#### 9.2.4.2 Tipos climáticos

De acordo com o índice de umidade ( $I_u$ ), são classificados nove tipos climáticos, conforme visto no quadro seguinte.

Tipos climáticos segundo Thornthwaite (1974) e Icrisat (1980), baseados no índice umidade ( $I_u$ ) gerado a partir dos parâmetros do BHC de Thornthwaite & Mather (1955)

| Tipos climáticos               | $I_u$                    |
|--------------------------------|--------------------------|
| A – Superúmido                 | $I_u \geq 100$           |
| B <sub>4</sub> – Úmido         | $80 \leq I_u < 100$      |
| B <sub>3</sub> – Úmido         | $60 \leq I_u < 80$       |
| B <sub>2</sub> – Úmido         | $40 \leq I_u < 60$       |
| B <sub>1</sub> – Úmido         | $20 \leq I_u < 40$       |
| C <sub>2</sub> – Subúmido      | $0 \leq I_u < 20$        |
| C <sub>1</sub> – Subúmido seco | $-33,3 \leq I_u < 0$     |
| D – Semi-árido                 | $-66,7 \leq I_u < -33,3$ |
| E – Árido                      | $-100 \leq I_u < -66,7$  |

#### 9.2.4.3 Subdivisões climáticas

Conforme seja a classificação, climas úmidos (A, B e C<sub>2</sub>) ou secos (C<sub>1</sub>, D e E), define-se o subtipo climático em função do índice de aridez ou índice hídrico, conforme o quadro a seguir:

## Subdivisão dos tipos climáticos com base no Ia e Ih

| Climas úmidos<br>(A, B, C <sub>2</sub> ) |  |                        | Climas secos<br>(C <sub>1</sub> , D, E) |                                      |                    |
|--|--|------------------------|---|--------------------------------------|--------------------|
| <b>r</b>                                 | Pequena ou nenhuma<br>deficiência de água                | $0 \leq I_a < 16,7$    | <b>d</b>                                | Pequeno ou nenhum<br>excesso de água | $0 \leq I_h < 10$  |
| <b>s</b>                                 | Moderada deficiência no verão<br>(outubro a março)       | $16,7 \leq I_a < 33,3$ | <b>s</b>                                | Moderado excesso no<br>verão         | $10 \leq I_h < 20$ |
| <b>w</b>                                 | Moderada deficiência<br>no inverno<br>(abril a setembro) | $16,7 \leq I_a < 33,3$ | <b>w</b>                                | Moderado excesso no<br>inverno       | $10 \leq I_h < 20$ |
| <b>s<sub>2</sub></b>                     | Grande deficiência no<br>verão                           | $I_a \geq 33,3$        | <b>s<sub>2</sub></b>                    | Grande excesso no<br>inverno         | $I_h \geq 20$      |
| <b>w<sub>2</sub></b>                     | Grande deficiência no<br>inverno                         | $I_a \geq 33,3$        | <b>w<sub>2</sub></b>                    | Grande excesso no<br>verão           | $I_h \geq 20$      |

Em seguida, acrescenta-se a subdivisão do tipo climático com base no índice de eficiência térmica (ET) representado pela evapotranspiração potencial anual (mm):

| Tipo climático                 | ETp anual (mm)        |
|--------------------------------|-----------------------|
| A' – Megatérmico               | $ETp \geq 1140$       |
| B' <sub>4</sub> – Mesotérmico  | $1140 > ETp \geq 997$ |
| B' <sub>3</sub> – Mesotérmico  | $997 > ETp \geq 855$  |
| B' <sub>2</sub> – Mesotérmico  | $855 > ETp \geq 712$  |
| B' <sub>1</sub> – Mesotérmico  | $712 > ETp \geq 570$  |
| C' <sub>2</sub> – Microtérmico | $570 > ETp \geq 427$  |
| C' <sub>1</sub> – Microtérmico | $427 > ETp \geq 285$  |
| D' – Tundra                    | $285 > ETp \geq 142$  |
| E' – Gelo perpétuo             | $ETp < 142$           |

Por fim, define-se o subtipo climático dado pela relação entre a evapotranspiração potencial acumulada no verão e a evapotranspiração potencial anual, ou seja:

| Subtipo climático | ET <sub>v</sub> ( % )         |
|-------------------|-------------------------------|
| a'                | ET <sub>v</sub> < 48,0        |
| b' <sub>4</sub>   | 48,0 ≤ ET <sub>v</sub> < 51,9 |
| b' <sub>3</sub>   | 51,9 ≤ ET <sub>v</sub> < 56,3 |
| b' <sub>2</sub>   | 56,3 ≤ ET <sub>v</sub> < 61,6 |
| b' <sub>1</sub>   | 61,6 ≤ ET <sub>v</sub> < 68,0 |
| c' <sub>2</sub>   | 68,0 ≤ ET <sub>v</sub> < 76,3 |
| c' <sub>1</sub>   | 76,3 ≤ ET <sub>v</sub> < 88,0 |
| d'                | ET <sub>v</sub> ≥ 88,0        |

Com base nos cálculos do BHC de Thornthwaite & Mather (1955) para Lavras, MG, visto anteriormente (Quadro 2) têm-se a seguinte fórmula climática **B<sub>3</sub> r B'<sub>3</sub> a'**.

## 10 VENTO

### 10.1 Introdução

A movimentação do ar atmosférico em relação à superfície terrestre é denominada de vento. É gerado pela ação de gradientes de pressão atmosférica, mas, pode também sofrer influências modificadoras em razão do movimento de rotação da Terra, da força centrífuga ao seu movimento e do atrito com a superfície terrestre.

Verifica-se que o princípio físico da formação do vento ocorre por diferenças no balanço de radiação, associadas com a heterogeneidade da superfície terrestre, gerando diferenças de pressão que mantém a atmosfera em contínuo movimento. O aquecimento diferencial de locais próximos ou distantes da superfície terrestre gera diferenças de pressão atmosférica, delimitando regiões de altas e baixas pressões. Os gradientes de pressão, por sua vez, são gerados por diferenças de temperatura, pois o ar aquecido torna-se menos denso, mais leve, subindo, portanto, enquanto outra porção de ar vem ocupar o seu lugar.

O gradiente horizontal de pressão indica a taxa de acréscimo da pressão atmosférica de um local para outro por unidade de distância horizontal. Matematicamente, o gradiente horizontal de pressão é assim representado:

$$G = \frac{\Delta P}{\Delta X}$$

em que,

G - gradiente horizontal de pressão;

$\Delta P$  - variação da pressão atmosférica de um local para outro;

$\Delta X$  - distância horizontal entre os dois locais.

O gradiente horizontal de pressão exerce uma força na mesma direção e no sentido contrário, ao mesmo, tendendo a fazer o ar a se deslocar horizontalmente das zonas de maiores pressões para as de menores, na tendência de igualá-las. A força do gradiente de pressão tende a iniciar e a manter o vento. Quanto maior for o gradiente de pressão, maior deverá ser a velocidade do vento.

Como exemplo do princípio físico da formação do vento, pode-se notar aqueles que ocorrem à beira mar. Observa-se em dias quentes os ventos que sopram cruzando a linha da costa. Durante o dia, o vento sopra do mar para a terra, e, em sentido contrário, durante a noite. Na presença de topografia favorável, tais brisas podem associar-se com outros mecanismos de circulação, resultando em modificações substanciais do tempo meteorológico.

### 10.2 Medida do vento (velocidade e direção)

Para a medição da velocidade do vento, existe grande diversidade de instrumentos, desde aqueles destinados a medições próximo da superfície, onde os ventos são mais fracos, até equipamentos que possuem grande inércia e por isso destinados a medições de ventos fortes. (Vianello & Alves, 1991). Assim, dentre estes instrumentos, aqueles, tais como, catavento tipo Wild, anemômetro totalizador e anemógrafo universal, presentes em uma estação climatológica são instrumentos de níveis

inferiores de superfície. E, radiossondagens, radares, balões-pilotos e, os satélites meteorológicos, são tipos de instrumentos de níveis superiores.

A direção e o sentido do vento são normalmente expressos conjuntamente, tendo-se como referência o ponto cardinal de onde o vento se origina, ou então em graus, tendo-se como referência o ponto cardinal Norte, girando-se no sentido horário.

A direção predominante do vento é a direção que ocorre com maior frequência conforme a equação abaixo.

$$f(x) = \left( \frac{n}{N} \right) \times 100 \quad (108)$$

em que,

$f(x)$  - frequência de ocorrência do vento em determinada direção  $x$ ;  
 $n$  - número de ocorrências de uma determinada direção;  
 $N$  - número total de observações.

Os estudos relacionados à direção predominante dos ventos estão voltados ao aproveitamento do vento (energia eólica) para gerar outras formas de energia, tais como: energia elétrica e mecânica; planejamento e instalações de quebra ventos e dispersão de poluentes.

### 10.3 Estimativa da velocidade do vento sobre superfície vegetada

A rugosidade da superfície influencia na velocidade da massa de ar que desloca sobre a mesma. Esse efeito alcança aproximadamente até o nível de 500 m de altura, quando a partir daí a massa de ar praticamente não sofre mais interferências da superfície, ou seja, o efeito é tanto maior quanto se aproxima da superfície. A força de atrito age sempre na mesma direção e no sentido contrário da velocidade do vento, de modo que esta diminui progressivamente com a diminuição da altura, anulando-se junto à superfície.

Em se tratando de uma superfície vegetada, com vegetação natural ou agrícola, o padrão de perfil de vento só se estabelece a partir de uma certa altura do solo. Isto é, a velocidade se anula a uma altura “ $d$ ” do solo, que coincide ou está um pouco abaixo do topo das plantas. O valor  $d$ , medido em unidades de comprimento, representa o deslocamento do plano sobre o qual a velocidade é nula, sendo simplesmente chamado de “deslocamento do plano zero”. Em geral, a relação  $d/h$  ( $h$  = altura da cultura) está no intervalo entre 0,5 e 0,8.

O comprimento de rugosidade ou parâmetro de rugosidade  $z_0$  é uma medida da rugosidade aerodinâmica da superfície sobre a qual o perfil da velocidade do vento está sendo medido. Este parâmetro para cultivos está em torno de uma ordem de grandeza muito menor do que a altura do cultivo.

As razões  $d/h$  e  $z_0/h$  dependem do espaçamento dos elementos de rugosidade e da razão de área acumulada de cada elemento por unidade de área da superfície subjacente. O problema da estimativa precisa de  $z_0$  e  $d$  é aumentado, em razão do fato de que os cultivos, baixos ou altos, ajusta-se à força mecânica do vento. Algumas vezes ocorre o encurvamento, como em cereais.

A forma típica do perfil do vento médio, sob condições de estabilidade atmosférica neutra, sobre um local relativamente liso e aberto, pode ser descrita como uma função logarítmica da elevação. Após tratamentos matemáticos e com o conhecimento de  $z_0$  e  $d$  e ainda, desejando converter a velocidade do vento da altura  $Z$  para o nível de 2 m ( $Z_2$ ), pode-se utilizar a equação seguinte:

$$U_2 = U_z \left( \frac{\ln\left(\frac{Z_2 - d}{Z_0}\right)}{\ln\left(\frac{Z - d}{Z_0}\right)} \right) \quad (109)$$

em que,

- $U_2$  - velocidade do vento ao nível de 2 m de altura ( $\text{m s}^{-1}$ );
- $U_z$  - velocidade do vento à altura  $Z$  ( $\text{m s}^{-1}$ );
- $Z_2$  - 2 m (altura para a qual se deseja converter o vento da altura  $Z$ );
- $Z$  - altura de medição da velocidade do vento (m);
- $d$  - deslocamento do plano zero (m);
- $Z_0$  - comprimento de rugosidade (m).

Especificamente para a cultura hipotética (cultura idealizada para estimativa da evaporação de referência pelo método de Penmn-Monteith-Padrão FAO),  $d = 0,67hc$  ( $hc$  = altura da cultura) e  $z_0 = 0,123hc$  ( $hc = 0,12$  m), sendo, portanto,  $d = 0,0804$  e  $Z_0 = 0,0148$ . Assim, substituindo estes dois últimos valores na equação anterior, tem-se que:

$$U_2 = U_z \left( 4,868 (\text{Ln}(67,75Z - 5,42))^{-1} \right) \quad (\text{m s}^{-1}) \quad (110)$$

Reduzindo a velocidade do vento obtida a 10 m ( $U_{10}$ ) para o nível de 2 m a equação anterior simplifica-se por:

$$U_2 = 0,75U_{10} \quad (\text{m s}^{-1}) \quad (111)$$

Cada campo ou característica da superfície ao variar a rugosidade ou altura das protuberâncias, afeta o fluxo de ar que passa sobre ele. O movimento do vento, após sofrer a mudança da rugosidade da superfície começa a se ajustar às novas condições da superfície. A camada de ar, afetada pela nova superfície subjacente, é chamada de **camada limite interna**. A espessura da camada limite interna aumenta com a distância da borda, na direção do vento.

#### 10.4 Efeito sobre as plantas, animais e no ambiente urbano.

Na agricultura, o vento, está diretamente associado ao desenvolvimento das plantas, ao facilitar as trocas de calor, de dióxido de carbono e de vapor d'água entre a atmosfera e a vegetação, além de ajudar o processo de polinização das flores e também poder ser utilizado como fonte de energia. Entretanto, quando se registram ventos de velocidades elevadas, normalmente de curta duração, os seus efeitos passam, geralmente, a ser danosos, provocando o estímulo excessivo da evapotranspiração, o acamamento das plantas, a queda de flores e frutos, a quebra de galhos e arrancamento de plantas, causando a erosão dos solos e a deformação da paisagem. Pode-se destacar

também a disseminação de microorganismos causadores de doenças e de pragas de culturas onde há uma infestação para outras isentas destes organismos.

Experimentos comprovam que a transpiração aumenta com a velocidade do vento até um certo ponto, além do qual não se verificam modificações significativas. O exato relacionamento entre o vento e a transpiração, entretanto, varia grandemente com as espécies. Em condições naturais, o efeito do vento sobre a transpiração variará de acordo com a rugosidade, que é determinada pela superfície exposta. Geralmente, o efeito é maior em plantas altas e isoladas. O efeito do vento sobre a transpiração irá variar com a temperatura e a umidade do ar que incide sobre as plantas. Nos climas áridos, ventos secos e quentes, frequentemente, causam rápido murchamento das plantas.

A fotossíntese das plantas é aumentada com o suprimento de CO<sub>2</sub>, que por sua vez é favorecido pela ação dos ventos (turbulência). Por outro lado, as folhas mecanicamente danificadas pelo vento reduz a sua capacidade de translocação e fotossíntese. Na transpiração, na absorção de CO<sub>2</sub> e também com referência ao efeito mecânico causado pelos ventos fortes, o movimento moderado do ar é o que melhor convém ao crescimento das plantas.

Os principais efeitos do vento nos ecossistemas florestais são: remoção de poeiras e partículas orgânicas de um ecossistema para outro, alterando a fertilidade do mesmo; participação marcante na evaporação e transpiração das plantas, transportando energia calorífica, amenizando temperaturas extremas em determinados locais; transporte de grãos de pólen, esporos e sementes, exercendo papel fundamental na reprodução e disseminação da vegetação; e transporte, por meio de correntes de ar, de aranhas, insetos e outros animais de pequeno porte. Um dos problemas causado pelo vento nas florestas, em épocas de chuva muito intensa com solo encharcado, é o tombamento de árvores. O vento tem influência direta sobre o crescimento e a forma das árvores.

Os ventos têm extrema relação com o comportamento animal, podendo diminuir ou aumentar a produção deste. Animais expostos a altas temperaturas podem sofrer estresse, dependendo da espécie, o local tem que estar arejado para que o animal tenha uma produção relativamente boa, porém, o excesso de vento pode trazer consequências como, por exemplo, a disseminação de doenças transmitidas pelo vento. A importância da proteção contra o vento para animais é reconhecida no mundo todo. Os benefícios dessa proteção são a redução no estresse animal, levando-o a melhor utilização de alimentos e o aumento de produção, decrescendo a taxa de mortalidade, com a melhoria do estado de saúde de todos animais.

Os animais variam nas suas respostas ao vento e às temperaturas baixas, e em consequência, o tipo de animal poderá ditar o grau de proteção requerida. Gado de corte requer proteção somente durante o período de cria ou durante fortes ventanias, porém eles podem se beneficiar durante outros períodos. Gado leiteiro requer mais proteção. Na época de frio e com ventos, a produção de leite é incrementada em áreas protegidas. Suínos são extremamente vulneráveis às temperaturas baixas e beneficia-se significativamente da proteção contra o vento.

O uso de ventilação natural é pouco recomendado, pois não se pode controlar o horário, a intensidade, a direção, etc., o que pode afetar no desenvolvimento do animal. Por isso, especialistas recomendam o uso de ventilação mecanizada, para que os fatores acima citados possam ser controlados.

No meio urbano, a velocidade do vento pode contribuir na mistura dos poluentes com o ar limpo, causando assim a sua diluição. Mas quando o vento está calmo, a diluição se torna um processo muito lento. Assim como o vento depende das condições meteorológicas ele também depende dos obstáculos que irá encontrar na superfície da Terra, ou seja, construções, prédios, etc, podem contribuir na diminuição da velocidade do mesmo. Desse modo, em áreas urbanas há uma diminuição da diluição dos poluentes do ar pelo vento, pois este encontra impedimentos em seu caminho.

## 10.5 Quebra ventos

É notório que o vento pode alterar as condições micrometeorológicas de uma determinada área, ou seja, pode provocar dentre outras variações de temperatura e umidade relativa, em pequenos espaços que dependendo das condições geográficas podem ser desde uma plantação, uma pastagem ou mesmo um quintal.

Muitas vezes, essas variações resultam em estados desfavoráveis ao bom desenvolvimento das culturas ou dos rebanhos. As plantas estão sujeitas ao prejuízo causado pelo resfriamento excessivo, altas temperaturas, ressecamento e injúria mecânica. Observa-se que animais pastando procuram abrigar-se dos fortes ventos, em resposta ao desconforto físico causado pelo resfriamento provocado pelo frio, pelo ressecamento devido aos ventos quentes, ou simplesmente pela pressão mecânica sobre o animal. Por isso, desde os tempos mais remotos os agricultores já buscavam formas de proteger suas lavouras ou rebanhos destas adversidades.

Uma técnica simples e eficaz, se bem planejada, que pode prevenir ou amenizar os possíveis prejuízos causados por correntes de vento é a utilização de quebra-ventos, que são estruturas que reduzem a velocidade deste, e que são dispostos normalmente perpendiculares à direção predominante do vento.

### 10.5.1 Efeitos micrometeorológicos de quebra-ventos

A radiação solar incidente à superfície ( $R_s$ ) e o saldo de radiação ( $R_n$ ) podem ser significativamente reduzidos nas áreas sombreadas por quebra-ventos. Este efeito não tem sido considerado como importante nos sistemas de quebra-ventos orientados na direção norte-sul, uma vez que o sombreamento que ocorre pela manhã é compensado pela insolação à tarde e vice-versa.

Quebra-vento orientado na direção leste-oeste, por outro lado, pode ter um efeito maior em razão do sombreamento. Áreas voltadas para o sul (no hemisfério sul), principalmente durante as estações em que o sol está mais baixo, será sombreada por longos períodos. O sombreamento depende, certamente, da altura da barreira, da latitude, da estação climática e hora do dia.

É observado nos dias com céu claro que a temperatura do ar, durante o dia, é maior próximo ao quebra-vento do que no campo aberto. Isso é decorrente, aparentemente, da redução da turbulência com conseqüente redução da remoção de calor sensível gerado pela planta e pela superfície do solo. Se a evaporação é também suprimida, próximo ao quebra-vento, a energia fica disponível para a geração de calor sensível. Já, no período noturno, normalmente são verificadas inversões de temperatura que se desenvolvem tanto próximo ao quebra-vento, quanto na área protegida. Então, a planta e a superfície do solo tornam-se um sumidouro, muito mais do que uma fonte de calor sensível. O vento mistura a camada de inversão noturna. A redução do vento próximo ao quebra-vento, faz com que a inversão de temperatura seja mais intensa próxima a ele.

Além do aumento de temperatura, a umidade relativa é geralmente maior durante o dia, na área abrigada. A diferença na umidade relativa entre a área protegida e não protegida, é maior à noite por causa da baixa temperatura do ar próximo ao quebra vento.

É importante reconhecer que as diferenças micrometeorológicas que se desenvolvem próximo ao quebra-vento, variam com a distância a partir do mesmo, com as condições do tempo e com a hora do dia.

### 10.5.2 Relações entre quebra-ventos, conservação de umidade, crescimento de plantas e produção

A utilização de tanques de evaporação e solo umedecido em recipientes isolados, algumas vezes são usados para estudar a influência do quebra-vento na evaporação do solo. Esses métodos e técnicas medem o potencial de evaporação que ocorre com a disponibilidade irrestrita de água da superfície evaporante. O que normalmente ocorre é que, ao reduzir a velocidade do vento, a evaporação direta da água no solo também é reduzida. Uma taxa de evaporação muito baixa, de um solo protegido, pode gerar uma importante vantagem na manutenção de melhores condições para germinação de sementes. Sementes que germinam rapidamente, por causa do efeito benéfico do quebra-vento, geram grandes plantas e ramificação de raízes mais rápidas.

Araújo (1982), em experimento com café, constatou que as plantas sob influencia do quebra-vento apresentaram maior diâmetro de copa em relação àquelas sem esta proteção, bem como maior número de estômatos e pares de folhas.

Com o melhor crescimento das plantas, o aumento da área foliar diminui a importância relativa do quebra-vento na evaporação direta do solo. Considerando que a transpiração é uma função somente da área foliar, a água no solo numa área protegida do vento, tende a se esgotar mais rapidamente e a taxa de evaporação diminuir, ou seja, a proporção relativa da água transpirada com relação à evaporada aumenta. Isso pode conduzir a um desenvolvimento mais rápido de estresse sofrido pela planta, na área abrigada do vento. Assim, é possível comparar o desenvolvimento de plantas protegidas contra o vento, com aquelas não protegidas. Tem sido discutido se há aumento da produção de matéria seca ou produção da safra quando ocorre o aumento entre a razão de água transpirada e água evaporada.

### 10.5.3 Velocidade do vento e turbulência nas áreas abrigadas do vento

Quebra-ventos variam na efetividade, dependendo de suas alturas, porosidade e comprimento. Quebra-vento mais alto, maior será a distância da descida do vento, assim como a subida do vento. O comprimento da zona protegida é normalmente descrito em termos da altura da barreira (h).

Uma densa barreira pode proteger uma área em torno de 10 – 15 h na direção do vento. Aumentando a porosidade, em cerca de 50 %, a distância, na direção do vento, pode ser aumentada para 20 – 25 h. Esse aumento da porosidade permite a passagem do vento e previne o retorno turbulento do ar que tenha ultrapassado a barreira. Por outro lado, se a barreira possuir grandes fendas, os efeitos dos esguichos do vento podem realmente aumentar, mais do que reduzir a velocidade do vento e, conseqüentemente, o dano às plantas será maior próximo às fendas.

Para reduzir melhor a velocidade do vento e tornar maior a área de influência a ser protegida na direção do vento, o quebra-vento deve ser mais poroso próximo ao solo, onde a velocidade é mais baixa. A densidade da barreira deve aumentar logaritmicamente com a altura, de acordo com o perfil da velocidade do vento.

### 10.5.4 Tipos de quebra-ventos

Dentre as opções de quebra ventos, possivelmente a mais barata será o plantio de árvores ao longo dos limites da plantação ou pastagem. Entretanto, deve-se ressaltar que as árvores da faixa protetora competem com os cultivos adjacentes nos nutrientes do solo e na água e que, os cinturões verdes podem sombrear os cultivos próximos, o suficiente para reduzir sua produção.

Os quebra-ventos naturais conforme sua longevidade podem ser separados em arbóreos, permanentes arbustivos, temporários e anuais. As espécies mais frequentemente recomendadas são: *Pinnus sp*, *Eucalyptus spp*, *Cupressus spp*, *Grevilea robusta*, *Zea Mays*.

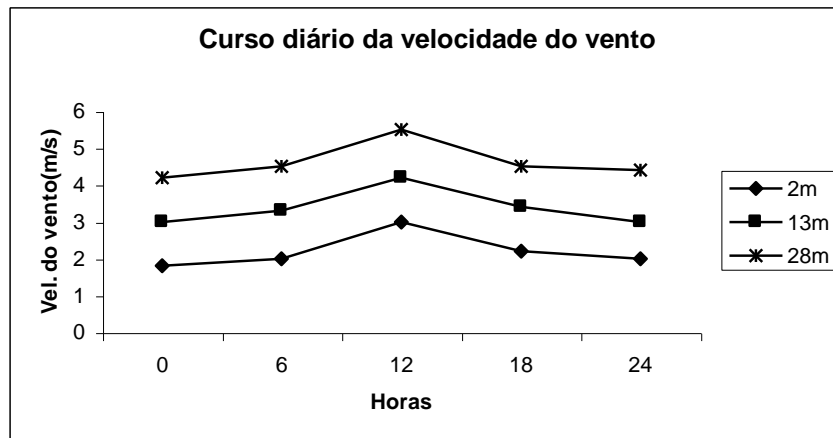
Embora menos comuns os quebra-ventos artificiais também podem ser utilizados, como o utilizado por Araújo (1982), ao redor de uma população de café constituído de um filme de polietileno de cor preta com 2 m de altura.

## 10.6 Variação na velocidade do vento

### 10.6.1 Variação diária

Conforme descreve Tubelis & Nascimento (1986), a variação diária da velocidade do vento está fortemente ligada à chegada da radiação solar na superfície. Diferenças no balanço de radiação, causadas por alteração de albedo, desigualdade na repartição da energia em aquecimento do ar e do solo e evaporação, criam gradientes de pressão atmosférica que geram ventos.

O gráfico a seguir mostra valores típicos da velocidade do vento ao longo do dia para três níveis de altura a partir da superfície do solo. Como pode ser visto, a velocidade do vento é maior durante o dia e menor durante a noite. Sob o balanço positivo da radiação (período diurno), a velocidade do vento cresce acompanhando os valores do balanço, ambos alcançando valores máximos simultaneamente. Após, a velocidade decresce sob condição decrescente do balanço de radiação. Quando o balanço de radiação se inverte, passando de positivo para negativo (período diurno para noturno), o vento entra em um período de baixas velocidades ou de relativa calma.



Variação diária da velocidade do vento em três níveis de altura. Adaptado de Tubelis & Nascimento (1986).

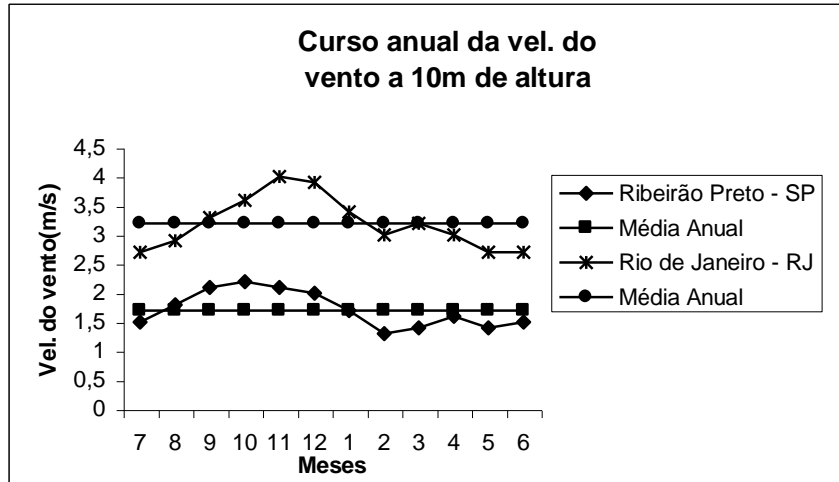
### 10.6.2 Variação anual

Conforme Tubelis & Nascimento (1986), no Rio de Janeiro – RJ e Ribeirão Preto – SP são cidades que apresentam regime análogo de velocidade do vento. Em Ribeirão Preto, os maiores valores ocorrem de agosto a novembro, sendo o máximo em outubro, e o mínimo em fevereiro.

A velocidade média mensal varia entre os valores de  $2,2 \text{ m s}^{-1}$  a  $1,3 \text{ m s}^{-1}$ , com média anual de  $1,7 \text{ m s}^{-1}$ . Para o Rio de Janeiro, os maiores valores ocorrem de setembro a dezembro, sendo o máximo em Novembro. Os menores valores ocorrem no período de janeiro a agosto, com o mínimo em junho e julho. A velocidade média mensal varia entre os limites de  $4,0 \text{ m s}^{-1}$  a  $2,7 \text{ m s}^{-1}$ , com média anual de  $3,2 \text{ m s}^{-1}$ .

De maneira geral, na região Sudeste, a velocidade média dos ventos atinge valores máximos na primavera e mínimos no outono ou inverno. Os maiores acréscimos mensais ocorrem no fim do inverno e começo da primavera e os maiores decréscimos mensais no início do verão.

Para outras regiões do Brasil, os cursos variam substancialmente em decorrência do domínio dos diversos centros de pressão existentes na América do Sul. A escassez de informações impede a análise comparativa dos regimes de velocidade do vento nas diversas regiões.



Variação anual da velocidade vento a 10 m de altura. Adaptado de Tubelis & Nascimento (1986).

### 10.7 Rajadas de vento

Rajada de vento é definida pelo aumento súbito e significativo, ou flutuações rápidas, na velocidade do vento. A duração das rajadas de vento é, normalmente da ordem de segundos. Ventos fortes podem causar destelhamento de prédios, queda de redes de transmissão de energia elétrica, vibração de estruturas das construções, etc. A importância dos efeitos deste fenômeno meteorológico está, portanto, intimamente ligada ao desenvolvimento da tecnologia dos materiais e da engenharia estrutural.

#### 10.7.1 Escala de Beaufort

Há muito tempo, durante as navegações, alguns marinheiros desenvolveram uma escala de vento com a descrição apropriada para os diferentes estágios do estado do mar. Mas, somente em 1805, o contra almirante britânico Francis Beaufort desenvolveu um sistema numerando as descrições dos marinheiros, descrevendo a escala do vento. Este sistema só foi realmente utilizado em 1834 por um general em um navio britânico e, em 1903, quando foi adaptada utilizando a velocidade do vento e introduzindo a seguinte fórmula:

$$U = 1,87B^{1,5} \tag{112}$$

em que, U é a velocidade do vento em milhas náuticas por segundo e B é o número Beaufort. Já foi aceito internacionalmente o hábito em dizer que a força do vento é dada pela aparência da superfície do

mar. Algumas organizações como da Comissão da Marinha Meteorológica e a Organização Meteorológica Mundial (OMM, 1970), providenciaram uma tabela com os valores de Beaufort, correspondendo com o estado do mar e com a descrição dos valores da velocidade do vento. A tabela pode ser observada logo a seguir.

**Tabela 11.** Escala de Beaufort

| Força | Velocidade  |            |             | Descrição          | Indicadores   |  |
|-------|-------------|------------|-------------|--------------------|---|--|
|       | $m s^{-1}$  | Nós        | $km h^{-1}$ |                    | No mar  | Na terra   |
| 0     | < 1         | < 1        | < 1         | Calmaria           | Liso como espelho   | Calmo, fumaça sobe verticalmente   |
| 1     | 1 - 1,5     | 1 - 3      | 1 - 5       | Bafagem            | Pequenas ondulações sem crista  | Fumaça mostra a direção do vento; cata-vento não gira                      |
| 2     | 2 - 3       | 4 - 6      | 6 - 11      | Aragem             | Ondulações com pequena crista transparente  | Sente-se o vento na face; cata-vento começa a girar                        |
| 3     | 3,5 - 5,5   | 7 - 10     | 12 - 19     | Vento fraco        | Ondulações maiores, crista esbranquiçadas começam a quebrar ("carneirinhos")              | Folhas se mexem; bandeirolas se estendem.                                  |
| 4     | 6 - 8       | 11 - 16    | 20 - 29     | Vento moderado     | Ondulações de até um metro. Vários carneirinhos.  | Folhas e papéis voam; bandeiras tremulam; pequenos galhos se curvam.       |
| 5     | 8,5 - 10,5  | 17 - 21    | 30 - 38     | Vento fresco       | Ondulações de até dois metros, muitos carneirinhos; alguns borrifos                       | Pequenas árvores começam a balançar; bandeiras bem agitadas                |
| 6     | 11 - 14     | 22 - 27    | 39 - 50     | Vento muito fresco | Ondulações de 2,5 a 4 metros com espuma em toda parte; mais borrifos                      | Grandes galhos em movimento; o vento assobia ao passar por fios            |
| 7     | 14,5 - 17   | 28 - 33    | 51 - 61     | Vento forte        | Ondulações de 4 a 6 metros; espuma branca em camadas                                      | Árvores inteiras se agitando; sente-se resistência ao andar contra o vento |
| 8     | 17,5 - 20,5 | 34 - 40    | 62 - 74     | Vento muito forte  | Ondulações de 5 a 6 metros; cristas das ondas começam a quebrar; espuma branca em camadas | Árvores inteiras se agitando; sente-se resistência ao andar contra o vento |
| 9     | 21 - 24     | 41 - 47    | 75 - 86     | Vento duro         | Ondulações de 6 metros; mar muito agitado; densas espumas brancas em camadas              | Pequenos danos estruturais; casas destelhadas                              |
| 10    | 24,5 - 28   | 48 - 55    | 87 - 101    | Tempestade         | Ondulações de 6 a 9 metros; mar branco e muito agitado; visibilidade reduzida             | Árvores quebradas ou arrancadas; dano estrutural considerável              |
| 11    | 28,5 - 33   | 56 - 63    | 102 - 120   | Tempestade intensa | Ondulação de 9 a 14 metros; espuma branca por toda a parte                                | Danos generalizados em árvores e construções                               |
| 12    | 34 ou mais  | 64 ou mais | 120 ou mais | Furacão            | Ondulações com mais de 14 metros; mar branco; jatos de água                               | Danos graves e generalizados   |

### 10.7.2 Outras escalas

A escala “Fujita-Pearson Tornado Intensity Scale” é usada pelos meteorologistas para medir a **intensidade dos ventos de um tornado. Tornados são ventos ciclônicos que giram com uma velocidade muito grande em volta de um centro de baixa pressão.** Essa escala foi nomeada em homenagem aos dois cientistas que a desenvolveram, Dr. Theodore Fujita e Allan Pearson.

A escala Fujita, mais comumente denominada assim, está representada na tabela a seguir:

**Tabela 12.** Escala de Fujita (para intensidade de tornados)

| <b>Classificação</b> | <b>Velocidade do Vento (km h<sup>-1</sup>)</b> | <b>Danos</b>  |
|----------------------|--|---------------|
| F0                   | 110  | Leve          |
| F1                   | 111-180  | Moderado      |
| F2                   | 181-250  | Considerável  |
| F3                   | 251-330  | Severo        |
| F4                   | 331-420  | Devastador    |
| F5                   | 421-510  | Inacreditável |
| F6                   | 510-610  | Assombroso    |

A escala Saffir-Simpson destinada a medir a intensidade de furacões, classifica-os de acordo com os danos que produzem. **Furacão consiste em um sistema meteorológico de centenas de quilômetros de diâmetro.** Eles se formam em águas quentes dos oceanos e mares tropicais, regiões tropicais e subtropicais, uma vez que nessas regiões ocorre uma grande evaporação de água.

**Tabela 13.** Escala Saffir-Simpson ( Para intensidade de furacões)

| Categoria | Velocidade do vento (km h <sup>-1</sup> ) | Pressão mínima (mb) | Maré acima do normal (m) | Danos   |
|-----------|---|---------------------|--------------------------|---|
| 1         | 117 a 151                                 | ≥ 980               | 1,0 a 1,7                | Em árvores e arbustos e em casas construídas inadequadamente, destruição de outdoors e letreiro mal instalados, algumas embarcações e pequenas ancoradas tem suas amarras rompidas.   |
| 2         | 152 a 176                                 | 965 a 979           | 1,8 a 2,6                | Danos consideráveis em árvores e arbustos, grandes estragos em casas pré-fabricadas em áreas expostas, danos extensos em outdoors e letreiros, destruição parcial de telhados, portas e janelas, danos consideráveis aos cais, marinas são inundadas, evacuação de algumas residências costeiras se faz necessária.                     |
| 3         | 177 a 208                                 | 945 a 964           | 2,7 a 3,8                | Muitos galhos e arbustos são arrancados, grandes árvores são derrubadas, outdoors e letreiros que não estiverem bem instalados são levados pelos ventos, edifícios pequenos têm alguns comprometimentos às suas estruturas, casa pré-fabricadas são destruídas, enchentes sérias nas costas e muitas estruturas são destruídas.         |
| 4         | 209 a 248                                 | 920 a 944           | 3,9 a 5,6                | Árvores arrastadas pelo vento, letreiros e outdoors arrancados ou destruídos, danos sérios aos tetos, portas e janelas, há colapso total de paredes em residências pequenas, é necessário à evacuação de residências próximas à costa.  |
| 5         | > 249                                     | < 920               | > 5,6                    | Árvores e arbustos totalmente arrastados pelos ventos, árvores arrancadas pela raiz, danos de grande porte a telhados de edifícios, colapso total de muitas residências e edifícios industriais, casas e edifícios arrastados, caos total, evacuação necessária para todos moradores de zonas baixas em uma área de 8 a 16 km da costa. |

Fonte: De Castro & Silva, Rogério; *Arte Naval Moderna*, Capítulo XXXVII, 7ª Edição, Editorial da Marinha, Damaia (1973).

## 11 PRECIPITAÇÃO

### 11.1 Introdução

As características hídricas de uma determinada região, principalmente nos trópicos, são fatores determinantes da maioria das atividades humanas, notadamente a atividade agrícola. A precipitação pluvial é um dos elementos meteorológicos que influi diretamente no balanço hídrico do solo, nos planejamentos agrícolas/hidrológicos e, em muitos outros setores, além de sua importância no crescimento de espécies vegetais, tanto de valor agrícola ou não.

A disponibilidade hídrica é um fator determinante para o bom desenvolvimento das culturas agrícolas. A falta de suprimento adequado de água, em períodos críticos no desenvolvimento das plantas, pode ocasionar reduções nos rendimentos ou até uma quebra total da safra. O acompanhamento das características das chuvas de uma dada região é de grande interesse, pois dependendo da intensidade e frequência de suas ocorrências pode proporcionar efeitos danosos, quando em excesso ou por escassez. Especial atenção é dada à variabilidade normal das chuvas, ou seja, no “padrão climático”.

A precipitação do ponto de vista meteorológico é o processo pelo qual a água condensada na atmosfera atinge gravitacionalmente a superfície terrestre.

### 11.2 Formação de nuvens e precipitação

Nuvens são agregados visíveis de gotículas de água ou cristais de gelo suspensos no ar. Algumas nuvens são formadas somente em altitudes altas, enquanto outras atingem quase o solo. As nuvens produzem fenômenos na atmosfera como chuvas ou neves, trovão ou relâmpago, arco-íris, ou halos. A condensação ocorre quando o vapor d'água muda para o estado líquido, resultando em orvalho, nuvens ou nevoeiro. O ar precisa ser saturado para ocorrer condensação. A saturação ocorre, quando o ar esfria para o seu ponto de orvalho ou quando suficiente quantidade de vapor d'água é adicionado no ar. Também é necessário ter uma superfície no qual o vapor d'água pode condensar. Dessa forma, para a formação de nuvens existem os núcleos de condensação. Esses núcleos são partículas muito pequenas que fornecem superfícies para condensação, os núcleos são muito importantes, porque sem eles o desenvolvimento de nuvens necessitaria de umidade relativa superior a 100 %; os núcleos de condensação incluem partículas microscópicas de poeira e partículas de sal presentes na atmosfera inferior, conseqüentemente, a umidade relativa na troposfera raramente excede 100 %. Os núcleos higroscópicos de condensação absorvem água e são mais efetivos na produção de nuvens. Os mais comuns núcleos higroscópicos de condensação incluem cristais miúdos de compostos de sulfato e nitrato. A maioria dos núcleos higroscópicos na atmosfera são produzidos pelas queimadas das florestas e pela combustão de veículos. As partículas de sal são introduzidas na atmosfera pelas ondas quebradas dos oceanos. A ascensão do ar é o processo de maior importância no desenvolvimento de nuvens. Uma parcela do ar ascendente atravessa regiões de pressão atmosférica mais baixa, conseqüentemente, o ar ascendente expande-se e esfria-se adiabaticamente na razão de 1 °C por 100 m, atingindo seu ponto de orvalho e saturando nesse processo de elevação. Se esse ar ascender mais ainda, o resultado é a condensação e a formação da nuvem.

Inicialmente, a taxa de crescimento das gotículas da nuvem é rápida, mas diminui em pouco tempo porque o vapor d'água disponível é consumido pela competição da grande quantidade de gotículas. O resultado é a formação de uma nuvem com bilhões de gotículas pequeninas de água que permanecem suspensas no ar.

Tendo atingido o nível de condensação, a nuvem formada é constituída de gotículas de água que pelas suas pequenas dimensões, de 2 a 20 micron, permanecem em suspensão na atmosfera. Cada gotícula fica sujeita a força gravitacional e, quando a componente gravitacional passa a predominar, as gotículas descendem na atmosfera, dando origem à precipitação. A predominância da gravidade ocorre quando as gotículas crescem até uma dimensão suficiente para sobrepujar as correntes ascendentes.

O crescimento das gotículas de água das nuvens para ocasionar a precipitação se dá por dois processos. Inicialmente, a gotícula cresce por difusão do vapor d'água em direção a superfície, sobre a qual se condensa. Esse processo é tanto menos intenso quanto maior for o tamanho das gotas. A partir de um determinado tamanho o crescimento das gotas se faz por colisão e coalescência das mesmas, em decorrência de diferentes velocidades de queda causadas por gravidade, por movimentos turbulentos do ar e por forças elétricas. Esse processo inicialmente é lento, porém, se intensifica exponencialmente com o tamanho das gotas.

### 11.3 Formas de precipitação

Esta pode ocorrer de três maneiras: pluvial, de granizo e de neve.

A precipitação pluvial ou chuva é a ocorrência da precipitação na forma líquida.

O granizo se forma quando fortes correntes de ar carregam minúsculas gotículas de água em altitudes acima do ponto de congelamento dentro das tempestades, fazendo com que esta água se transforme em gelo. O granizo geralmente se derrete antes de atingir o solo, porém em alguns casos ele atinge o solo com o tamanho de bolas de beisebol.

A neve são cristais de gelo que se formam nas nuvens em que a temperatura está entre  $-20^{\circ}\text{C}$  e  $-40^{\circ}\text{C}$ . Para formar flocos de neve, os cristais se juntam enquanto caem e se tornam úmidos; então, congelam novamente. Só chegarão ao solo como neve se o ar estiver gelado em todo percurso atmosfera abaixo. Se o ar estiver muito quente, os cristais podem evaporar tornando-se vapor d'água outra vez ou derreter e cair como granizo ou chuva.

### 11.4 Tipos de chuvas quanto à origem

De acordo com o mecanismo que origina a elevação das massas de ar as precipitações podem ser dos tipos: frontais, orográficas ou de relevo e convectivas ou de verão.

#### 11.4.1 Chuvas frontais

São chuvas que se concentram nos períodos do ano em que ocorre a penetração de massas de ar de origem polar. É uma chuva de menor intensidade, com pingos menores, e de longa duração. Pode ocorrer por vários dias, apresentando pausas e chuviscos entre fases mais intensas. Basicamente, as chuvas frontais são representadas por Frentes frias e quentes.

- **Frente fria:** é uma descontinuidade frontal na qual uma massa de ar de menor temperatura desloca da superfície, uma massa de ar de maior temperatura. O ar frio e denso na frente força o levantamento do ar quente.

A frente fria possui característica diferente da frente quente. Elas podem deslocar-se mais rapidamente ou mais lentamente, sendo que as frentes frias de deslocamento rápido são mais inclinadas que as de deslocamento lento. Em geral, as frentes frias de deslocamento rápido são de origem polar e

evoluem para frentes de deslocamento lento; estas podem tornar-se estacionarias ou mesmo evoluir para frentes quentes nas baixas latitudes. A aproximação de uma frente fria é caracterizada por redução na pressão atmosférica. Após a passagem, a pressão sobe rapidamente e a temperatura cai abruptamente.

Uma frente fria é uma zona aonde ar frio substitui ar quente. Em um mapa do tempo, a posição na superfície é representada por uma linha com triângulos ou "dentes" estendidos para o ar mais quente. Existem grandes diferenças de temperatura em qualquer lado da frente. Também existe uma troca de vento do sudeste adiante da frente fria para nordeste atrás dela. A troca de vento é causada por um cavado de pressão baixa.

A borda principal da frente é íngreme por causa da fricção na superfície que retarda o fluxo de ar perto da terra. A inclinação média de uma frente fria é somente 1:100. Isso quer dizer que se você viajar a 100 quilômetros atrás da posição na superfície de uma frente fria, a superfície frontal estará a 1 quilômetro acima. A velocidade média de movimento de uma frente fria é de 35 km/h. O íngreme de inclinação e velocidade avançando são responsáveis pelos eventos mais violentos do tempo de frentes frias. Nuvens e precipitação geralmente cobrem uma área vasta atrás da frente com frentes frias de movimentos vagarosos. Com uma frente fria de movimento rápido, uma linha de pancadas de chuva e trovoadas, chamada de linha de instabilidade, podem ser formados paralelo e adiante da frente em aproximação.

Os padrões de tempo associados com frentes frias descritas acima são mais ou menos "típicas", mas existem exceções. Por exemplo, se o ar levantado é seco e estável, somente nuvens esparsas formam-se com ausência de precipitação. Em tempo extremamente seco, pode ser observado somente um aumento de umidade com uma troca de ventos.

• **Frente Quente:** é uma descontinuidade frontal, na qual uma massa de ar de menor temperatura é substituída de junto do solo por uma massa de ar de maior temperatura.

No caso da frente quente, sua aproximação é caracterizada por pequena ou nenhuma queda na pressão atmosférica, bem como por pequenas variações na temperatura. Após a passagem da frente, a pressão poderá subir ligeiramente e a temperatura elevar-se um pouco, em razão da influencia da massa quente; em geral, o céu torna-se claro.

Uma frente quente é uma zona onde ar quente substitui ar frio. Em um mapa do tempo, a posição na superfície é representada por uma linha com semicírculos estendidos para o ar mais frio. Assim que o ar frio retrocede, a fricção com a terra reduz extremamente o avanço da posição na superfície da frente comparando com a sua posição no alto. Conseqüentemente, o limite separando essas massas de ar requer uma inclinação muito gradual. A inclinação média de uma frente quente é somente 1:200. Isso quer dizer que se você viajar à 200 quilômetros adiante da posição na superfície de uma frente quente, a superfície frontal estará a 1 quilômetro acima. As massas de nuvens podem se estender a centenas de quilômetros adiante da posição superficial da cunha. Assim que o ar quente ascende sobre a cunha recuada de ar frio, ele se expande, se resfria e se condensa em nuvens frequentemente com precipitação.

A velocidade média de movimento de uma frente quente é de 25 km/h, ou metade do que a frente fria. Durante o dia, quando a mistura ocorre nos dois lados da frente, o movimento desta frente pode ser mais rápida. Frentes quentes frequentemente movem em uma série de saltos rápidos, mas durante a noite, o ar mais frio e denso na superfície criado atrás da frente, inibe o levantamento de ar e movimento adiantado da frente.

Por causa dos movimentos vagarosos e inclinações baixas, frentes quentes geralmente produzem precipitações leves e moderadas sobre uma área vasta por um período longo.

Quando uma frente quente passa, as temperaturas e umidade aumentam, a pressão atmosférica sobe, e os ventos trocam de direção gradualmente no lado quente. As mudanças de tempo com a

passagem de uma frente quente não são tão pronunciada quanto a passagem de uma frente fria. As precipitações cessam e geralmente, o ar fica claro depois da passagem da frente.

#### **11.4.2 Chuvas orográficas ou de relevo**

Ocorrem quando uma nuvem encontra um alto obstáculo em seu caminho, como uma grande elevação do terreno, cadeia de morros, serra, etc. Para a massa de ar transpor o obstáculo é forçada a atingir grandes altitudes, o que causa a queda de temperatura e condensação do vapor d'água. Esse tipo de chuva costuma ser intermitente e fina e é muito comum nas regiões Nordeste e Sudeste do Brasil, onde as serras e chapadas dificultam a penetração das massas úmidas de ar provenientes do Oceano Atlântico no interior do continente.

Aí ocorre aquela velha história: ar que sobe é ar que se expande pela menor pressão atmosférica, e ar que se expande é ar que "dilui" calor. Massa de ar que perde calor, perde junto a capacidade de conter umidade, o que gera nuvens e em segmento, chuva. Daí a grande incidência de nebulosidade e chuvas, muitas vezes torrenciais, nas altas encostas dos morros.

#### **11.4.3 Chuvas convectivas ou de verão**

É a típica chuva de verão, com grande intensidade e curta duração (é menos comum no inverno). Pode produzir ventos locais e muitos raios. Ocorre pela formação de "corredores" verticais de ar, provocados pela elevação de massas de ar quente. São formadas, após o aquecimento da Terra pelo Sol havendo assim a formação de células convectivas. Estas são imensas massas de ar aquecido na superfície da Terra que iniciam uma subida empurrando para cima e para os lados o ar que está acima dele, formando assim um movimento convectivo do ar. Por isso, essas nuvens têm o formato típico de cogumelos, sendo muito grandes, podendo ter dezenas de quilômetros tanto em altura como em diâmetro. Podem ocorrer isoladas, com céu azul em volta, o que é facilmente observado. Quando o processo produz nuvens muito altas e de grande energia cinética há a criação de um ambiente ideal para a formação de granizo. Essas nuvens apresentam grande atividade elétrica interna, com infinidade de raios e violentos ventos verticais além de turbulências diversas. Provocam chuvas torrenciais e após estas chuvas o céu fica claro.

#### **11.5 Tipos de chuva quanto à intensidade**

O quadro a seguir nos orienta sobre algumas características da precipitação.

**Tabela 14.** Diâmetro e características de diferentes precipitações (Segundo Remenieras)

| <b>Tipo de precipitação</b> | <b>Intensidade (mm h<sup>-1</sup>)</b> | <b>Diâmetro médio das gotas (mm)</b> | <b>Velocidade de queda para os diâmetros médios (m s<sup>-1</sup>)</b> |
|-----------------------------|--|--------------------------------------|--|
| Nevoeiro                    | 0,25                                   | 0,20                                 | -  |
| Chuva leve                  | 1 a 5                                  | 0,45                                 | 2,00   |
| Chuva forte                 | 15 a 20                                | 1,50                                 | 5,50   |
| Tempestade                  | 100                                    | 3,00                                 | 8,00   |

### 11.5.1 Chuvas intensas

Refere-se a chuvas de grande intensidade, acompanhadas, em geral, de trovões, descargas elétricas, granizos, ventos fortes, forte variação de temperatura e, ocasionalmente, tornados. A nuvem característica é do tipo Cumulonimbus, nuvem em forma de torre, que se expande lateralmente no topo, assumindo a conformação de bigorna ou cogumelo. O grande deslocamento dessas nuvens e, conseqüentemente, das tempestades locais se encontram associadas à presença de ar quente, úmido e instável. Em regiões montanhosas ocorrem principalmente no verão. O desenvolvimento local está sempre condicionado a um forte gradiente térmico e vertical instável, como resultado de um aquecimento diurno intenso, que atinge maiores proporções à tarde. Quando associadas às formações frontais, as tempestades não possuem horários preferenciais e, embora sejam locais, seguem o deslocamento das frentes. A vida de uma nuvem tempestuosa é curtíssima, posto que o ciclo completo possa durar de uma ou duas horas. Na etapa de desenvolvimento, a nuvem está mais quente que o ar ao seu redor.

Associados às precipitações, ocorrem ventos fortes e rajadas. O total precipitado em uma hora pode chegar a 500 mm, isso em sítios urbanos, locais confinados ou de drenagem difícil pode causar inundações catastróficas.

Apesar dos riscos envolvidos na ocorrência de tempestades severas, esse fenômeno também apresenta um lado útil, eles representando alta porcentagem do índice de chuvas nas regiões tropicais, durante a maior parte do verão.

### 11.5.2 Chuvas leves

Referem-se a chuvas leves, chuvas de pequenas intensidades que, em geral, não são acompanhadas por demais fenômenos atmosféricos como trovoadas ou ventos fortes. São chuvas que possuem um pequeno deslocamento e que têm duração prolongada, podem durar vários dias e sua ocorrência é mais comum durante o inverno, quando as massas de ar advindas dos pólos penetram no continente. São chuvas do tipo frontal, predominantemente, e de massas de ar de frentes quentes e estáveis principalmente.

---

## 11.6 Chuva artificial

Há casos de nuvens em que, embora a temperatura do ar esteja abaixo de 0 °C, a quantidade de núcleos de condensação existentes no ar é insuficiente para produzir gotas em quantidade capaz de originar chuva. Isso sugere suprir a nuvem com quantidades suficientes de núcleos para produzir chuva. A introdução de núcleos na chuva é conhecida como "semeadura". As partículas que irão atuar como núcleos são comumente o iodeto de prata e o gelo seco (gás carbônico congelado). Elas são lançadas de avião na base ou no topo das nuvens consideradas capazes de originar precipitação. Maiores sucessos tem sido observados quando a semeadura é feita com iodeto de prata no topo de nuvens, cuja temperatura é menor que - 13°C. A semeadura das nuvens pode ser feita do solo pela produção de fumaça de iodeto de prata. A fumaça é conduzida para cima, e as correntes convectivas ascendentes podem fazer com que os núcleos de iodeto atinjam a base das nuvens. Entretanto, não se sabe qual a esperança do êxito. Além disso, ficou comprovado que o iodeto de prata perde sua capacidade de agir como núcleo higroscópio na presença de luz solar (se dissocia produzindo prata metálica) e essa perda é tão mais rápida quanto menor a umidade relativa do ar. As experiências demonstram que é possível provocar precipitação embora seja discutível a sua viabilidade econômica. O emprego de iodeto a partir do solo é mais incerto, porém, qualquer sistema necessita ser estudado com maiores cuidados.

## 12 GEADA E PLANTAS CULTIVADAS

### 12.1 Definições e formas de geadas

Sob o ponto de vista meteorológico, geada é a passagem da temperatura abaixo de 0°C, ocorrendo a formação de cristais de gelo nas superfícies expostas à perda de calor.

Sob o ponto de vista agrônômico, geada é o fenômeno que provoca a morte das plantas ou de parte delas devido ao abaixamento acentuado da temperatura do ar.

São reconhecidas duas formas de geadas:

**Geadas climáticas ou de vento (ou advectivas):** são aquelas provocadas diretamente pelo deslocamento de massas de ar frio proveniente das regiões polares. Nesse caso, as massas de ar frio atingem a lavoura, com temperaturas letais para aquela cultura. Essa forma de geada tem ocorrência mais frequente em latitudes mais elevadas, ou seja, mais próximas dos pólos terrestres, provocando prejuízos, principalmente, nos terrenos mais altos e naqueles com exposição voltada para o local de origem do vento. A proteção das plantas é muito difícil, tendo eficiência somente em ambientes protegidos e quando se fornece calor às plantas, com uso de aquecedores.

**Geadas microclimáticas ou de irradiação noturna:** é a forma de geada mais comum no Estado de São Paulo e sul do Estado de Minas Gerais. São geadas de formação local, que ocorrem nas chamadas noites de irradiação, ou seja, noites de inverno que se iniciam com baixas temperaturas e que seguem sem vento e sem nuvens. Nessas noites, a baixa umidade do ar favorece a emissão efetiva de radiação de ondas longas pelas superfícies, permitindo que a temperatura do ar atinja valores críticos para a cultura. Neste caso são reconhecidos dois tipos de geadas:

- **Geadas brancas:** é a queda de temperatura, associada ao congelamento do orvalho formado, resultando na formação de cristais de gelo sobre as superfícies dos vegetais.
- **Geadas negras:** provoca danos às plantas, porém, sem haver a formação de orvalho congelado na **superfície** dos vegetais.

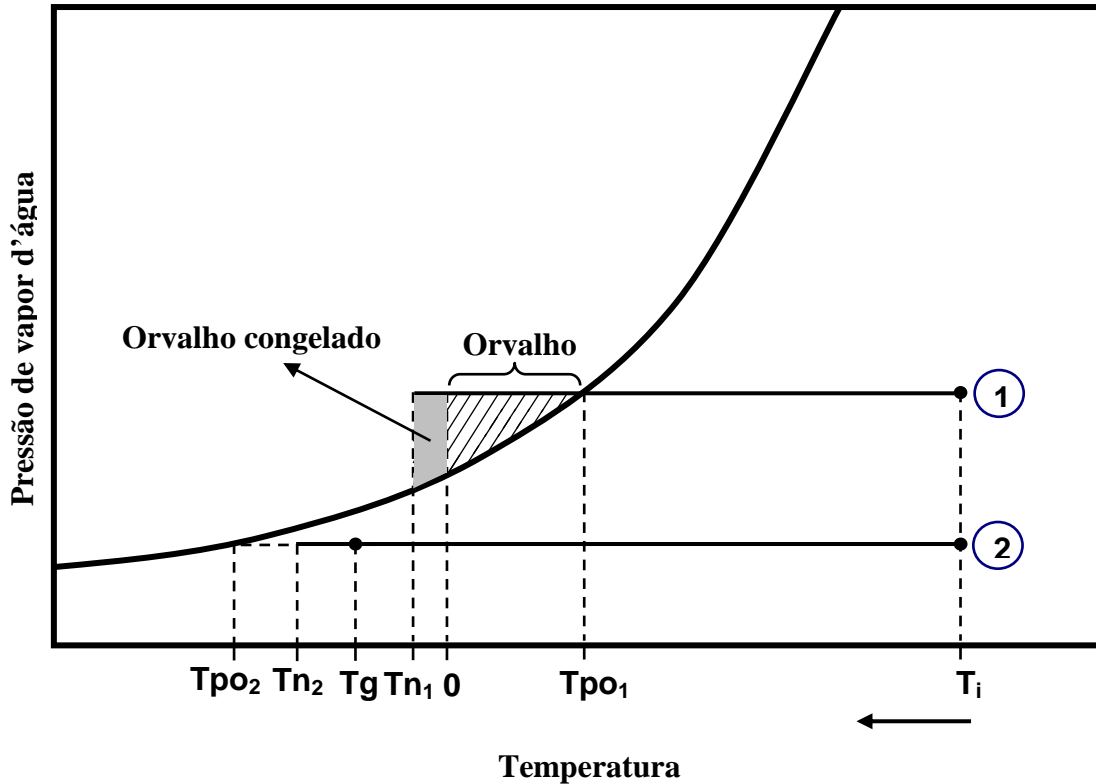
Os danos provocados pela geada negra costumam ser maiores que aqueles provocados pela geada branca, em razão da temperatura final ser mais baixa no caso da geada negra.

As geadas climáticas ou de vento são, muitas vezes, denominadas geadas negras, uma vez que a maneira como são formadas não permite a formação de orvalho.

Diante do que já foi apresentado e, mais especificamente para a ocorrência de geadas microclimáticas ou de irradiação noturna, os gráficos a seguir ajudarão a elucidar o fenômeno da geada.

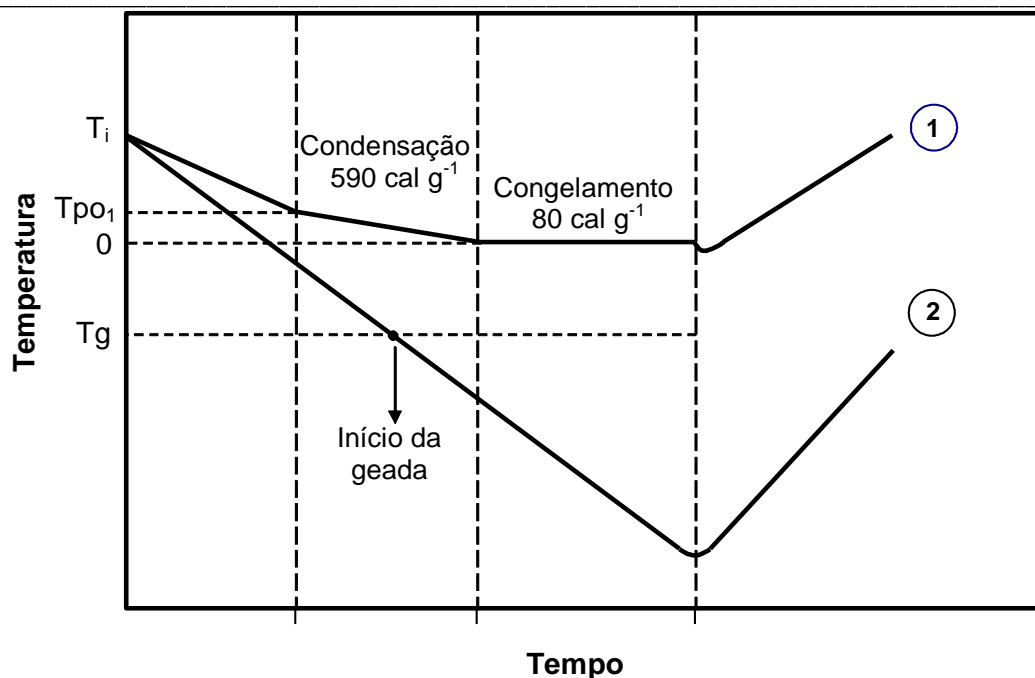
Com base no gráfico psicrométrico, conforme a figura seguinte tem-se as condições psicrométricas em dois locais diferentes (1 e 2), sendo que o local 1 possui maior quantidade de vapor d'água e, inicialmente, a temperatura ( $T_i$ ) ao início da noite é a mesma para estes locais. Percebe-se que para o local 1, a temperatura do ponto de orvalho ( $T_{po_1}$ ) está acima de 0°C. Nesse caso, se a temperatura do ar junto à folha da planta atingir valores abaixo da  $T_{po}$ , ocorrerá condensação do vapor d'água (orvalho) e ainda se esta temperatura atingir 0 °C ou menos ( $T_{n_1}$ ), o orvalho formado se congela, podendo caracterizar o que se chama de geada branca, do ponto de vista agrônômico, ou meteorológica. Já, para o local 2, a temperatura atinge valores mais baixos, podendo, muitas vezes, não haver a formação de orvalho, pois a  $T_{po}$  se encontra abaixo da temperatura mínima ( $T_{n_2}$ ) atingida pelo ar.  $T_g$  representa a temperatura que causa o dano fisiológico à planta, ou seja, a temperatura de geada. Portanto, pela ilustração do gráfico no local 1 não está ocorrendo geada, pois a  $T_{n_1}$  é maior que  $T_g$ , já,

no local 2, a  $T_{n2}$  é menor que  $T_g$ , ocorrendo a geada. Lembre-se de que o vapor d'água na atmosfera, por ser o principal absorvente seletivo de radiação de ondas longas, exerce a função de ser um regulador da temperatura do ambiente que, por diminuir a taxa de redução de temperatura, esta permanece em níveis mais elevados.



Redução da temperatura do ar em dois locais distintos com diferentes condições psicrométricas.

A ilustração conforme a próxima figura complementa a anterior mostrando a taxa de redução de temperatura para os locais mencionados. Verifica-se que no local 1 a taxa de redução da temperatura é menor. Ao atingir a  $T_{po1}$  essa taxa diminui mais ainda, em razão do processo de condensação do vapor d'água (processo este que libera  $590 \text{ cal g}^{-1}$  ou  $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ ). Quando a temperatura chega a  $0^\circ\text{C}$ , o orvalho formado se congela (ainda neste processo são liberados cerca de  $80 \text{ cal g}^{-1}$  ou  $0,33 \text{ MJ kg}^{-1}$ ), permanecendo nessa temperatura até o momento em que todo o orvalho se congele, quando a temperatura decresce mais acentuadamente e depois se elevando com o balanço positivo de radiação. Para a maioria das plantas, nesse momento é que ocorre o dano fisiológico à planta, caracterizando a geada. No local 2, a taxa de redução da temperatura é maior e, ainda, não são verificados os processos de condensação e congelamento, chegando a temperatura a níveis bem mais baixos, caracterizando em muitos casos a geada negra em razão da não formação de gelo na parte externa da planta. Novamente, verifica-se pelo exemplo ilustrativo que no local 1 não está ocorrendo geada, pois a temperatura está sempre acima de  $T_g$ , já no local 2 a ocorrência de geada é evidente, verificando temperaturas abaixo de  $T_g$ .



Taxa de redução da temperatura do ar em dois locais distintos com diferentes condições psicrométricas.

Nota-se que no local 1 o valor mínimo da temperatura é maior que para o local 2, em razão da maior quantidade de vapor d'água.

## 12.2 Causas do resfriamento noturno

a) Nebulosidade: as nuvens promovem o efeito “estufa” na atmosfera, devolvendo parte da energia radiante (calor) enviada pela superfície, o que diminui a taxa de redução da temperatura do ar. Portanto, noite nublada “não é noite de geada”.

b) Vento: À noite as folhas resfriam mais que o ar. Ocorrendo vento, o ar cederá calor para as folhas, mantendo a temperatura mais elevada evitando a ocorrência de geadas. Portanto, noite de vento “não é noite de geada”.

c) Umidade do ar: O vapor d'água desempenha papel importante na retenção de calor emitido pelas superfícies, portanto, uma baixa umidade do ar favorece a perda de calor. Lembre-se que cafezais à beira de represas são menos afetados por geadas.

d) Duração da noite: as noites de inverno são mais longas, portanto, há um maior período para as superfícies perderem calor.

## 12.3 Efeito da geada na planta

A geada nas plantas produz um ou mais dos seguintes efeitos:

- Desidratação das células, em razão da retirada de água pelos cristais de gelo em crescimento nos espaços intercelulares. O cristal de gelo em crescimento diminui o potencial hídrico ( $\Psi_w$ ) nessa região, gerando um gradiente com conseqüente saída de água de dentro das células, podendo ser um processo irreversível.

▪ Injúria estrutural, decorrente dos cristais de gelo em crescimento nos espaços intercelulares e à contração das células pela desidratação, principalmente nas folhas e, posteriormente, pela excessiva e rápida “inundação” quando o gelo se derrete.

Independente da formação ou não de cristais de gelo na parte externa da planta (geada branca ou negra), a ação das geadas se dá pela formação de cristais de gelo nos espaços intercelulares. Como o gelo é formado por água pura, haverá um aumento na concentração intercelular, que forçará a retirada de água de dentro das células. Se a parede celular for permeável e tiver boa elasticidade, a célula poderá perder água e se recuperar, posteriormente, caso contrário poderá haver rompimento da parede, levando a célula à morte.

Ao contrário do que se possa pensar, a incidência dos raios solares nas primeiras horas do dia sobre o gelo normalmente formado não tem haver com os danos sofridos pela planta, em razão da geada.

#### 12.4 Resistência das plantas à geada

A resistência das plantas à geada está associada à:

- a) Maior ou menor elasticidade das paredes celulares das células das folhas;
- b) Disponibilidade de nutrientes, principalmente Ca, K e Silício;
- c) Concentração da solução da planta: aumenta a resistência por abaixar a temperatura de congelamento da planta. Esta concentração será maior se a cultura for bem adubada, bem como logo após uma produção baixa da cultura, fato este comum na cultura do café, que apresenta tendência de produção bianual;
- d) Dormência: aumenta a resistência, uma vez que a planta reduz a sua atividade fisiológica;
- e) Estádio de desenvolvimento: a floração e o início da frutificação são os estádios em que a planta apresenta menor resistência à geada;
- f) Plantas mais velha apresentam maior resistência, uma vez que têm maior quantidade de reservas nutritivas e a própria planta, sendo maior, tem a tendência de formar uma autoproteção pela própria copa.

#### 12.5 Previsão de geadas

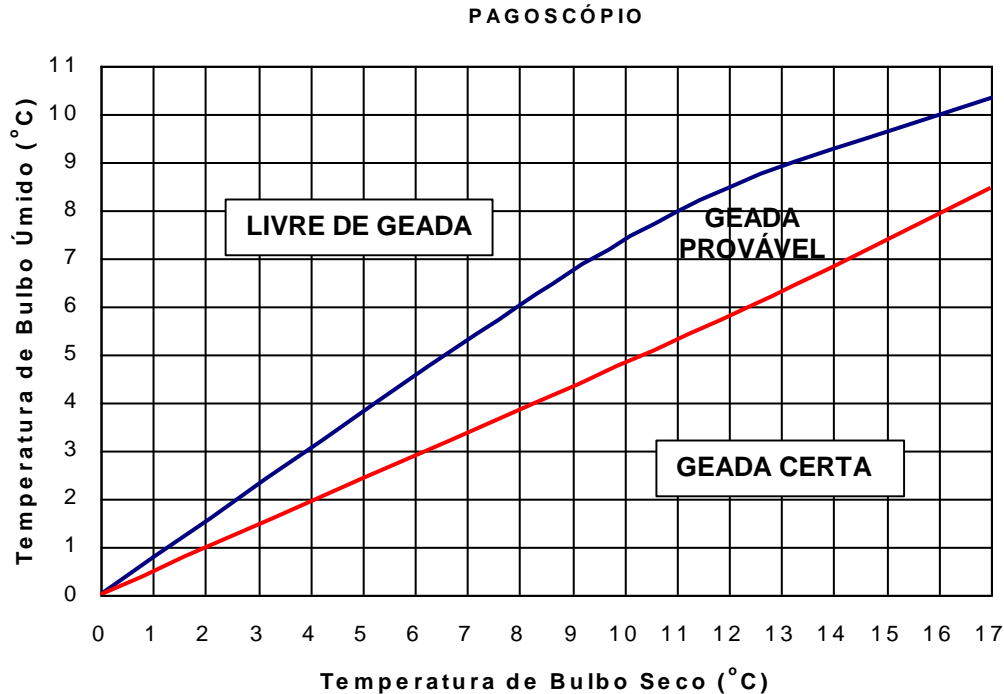
As geadas ocorrem com mais frequência no inverno, quando as plantas apresentam menor atividade fisiológica, em razão da escassez de água, baixas temperaturas e menores durações dos dias.

As previsões de condições favoráveis à ocorrência de geadas são feitas normalmente com antecedência de 48 a 72 horas, o que exige do agricultor medidas antecipadas de combate, dando-se grande importância principalmente às medidas preventivas contra o fenômeno.

Portanto, o agricultor que trabalha com lavouras susceptíveis à geada em regiões onde elas podem ocorrer, deverá estar atento às previsões do tempo, veiculadas atualmente pelos diversos meios de comunicação de fácil acesso por todos.

Para aplicação no nível de agricultor, um método que pode ser indicado é o método do **Pagoscópio ou Gráfico de Belfort de Matos**, que consiste em um gráfico (figura abaixo) para previsão de geadas de origem local, ou seja, microclimáticas ou de irradiação, a partir das leituras de um psicrômetro.

O psicrômetro é um conjunto de dois termômetros: um deles mede a temperatura do ar, o chamado termômetro de bulbo seco, e o outro tem o bulbo envolto por um tecido de algodão sendo que parte deste fica em contato com um recipiente contendo água mantendo o bulbo úmido, o qual é chamado de termômetro de bulbo úmido.



Pagoscópio ou Gráfico de Belfort de Matos

### 12.5.1 Utilização do Pagoscópio

- Mais ou menos 20 (vinte) minutos após o pôr do sol, instalar um psicrômetro na parte mais fria da lavoura (normalmente nas partes mais baixas), a 0,5 metro acima do solo. No caso da cultura do café, o local de instalação deverá ser entre quatro plantas;
- Deixar em repouso por mais ou menos 20 minutos, efetuar as leituras e verificar, no pagoscópio, a possibilidade de ocorrência de geada para aquela lavoura e naquela noite.

Os dados da leitura do termômetro de bulbo úmido e do termômetro de bulbo seco são cruzados no pagoscópio, sendo que o encontro das duas linhas indicará a área de probabilidade de geada. Cuidado especial deve ser dado para que não se inverta os dados ao fazer a leitura no gráfico, lembrando que a temperatura de bulbo úmido será sempre menor ou igual à temperatura do ar (bulbo seco). A inversão dos valores poderá levar a uma previsão falsa, o que certamente trará grandes prejuízos à lavoura.

Estando o cruzamento na área de geada certa, o próximo passo é a determinação ou estimativa do momento em que deve ser iniciado o combate à geada. Estando o cruzamento na área de geada provável, devemos determinar se o fenômeno ocorrerá ou não.

### 12.5.2 Acompanhamento da temperatura noturna

Consiste em se efetuar leituras da temperatura do ar (bulbo seco) a 0,5 m acima do solo, na parte mais fria da lavoura, em intervalos de uma hora.

A primeira leitura a ser considerada poderá ser aquela efetuada para a utilização do pagoscópio (temperatura do bulbo seco). O local de leitura, assim como o equipamento, poderá ser o mesmo.

Com esses dados, pode-se traçar uma curva de Temperatura x Tempo e, após algumas leituras (mínimo de duas), pode-se extrapolar os dados para se prever a temperatura mínima. Em nível de campo, é fácil para o agricultor determinar o quanto a temperatura está abaixando a cada hora, fazendo-se a previsão para o amanhecer.

Sabendo-se que o combate à geada deve ser iniciado quando a temperatura do ar, a 0,5 m acima do solo, na parte mais fria da lavoura, atingir 2°C (exemplo para o café), pode-se responder se vai ocorrer geada e, se vai, a partir de qual horário deverá ser iniciado o combate.

Como estamos efetuando a previsão para a parte mais crítica, normalmente se recomenda não efetuar o combate caso a previsão para temperatura de 2°C for para 5 horas ou mais tarde.

## 12.6 Combate à geadas

### 12.6.1 Medidas Preventivas

#### Escolha e adequação da área

a) Cultivar em terrenos mais altos, livres da acumulação do ar frio. Com isso, o ar frio formado na própria lavoura terá a possibilidade de ser drenado para fora desta;

b) Evitar os terrenos de baixadas, as encostas baixas, espigões muito extensos e planos e bacias com garganta estreita abaixo. Esses terrenos têm dificuldade de se livrar (drenar) do ar frio formado nele ou acumulará o ar frio que desce dos terrenos mais altos;

c) Nunca deixar vegetação densa e alta abaixo da lavoura, uma vez que a mesma impedirá a drenagem do ar frio. No caso desta vegetação ser composta por capim elefante ou cana de açúcar, deve-se, logo no início do período favorável à geada, abrir “carreadores” no sentido do declive do terreno de forma a permitir a drenagem do ar frio;

d) Manter vegetação de porte alto acima da lavoura. Esse procedimento é importante para evitar a entrada na lavoura do ar frio formado acima da mesma, principalmente quando existe uma pastagem logo acima. Se existe a pastagem, uma boa prática é a formação de um renque de árvores altas que impeça a penetração do ar frio na lavoura. Em cafezais jovens, quando há escoamento do ar frio dentro da lavoura costuma ocorrer o que se chama de “geada de canela”, que provoca danos ao tecido do tronco da planta com idade de até 2 a 3 anos, cujos sintomas na copa somente aparecerão no início da próxima estação de crescimento, ou seja, quando houver disponibilidade hídrica e térmica;

e) Sempre que possível, manter água represada nas “passagens” do ar frio. Esse procedimento facilita a entrada de ar úmido sobre a lavoura, colocando-a em situação de menor risco de geada;

f) Arborização. É uma metodologia que está ressurgindo nos últimos anos, mostrando-se bastante promissora. No Estado do Paraná e Minas Gerais, tem-se recomendado a arborização com grevêlea, em densidade de 45 a 50 plantas por hectare, plantados na linha do cafeeiro. No caso de plantios superadensados ou adensados com previsão de eliminação de linhas de cafeeiro, a grevêlea deverá ser plantada nas linhas que permanecerão na lavoura.

g) Dar preferência aos cultivos em terrenos com suas faces expostas de norte a oeste, principalmente a noroeste.

#### Medidas preventivas anuais

São geralmente de caráter microclimáticas, devendo ser repetidas a cada ano, nos períodos que antecedem a ocorrência de geadas.

a) Limpar as baixadas sujas abaixo da lavoura para facilitar o escoamento e drenagem do ar frio. Deve-se lembrar que o ar frio sempre “desce” se acamando nas baixadas;

b) Manter a cultura livre de ervas invasoras nos períodos favoráveis à ocorrência de geadas. No período frio, o solo entre as linhas da lavoura deve estar o mais exposto possível, facilitando que se aqueça e armazene calor durante o dia, possibilitando a emissão de maior quantidade de radiação durante a noite. Porém, para esta prática deve ser utilizada limpeza mecânica, já que o uso de herbicidas de pós-emergência torna-se mais prejudicial por causa da palhada resultante, sendo que esta é considerada como um verdadeiro gerador de ar frio;

c) Eliminar o uso de cobertura morta na estação fria;

d) Manter a cultura bem adubada e com um bom controle fitossanitário, pois plantas vigorosas resistem mais e reagem melhor aos efeitos da geada. Uma recomendação que começa a ser feita para a cultura do café é a adubação foliar com sulfato de potássio quando se tem a previsão antecipada da ocorrência de condições favoráveis à ocorrência do fenômeno. O objetivo é aumentar a concentração da seiva na planta, diminuindo a temperatura de congelamento no interior das folhas e demais órgãos;

e) Enterrio das mudas. Consiste em cobrir as mudas totalmente ou deixando partes de folhas para fora. A muda poderá inclusive ser “vergada” para receber a terra, podendo ficar nesta condição por até 30 dias;

f) Chegamto de terra. É aplicável a mudas maiores, cuja copa ainda não é suficientemente grande para proteger o tronco, mas que impossibilita o processo de enterrio. Esse processo visa a proteger a planta da geada de canela.

### 12.6.2 Combate direto à geadas

Para pequenas culturas, como no caso de olericultura, a adoção das técnicas de cultivo protegido (plasticultura), tem sido importante para o combate às geadas. Porém, esta metodologia, não se aplica, por razões econômicas, a culturas extensivas, como fruticultura e cafeicultura, assim como em pastagens, que sofrem bastante o efeito das geadas.

As medidas preventivas minimizam os efeitos da geada, mas dependendo das condições climáticas, não eliminam totalmente a possibilidade da sua ocorrência.

Nesse caso, uma alternativa que poderá trazer bons resultados é o combate direto, aplicado na noite de ocorrência da geada. Porém, para isso é necessário um planejamento prévio. O método escolhido poderá ser aplicado com eficiência, entretanto, os custos normalmente são mais elevados em comparação com as medidas preventivas.

Os métodos de combate direto às geadas são:

a) **Aquecimento:** Consiste em manter pequenas fontes de calor no interior da lavoura com o objetivo de aquecer o ar próximo às plantas;

b) **Ventilação:** Consiste em promover uma turbulência entre a massa de ar que se encontra acima da cultura e que apresenta temperatura mais elevada com a massa de ar junto das culturas que apresenta temperatura mais baixa.

c) **Irrigação:** Esta é uma metodologia que merece muitos cuidados técnicos, caso contrário o prejuízo poderá ser maior. De modo geral, os benefícios da irrigação ocorrem pelos seguintes aspectos:

▪ Encapsulamento por gelo principalmente nas partes mais sensíveis das plantas como em gemas florais. A cápsula de gelo mantém a temperatura do tecido vegetal em 0 °C, sendo que para a maioria das plantas a morte do tecido por geada ocorre em temperaturas mais baixas, pois o ponto de congelamento da solução celular é menor que 0 °C;

▪ A água aplicada se apresenta com temperatura superior ao ambiente, levando certa quantidade de calor;

▪ Elevação da umidade do ar;

▪ O fornecimento de água ao solo melhora o fluxo ascendente de calor no solo, aumentando a quantidade de energia emitida pela superfície do solo.

d) **Nebulização:** A presença de uma neblina sobre a lavoura retém o calor junto à cultura impedindo o abaixamento acentuado da temperatura do ar e das plantas. Este fato motiva a frase “Noite nublada não é noite de geadas”.

A princípio parecendo ser simples e eficiente, o método se complica no momento em que desejamos controlar a formação de uma neblina e mantê-la estável em determinado local.

Existem dois métodos para a formação de uma neblina:

▪ Neblina artificial à base de óleo:

Consiste em atomizar óleo (diesel, por exemplo), em minúsculas partículas lançadas ao ar. Para isso, atualmente existem no mercado modernos termonebulizadores.

▪ Neblina à base de partículas higroscópicas:

Consiste em lançar na atmosfera substâncias higroscópicas, as quais provocarão a formação da neblina pela união de moléculas de água em torno dessas substâncias.

Para o caso de cafezais, o método da **serragem salitrada** foi muito utilizado, apresentando resultados satisfatórios quando aplicado criteriosamente. Porém, a formulação atual dos adubos à base de nitrato de amônio apresenta-se em componentes que diminui sua inflamabilidade, prejudicando seu uso nas misturas antigeadas. A serragem salitrada consiste na mistura de:

▪ 100 litros de serragem de madeira seca e peneirada;

▪ 7 kg de Salitre do Chile;

ou 10 kg de Nitrato de Amônio;

ou 12 kg de Nitrocálcio;

▪ 6 litros de óleo diesel ou óleo queimado.

A mistura bem homogeneizada é colocada para queimar em tambores de 200 litros cortados ao meio. A queima dessa mistura libera alcatrão que retém as moléculas de água formando a neblina.

O adubo tem função de fornecedor de oxigênio (comburente) para que a queima se processe e o óleo tem efeito moderador para que a mistura se queime lentamente.

Os tambores são colocados na parte mais alta da bacia, pouco abaixo do espigão, distanciados um do outro de 50 a 70 metros, ou em baterias colocadas em locais estrategicamente escolhidos.

A área da bacia a ser coberta pela neblina formada pela mistura de um tambor, dependerá muito da forma e dimensões dessa bacia. Para se conhecer a área de recobrimento da neblina, devem-se fazer ensaios preliminares, verificando o comportamento da neblina dentro da bacia. O mesmo ocorre com os termonebulizadores, porém a área coberta por um termonebulizador é bem maior.

Os tambores devem ser acesos quando a temperatura do ar, a 0,5 metro acima do solo, na parte mais fria da cultura, atingir não menos que 2°C. Deve-se lembrar que a neblina deverá cobrir toda a bacia, o que faz com que algumas delas não apresentem condições favoráveis à nebulização.

---

Deve-se deixar a mistura queimar por 4 a 5 minutos e abafar, com a intenção de eliminar as chamas. Conseguindo isso, será liberada grande quantidade de uma fumaça densa e branca (contendo alcatrão), que se deslocará para as partes mais baixas.

## 13 ZONEAMENTO AGROCLIMÁTICO

### 13.1 Introdução

Para um desenvolvimento racional da agricultura é necessário que a seleção de culturas a explorar pelo agricultor seja feita criteriosamente, isto é, devem ser escolhidas as culturas que melhor se adaptem às condições ecológicas do meio físico, sendo, portanto imprescindível conhecer a aptidão agrícola da região para as principais culturas. Ao avaliar o potencial agrícola de uma região para determinada cultura, tem que se considerar conjuntamente as potencialidades do clima e do solo. Dessa forma, avalia-se a aptidão climática e a aptidão edáfica de uma região, para a cultura considerada. Permite também determinar a melhor época de semeadura para cada município, onde as fases mais críticas da cultura tenham uma probabilidade menor de coincidirem com as adversidades climáticas como falta de água no solo, temperaturas muito baixas ou muito elevadas prejudiciais às culturas, etc.

O zoneamento agroclimático é, portanto, um instrumento valioso, que permite aos órgãos de planejamento definir políticas e programas agrícolas a nível regional e estadual.

Até 1995, o Crédito Rural chegava aos produtores em momento inadequado, fazendo com que estes iniciassem o plantio de suas lavouras com atraso e, conseqüentemente, com maiores riscos. Com tal situação, as perdas na agricultura eram muito grandes, sendo que nas culturas de verão (arroz, feijão, milho, soja, algodão, mandioca e outras plantadas na época das chuvas, de setembro em diante), as perdas por seca alcançavam até 60 % e por chuvas fortes, 32 %. Nas culturas de inverno (trigo, cevada e outras plantadas na região sul do Brasil, a partir de abril), as perdas por seca eram de 30 %, por chuvas fortes à época da colheita 32 % e por geada 30 %. Nesse quadro, podia-se constatar que a agricultura brasileira era uma atividade de alto risco e até mesmo deficitária.

No entanto, a partir de 1996, um elemento novo e cientificamente elaborado foi introduzido para auxiliar o produtor na tomada de decisões: **o Zoneamento Agrícola**.

Atacaram-se os principais problemas das perdas na agricultura brasileira: seca, chuva forte e geada. Verificou-se que não se conhecia realmente o Brasil em termos de regime pluvial: **onde chove, como chove, quanto chove e quando chove**. Assim, levantaram-se todos os dados das estações meteorológicas do Brasil, em número superior a 8.500, sendo que destas, cerca de 3.000 possuíam séries históricas e diárias de até 30 anos.

O trabalho consistiu em diminuir os riscos climáticos inerentes à agricultura e que liquidavam as plantações. O trabalho do Zoneamento Agrícola foi de redução de riscos climáticos, embasado na falta ou na oferta hídrica, o que culminou por delimitar-se o período de plantio das culturas zoneadas nos municípios, correlacionando-o com o tipo da cultura, o ciclo, o tipo de solo e a oferta hídrica existente em cada região.

Atualmente, o trabalho é levado tão a sério pelas empresas de Seguro Rural, que fora da época e local de plantios indicados pelo Zoneamento não existe crédito e seguro disponíveis, pois o risco seria muito aumentado e com maiores possibilidades de perda.

Trata-se, portanto, de um pacote técnico científico que o produtor rural recebe e deve utilizá-lo, a fim de diminuir os riscos de sua atividade, aumentando, por conseguinte, a sua produção e renda.

Cada cultura possui suas exigências climáticas, as quais precisam ser atendidas para que seu potencial genético se manifeste na sua plenitude. Com exceção de pequenas áreas, ainda não é possível modificar o clima para o melhor atendimento das exigências das culturas. Entretanto, é comum ajustar as práticas agrícolas às condições climáticas da região, para melhor aproveitamento dos recursos naturais. Sendo assim, torna-se evidente a necessidade da escolha de áreas, onde a cultura encontre as condições mais favoráveis de clima para o seu desenvolvimento, o que constitui um dos objetivos do zoneamento agroclimático.

O zoneamento agrícola realizado no Brasil permitiu destacar nos diversos Estados as culturas mais adaptáveis, como: **Alagoas** (algodão herbáceo), **Bahia** (algodão herbáceo, arroz, feijão, milho, soja), **Ceará** (algodão), **Maranhão** (algodão herbáceo, arroz, milho, soja), **Paraíba** (algodão herbáceo e perene), **Pernambuco** (algodão herbáceo e perene), **Piauí** (algodão herbáceo e perene, arroz de sequeiro, milho, soja), **Rio Grande do Norte** (algodão herbáceo e perene), **Sergipe** (algodão herbáceo), **Tocantins** (arroz, milho, soja), **Distrito Federal** (algodão e arroz, feijão, milho e soja), **Goiás** (algodão, arroz, feijão das águas, feijão de sequeiro, milho, soja), **Mato Grosso** (algodão, arroz de sequeiro, feijão, milho, soja), **Mato Grosso do Sul** (algodão herbáceo de sequeiro, arroz, feijão das águas, feijão de sequeiro, milho, soja, trigo irrigado, trigo não irrigado), **Minas Gerais** (algodão, arroz, feijão, milho, soja), **Rio de Janeiro** (feijão irrigado e não irrigado, milho), **São Paulo** (milho, citros, soja), **Rio Grande do Sul** (arroz irrigado, feijão, milho, soja, trigo), **Santa Catarina** (arroz irrigado, feijão, maçã, milho, soja, trigo), **Paraná** (algodão, arroz, feijão da seca, feijão das águas, feijão de outono-inverno, milho, soja, trigo).

### 13.2 Metodologia para elaboração do zoneamento agroclimático

A metodologia para o zoneamento agroclimático consiste, basicamente, em uma sobreposição de diversos mapas e informações obtidas:

- Mapas de solos, com as devidas unidades taxonômicas da área em estudo e suas devidas características pedológicas (tipos de solos, composição) e manejo (fertilidade, deficiências, etc.);
- Plantas planialtimétricas, com informações detalhadas de extensão da área, relevo e sistema de coordenadas para orientação do usuário;
- Dados de tipos de culturas utilizadas na região, bem como o tipo de cultura recomendado com base no estudo dos levantamentos feitos para confecção do mapa de solos citado acima;
- Dados de variação climática e **balanço hídrico climatológico** para complementação dos dados de recomendação de culturas e manejo adequados;
- Estudos sobre aptidão, tradição agrícola e produção vegetal.

Com todos esses dados e com a aplicação do SIG (Sistema de Informações Geográficas), é possível relacionar as informações obtidas e analisá-las a partir dos mapas, plantas, tabelas e gráficos e fazer inferências bem mais precisas para implantação de uma cultura específica.

No final do processo, obtém-se um único mapa no qual se obtém uma recomendação precisa de uma ou mais culturas e o manejo correto para esta cultura que se adaptem ao tipo de solo, clima e relevo da área zoneada permitindo assim traçar planos para implantação de projetos agrícolas com a otimização de recursos como insumos agrícolas, implementos e máquinas e sistemas de irrigação, por meio da análise dos recursos da região, tendo como fim a economia de capital empregado e, conseqüentemente, lucro e desenvolvimento da região.

### 13.3 Zoneamento agroclimático e sua relação com o melhoramento genético

Dentre os inúmeros problemas enfrentados pelos melhoristas ligado ao desenvolvimento de novos cultivares, merece destaque a interação de diferentes genótipos com o ambiente, problema esse que vem sendo resolvido baseando-se parcialmente no zoneamento agroclimático, sendo este responsável por delimitações que permitem a distinção de ambientes.

Visto que a relação das diferentes culturas e clima é muito estreita, a distribuição destas sobre a superfície terrestre depende de elementos climáticos, principalmente térmicos e hídricos, esta relação não deixa de existir considerando-se plantas geneticamente modificadas.

A resposta diferencial dos genótipos em função da diversidade ambiental é o que define a interação genótipo x ambiente. Nesse sentido, na presença da interação, os resultados das avaliações podem mudar de um ambiente para outro, ocasionando mudanças na posição relativa dos genótipos ou mesmo na magnitude das suas diferenças.

Sendo o zoneamento agroclimático a delimitação de áreas nas quais determinada cultura encontra seu regime hídrico-energético ideal para chegar ao seu máximo de desenvolvimento e produtividade, de acordo com seu potencial genético, o conhecimento deste é indubitavelmente indispensável para o desenvolvimento de plantas melhoradas, visto que os materiais genéticos tais como cultivares, progênies e demais recursos genéticos em processo de melhoramento, são cultivados em uma ampla variação de condições ambientais; compreendendo diferentes tipos de solo, níveis de fertilidade, conteúdo hídrico, temperatura e práticas culturais.

O zoneamento agroclimático pode ser usado em benefício aos programas de melhoramento genético de duas maneiras: Uma das possibilidades está no fato de que determinados cultivares sejam desenvolvidos para uma região que apresenta condições climáticas diferentes de sua origem, como o caso da soja no Brasil, originalmente de clima temperado. Seu cultivo restringia-se ao Rio Grande do Sul, pois as variedades disponíveis não estavam aptas a outros climas e hoje é cultivada em todas as regiões do país. Por meio do melhoramento genético a Embrapa e instituições parceiras, tornaram a soja cultivável em regiões de clima tropical, e atualmente encontra-se soja produzida até em Roraima.

Também o milho, graças ao grande número de variedades existentes e o aprimoramento dos métodos de melhoramento através da genética, criando novos cultivares e híbridos, encontra possibilidade de cultivo em uma larga faixa do globo com grandes variações climáticas. Quanto à latitude, encontra-se o milho sendo cultivado desde 58° N no Canadá e União Soviética, até 40° S na Argentina. No que se refere à altitude, é produzido desde altitudes negativas, ou seja, abaixo do nível do mar, na região do mar Cáspio até altitudes de 3.600 m nos Andes Peruanos.

A outra possibilidade de uso do zoneamento agroclimático em auxílio ao melhoramento está no fato de que os resultados obtidos com o zoneamento podem ser utilizados para a determinação de locais-chaves para avaliação de cultivares já desenvolvidos, o que possibilita as diferentes instituições responsáveis pelo melhoramento genético um melhor dimensionamento da rede de ensaio em função de sub-regiões que apresentam diferentes características edafo-climáticas, sendo possível à identificação das áreas na qual o cultivar apresenta maior estabilidade.

Em programas de melhoramento de eucalipto, vários clones e/ou progênies são avaliados em áreas extensas que apresentam características edafo-climáticas bastante diferentes influenciando também o comportamento dos vários cultivares. Em razão disso, é comum detectar-se a presença da interação genótipos e condições ambientais e devido a isso aquele cultivar que apresentar uma interação favorável vem a ser o escolhido para aquela área. Com efeito, a influência da interação na seleção de genótipos superiores tem sido uma das principais preocupações dos pesquisadores.

Vários já foram os estudos sobre interações de cultivares com o ambiente, estudos estes que possibilitam saber as condições climáticas principalmente, precipitação pluvial e temperatura, em que cada cultivar apresenta maior estabilidade, tanto no sentido biológico, ou seja, apresentar um comportamento constante e, também no sentido agrônomico, ou seja, que o genótipo tenha uma resposta altamente previsível e alta produtividade.

Assim sendo, uma vez constatada a distinção de ambientes através do zoneamento agroclimático, inúmeros benefícios são alcançados para os programas de melhoramento genético, facilitando o desenvolvimento de novos cultivares.

### 13.4 Exigências climáticas de algumas culturas agrícolas

A seguir é apresentado um quadro-resumo das exigências térmicas e hídricas para algumas culturas agrícolas. Posteriormente, complementam-se algumas descrições dessas exigências climáticas.

#### Exigências térmicas e hídricas para algumas culturas agrícolas

| Culturas | Exigências de Temperatura (°C) | Exigência Hídrica (mm) | Ciclo Vegetativo (dias) |
|----------|--------------------------------|------------------------|-------------------------|
| Algodão  | 14-40                          | 700-1300               | 150-180                 |
| Arroz    | 18-35                          | 350-700                | 90-150                  |
| Batata   | 10-25                          | 500-700                | 100-150                 |
| Cana     | 15-35                          | 1500-500               | 450-600                 |
| Cebola   | 10-25                          | 350-550                | 130-175                 |
| Citrus   | 20-30                          | 900-1200               | 240-360                 |
| Feijão   | 10-27                          | 300-500                | 60-120                  |
| Milho    | 15-35                          | 500-800                | 100-140                 |
| Soja     | 18-30                          | 450-700                | 100-230                 |
| Trigo    | 10-25                          | 450-650                | 100-250                 |

#### 13.4.1 Cultura do arroz

Apesar de originária de região tropical, a cultura do arroz floresce sob larga variação de condições climáticas, sendo difícil definir aquelas mais favoráveis para o seu desenvolvimento. As mais altas produções são normalmente obtidas em regiões subtropicais, ou de clima temperado com verão quente. A faixa de cultura se estende desde as latitudes de 45° N a 40° S e desde o nível do mar até 3000 m de altitude, no Himalaia. Pode ser cultivado em qualquer região que tenha de 4 a 6 meses com todas as temperaturas médias acima de 20 °C e média das mínimas superior a 10 °C com umidade suficiente no período vegetativo.

Condições de umidade suficiente no período vegetativo e ocorrência de temperaturas médias mensais acima de 20 °C, durante quatro a seis meses, definem regiões consideradas aptas ao cultivo do arroz.

Na região Centro-Sul do Brasil, o fator térmico é menos limitante que o fator hídrico, uma vez que é cultivada no verão, quando a temperatura e a insolação são em geral elevadas. Somente as áreas serranas muito frias apresentam insuficiência térmica para a cultura.

O acúmulo de graus-dia requerido pelos diversos cultivares pode diferir. Dados da literatura consideram que, até completar a maturação, a soma de calor necessário é de, pelo menos 3.700 °C, podendo atingir até 4.000 °C. Avanços mais recentes em métodos culturais e de melhoramento do arroz têm possibilitado reduzir a exigência em unidades térmicas pela metade da que era considerada essencial.

A produção de grãos de arroz está positivamente correlacionada com a radiação solar, especialmente durante os últimos estágios de desenvolvimento da planta. O arroz só se desenvolve normalmente quando sujeito a longo período de luz. Deficiência de luz retarda e diminui o

perfilhamento. Dias claros e atmosfera límpida, trazem um aumento da atividade fotossintética e da capacidade de produção, sendo ainda favoráveis à maturação e à melhor qualidade do grão. Consequentemente, período de crescimento muito chuvoso ou com céu nublado concorre para diminuir a produção.

De um modo geral, o arroz pode ser considerado uma planta de dias curtos; fotoperíodos curtos (menos de 12 horas) apressam o início da floração, enquanto que os longos (mais de 12 horas) prolongam a fase vegetativa em detrimento da produção em grãos. Entretanto, a reação à duração do dia, varia bastante entre os tipos cultivados, havendo até os cultivares indiferentes ao fotoperiodismo.

A fase crítica da cultura do arroz é a da floração, que dura cerca de 10 a 15 dias, e o período do "emborrachamento", de 30 dias, que a precede. Ao todo, é um período de mais ou menos um mês e meio, que no Estado de São Paulo ocorre nos meses de janeiro e fevereiro. Considera-se que o arroz de sequeiro requer pelo menos um total de 180 mm de chuva, nesse período de janeiro e fevereiro, para garantir a frutificação e o sucesso da cultura.

### 13.4.2 Cultura do feijão

O feijoeiro (*Phaseolus vulgaris* L.) é planta de clima subtropical, originário do México e América Central, onde existem condições climáticas amenas, com dias quentes e noites frescas. Tem ciclo curto com cerca de três meses e é, geralmente, indiferente ao fotoperíodo. Isto possibilita o controle das exigências climáticas, mediante o emprego de épocas de semeadura adequadas. Em suas regiões de origem observa-se uma estação úmida, propícia ao crescimento, seguida de uma estação seca, no fim do ciclo, favorável à colheita e à conservação das sementes.

O fator térmico é importante para o desenvolvimento do feijão. De maneira geral, conforme relatos de vários pesquisadores na literatura, considera-se que a temperatura média mensal ótima para a cultura está entre 18 e 32 °C. Temperaturas abaixo de 18 °C retardam demasiadamente o desenvolvimento do vegetal e acima de 30 °C prejudicam a frutificação. A temperatura média, 21°C, durante o ciclo vegetativo, seria a ideal. Pode-se considerar que uma condição favorável ao cultivo do feijoeiro, é a existência de um ou mais meses no ciclo, com temperaturas médias inferiores a 22 °C.

Em termos de quantidade d'água, 200 a 300 mm são suficientes, para um ciclo de 90 dias. Um período particularmente vulnerável é o que vai da semeadura à floração plena. A precipitação de 110 a 180 mm é satisfatória a esse período, considerando críticas as estiagens ocorrentes quinze dias antes da floração. A precipitação ideal está em torno de 100 mm por mês, bem distribuídos. O excesso de chuvas pode encharcar o solo, tornando as plantas cloróticas e paralisando o crescimento. Se o vegetal já frutificou, pode ocasionar inclusive a germinação das sementes dentro das próprias vagens. O excesso de umidade, aliado a temperaturas elevadas, favorece, por sua vez, as epífitas de moléstias de fungos e de bactérias, particularmente da antracnose e podridão bacteriana. Por outro lado, a escassez de chuvas, principalmente nas épocas de florescimento e frutificação, diminui a percentagem de flores fecundadas, provoca o amadurecimento precoce das vagens e faz com que as sementes não completem o seu desenvolvimento. Período de seca de apenas dez dias pode influir decisivamente na produção dessa cultura. Na época da colheita, condições de seca são essenciais para a obtenção de sementes com boa qualidade comercial, isto é, limpas, livres de manchas ou sinais de germinação. Em áreas com deficiências maiores que 50 mm, há necessidade de rega, e com excesso acima do normal torna-se inapta por falta de estiagem para a colheita.

Para definir as faixas, com as diferentes aptidões climáticas para a cultura do feijão, foram adotados os seguintes parâmetros climáticos (Camargo, 1974):

- Nas áreas com temperatura média do mês mais quente inferior a 22 °C, a cultura do feijão encontra suas melhores aptidões, particularmente com deficiência hídrica anual abaixo de 50 mm. Nessas condições, a umidade do solo é satisfatória para o suprimento de água no período vegetativo, sem inconveniente de calor e umidade na fase final de maturação e colheita;
- Nas áreas com temperaturas do mês mais quente superior a 22 °C e deficiência hídrica anual inferior a 50 mm há excesso de calor no verão, embora as condições hídricas sejam satisfatórias;
- Nas áreas com temperaturas do mês mais quente superior a 22 °C e deficiência hídrica anual superior a 50 mm, o verão é excessivamente quente e o inverno demasiado seco.

Com base nas definições acima, no mapeamento da aptidão climática para a cultura do feijão em Minas Gerais foram definidas as seguintes faixas:

- APTA no verão, primavera em especial, outono e no inverno, quando livre de geadas. Temperatura média do mês mais quente inferior a 22 °C e deficiência hídrica anual inferior a 50 mm. Esta faixa compreende duas áreas no sul do Estado à leste de Viçosa;
- APTA no verão e RESTRITA na primavera e outono (curta estação vegetativa). APTA com irrigação na estação seca. Temperatura média do mês mais quente inferior a 22 °C e deficiência hídrica anual superior a 50 mm. Compreende grande parte do sul de Minas e algumas áreas dispersas pelo Estado;
- APTA na primavera, outono e inverno e INAPTA no verão. Temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C e deficiência hídrica anual inferior a 50 mm. Compreendem uma área ao norte de Machado e mais três pequenas áreas no sudeste do Estado;
- RESTRITA no outono e primavera (curta estação vegetativa), INAPTA no verão e APTA no inverno com irrigação. Temperatura do mês mais quente superior a 22 °C e deficiência hídrica anual superior a 50 mm. Compreende a maior parte do Estado;
- INAPTA por insuficiência hídrica, excelente para produção de sementes, com irrigação. Deficiência hídrica superior a 800 mm. Compreende uma área abrangendo os municípios de Espinosa e Monte Azul.

### 13.4.3 Cultura do milho

Estudos experimentais demonstram que, quando a temperatura do solo é inferior a 10°C e superior a 40 °C há prejuízo sensível à germinação e que o ideal seria entre 25 e 30 °C. Por ocasião da floração, temperaturas médias superiores a 26 °C aceleram o desenvolvimento dessa fase e inferiores a 15,5 °C o retarda. Cada grau acima da temperatura média de 21,1°C, nos primeiros 60 dias após a semeadura, pode acelerar o florescimento dois a três dias. Quando a temperatura é acima de 35 °C, em razão da diminuição da atividade da redutase do nitrato, o rendimento e a composição protéica do grão podem ser alterados. Temperaturas acima de 33°C, durante a polinização, reduzem sensivelmente a germinação do grão de pólen. Verão com temperatura média diária inferior a 19 °C e noites com temperatura média inferior a 12,8 °C não são recomendados para produção de milho. Temperaturas noturnas superiores a 24°C proporcionam um aumento da respiração de tal forma que a taxa de fotoassimilados cai e, com isso, reduz a produção. Temperatura abaixo de 15 °C ocasiona retardamento na maturação do grão.

O milho, por razões principalmente econômicas, é plantado na maioria das áreas, no período chuvoso, ou seja, é uma cultura típica de sequeiro, podendo ser cultivado sem irrigação. Portanto, conhecer o número de dias secos consecutivos é de muita importância na determinação da época de

plântio. Dias secos podem ser considerados como sendo aqueles em que a precipitação pluvial acumulada seja inferior a 5 mm. A literatura tem mostrado que as máximas produtividades ocorrem quando o consumo de água durante todo o ciclo está entre 500 e 800 mm e que a cultura exige um mínimo de 350-500 mm para que produza sem necessidade de irrigação. Em condições de clima quente e seco, o consumo de água raramente excede  $3 \text{ mm d}^{-1}$ , quando a planta apresenta em torno de 30 cm de altura e, no período que vai da iniciação floral à maturação, pode atingir valores de 5 a  $7 \text{ mm d}^{-1}$ .

A produtividade, geralmente, é mais alta quando as condições do tempo permitem o plântio em outubro. Depois disso, há uma redução no ciclo da cultura e queda no rendimento por área. Trabalhos de pesquisa no Brasil Central mostram que, dependendo do cultivar, atraso do plântio a partir da época mais adequada (geralmente em outubro) pode resultar em redução no rendimento em até 30 kg de milho por hectare por dia. Obviamente, muitas vezes esse atraso não depende do produtor, por razões diversas. Cabe a ele elaborar seu planejamento de plântio de forma a não atrasá-lo por negligência ou por desconhecimento, pois assim estará perdendo dinheiro e comprometendo seu negócio.

Os parâmetros climáticos adotados para definir as diferentes faixas de aptidão climática para a cultura comercial do milho no Estado de São Paulo são os seguintes:

- Temperatura média anual igual a  $19 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . É o limite inferior da faixa considerada termicamente apta à cultura do milho; como a temperatura média da estação de verão, nas condições do Estado de São Paulo, é cerca de 2 a  $3 \text{ }^{\circ}\text{C}$  maior que a média anual, tem-se no verão a temperatura média acima de  $21$  ou  $22^{\circ}\text{C}$ , condição de plena aptidão térmica;
- Temperatura média anual igual a  $17 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Corresponde à temperatura abaixo da qual a faixa é considerada inapta climaticamente por insuficiência térmica; entre os limites de  $17$  a  $19 \text{ }^{\circ}\text{C}$  a faixa é considerada termicamente marginal;
- Deficiência hídrica anual igual a 0 mm. As faixas sem deficiência hídrica são consideradas marginais à cultura comercial do milho por trazer problemas na maturação e colheita do produto;
- Excedente hídrico anual igual a 500 mm. Indica excedente hídrico muito elevado, acima do qual as condições de umidade dificultam os tratos culturais e tornam marginal a faixa, para a cultura comercial.

#### 13.4.3.1 Milho safrinha

O milho safrinha, que é plantado além dos limites dos Cerrados, não tem um período pré-fixado para seu plântio, como o milho de safra normal, que é plantado no início das chuvas. É uma cultura desenvolvida de janeiro a abril, normalmente após a soja precoce e, em alguns locais, após o milho de verão e o feijão das águas. Por ser plantado no final da época recomendada, o milho safrinha tem sua produtividade bastante afetada pelo regime de chuvas e por fortes limitações de radiação solar e temperatura na fase final de seu ciclo. Além disso, como o milho safrinha é plantado após uma cultura de verão, a sua data de plântio depende da época do plântio dessa cultura antecessora e de seu ciclo. Assim, o planejamento do milho safrinha começa com a cultura de verão, visando a liberar a área o mais cedo possível. Quanto mais tarde for o plântio, menor será o potencial e maior o risco de perdas por adversidades climáticas (seca e/ou geadas).

Isso a torna uma cultura de alto risco, uma vez que a estação chuvosa encontra-se no fim, o que proporciona uma variabilidade espacial e temporal muito grande e, como consequência, uma variabilidade de produção. Na safrinha, além do potencial de produção ser reduzido, há alto risco de frustração de safras, baixo investimento na cultura e, conseqüentemente, baixa produtividade.

Considerando a inviabilidade de antever a interação genótipo e ambiente e suas variações de combinações, as épocas-limites preferencialmente recomendadas para a semeadura, de acordo com vários trabalhos de pesquisa, encontram-se no quadro abaixo. Em Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, norte de São Paulo e Mato Grosso do Sul, o principal fator de risco é o déficit hídrico, sendo atenuado nas áreas de maior altitude, em razão das temperaturas amenas proporcionarem menor evapotranspiração. No Paraná, sul de Mato Grosso do Sul e sudoeste de São Paulo (Vale do Paranapanema), existe elevado risco de geada, principalmente nas áreas acima de 600 m de altitude. Assim, ao contrário do que é preconizado para o milho de verão, as baixas altitudes são favoráveis ao cultivo da safrinha nas regiões mais ao sul do País.

Limite das épocas de semeadura para a cultura do milho safrinha, por estado e região produtora

| <b>Estado</b>      | <b>Época Limite</b> | <b>Altitude <sup>(1)</sup></b>               | <b>Região (cidades referência)</b>  |
|--------------------|---------------------|--|---|
| Mato Grosso        | 15 de março         | Alta   | Centro-Norte (Sapezal, Lucas do Rio Verde)  |
| Goiás              | 15 de fevereiro     | Baixa  | Sudeste (Bom Jesus, Santa Helena)   |
|                    | 28 de fevereiro     | Alta   | Sudoeste (Rio Verde, Jataí e Montividiu)  |
| Minas Gerais       | 28 de fevereiro     | Baixa  | Vale do Rio Grande (Conceição das Alagoas)  |
| Mato Grosso do Sul | 15 de março         | Baixa e Alta                                 | Centro-Norte (Campo Grande, São G. do Oeste, Chapadão do Sul)   |
|                    |                     | Baixa  | Centro-Sul (Dourados, Sidrolândia, Itaporã, Ponta Porã)   |
| São Paulo          | 28 de fevereiro     | Alta   | Alto Paranapanema (Taquarituba, Itapeva, Capão Bonito)  |
|                    | 15 de março         | Baixa  | Norte (Guaíra, Orlandia, Ituverava)   |
|                    |                     | Baixa  | Noroeste (Votuporanga, Araçatuba)   |
| 30 de março        | Baixa               | Médio Vale do Paranapanema (Assis, Ourinhos) |   |
| Paraná             | 30 de janeiro       | Alta   | Transição (Wenceslau Braz, Mauá da Serra, sul de Ivaiporã, Cascavel, sul de Toledo até Francisco Beltrão) |
|                    | 15 de março         | Baixa  | Oeste e Vale do Iguaçu (Campo Mourão, sul de Palotina, Médiianeira e Cruzeiro do Iguaçu)                  |
|                    | 30 de março         | Baixa  | Norte (Cornélio Procópio, Londrina, Maringá, Apucarana)   |
| Baixa              |                     | Noroeste (Paravaí, Umuarama)                 |   |

---

<sup>(1)</sup> **Alta** = altitude igual ou superior a 600 m e **Baixa** = altitude inferior a 600 m.

#### 13.4.4 Cultura da soja (*Glycine max L., Merrill*)

É cultivada em várias áreas do globo, desde regiões de clima temperado-frio, até regiões equatoriais, quentes, porém, o sucesso da cultura está, na dependência de se utilizarem variedades adaptadas às condições climáticas da região.

As exigências climáticas básicas, térmicas e hídricas, da soja, são comparáveis às do milho. A soja suporta melhor que o milho certos rigores climáticos, como curtas estiagens na estação vegetativa, depois das plantas estarem bem estabelecidas. As condições climáticas do Planalto Paulista podem ser consideradas, em geral, ótimas para o cultivo da soja. O plantio se faz, normalmente, de novembro a início de dezembro, e a colheita, de início de abril a início de maio, com um ciclo vegetativo de cerca de 160 dias, ou cinco meses e meio.

Como acontece com o milho, basta o emprego de tipos de cultivares de soja selecionados e adaptados às características fotoperiódicas locais, para conseguir as melhores condições para o desenvolvimento e produção. Apenas, determinadas áreas demasiadamente úmidas das zonas serranas e do litoral do Estado, ou as muito frias, como os altiplanos de Campos do Jordão, seriam consideradas inaptas à cultura da soja, como acontece com o milho.

Os parâmetros climáticos adotados na definição dessa aptidão, propostos por Camargo (1971), são os seguintes:

- Temperatura média anual igual a 17 °C. Indica o limite inferior da faixa considerada termicamente apta à cultura da soja. As faixas com temperaturas inferiores a esse limite apresentam deficiências térmicas ao desenvolvimento normal da planta;
- Deficiência hídrica anual igual a 0 mm. Designa o limite acima do qual aparecem as deficiências hídricas climáticas que proporcionam uma estação seca que favorece a maturação e a colheita do produto. As faixas sem deficiência são consideradas excessivamente úmidas e com problemas para a cultura.

#### 13.4.5 Cultura do café

Quanto à disponibilidade de água no solo, segundo Camargo (1987), uma deficiência hídrica severa mostra-se bastante crítica para o cafeeiro nos estádios vegetativo, de formação dos grãos e de maturação, nas condições do Estado de São Paulo. No período de dormência das gemas, a deficiência hídrica moderada é benéfica, permitindo uma florada intensa e uniforme após a chuva ou irrigação. De acordo com Rena & Maestri (1985), a floração propriamente dita é provocada pelas primeiras chuvas da estação, após o período seco. Depois da florada, deficiências de água e o excesso de chuvas predisõem os cafeeiros à atrofia.

Quanto ao fator hídrico, Matiello (1991), com base em observações e experiências efetuadas em várias regiões cafeeiras, propôs os seguintes parâmetros de aptidão:

## Parâmetros de aptidão quanto ao fator hídrico para a cultura do café

| Aptidão         | Deficiências hídricas (mm)            |   |
|-----------------|---------------------------------------|---|
|                 | <i>Coffea arabica</i> L.<br>(arábica) | <i>Coffea canephora</i> L.<br>(robusta) |
| Áreas aptas     | < 150                                 | < 200                                   |
| Áreas marginais | 150 – 200                             | 200 - 400                               |
| Áreas inaptas   | > 200                                 | > 400                                   |

A disponibilidade hídrica dos solos para atender satisfatoriamente à demanda dos cafeeiros durante o ciclo de produção deve estar em nível suficiente durante o período de florescimento e enchimento dos grãos, o que, em Minas Gerais, varia do final de setembro até o início de março, podendo haver redução da umidade no período de maturação e colheita, bem como no de vegetação, que varia de abril a agosto. À exceção de cafeeiros irrigados, essa situação ótima nem sempre é atingida, uma vez que a necessidade hídrica depende de outros fatores, como a distribuição anual das chuvas, a condição de energia térmica durante as estações e, conseqüentemente, o ritmo anual da evapotranspiração da cultura. Se o período de seca se prolonga ou ocorre nas fases de florescimento e frutificação, são observadas reduções na produtividade. Tal fato pode ser verificado na produção do ano agrícola de 1995/96, em virtude das geadas em junho e julho de 1994, com conseqüente prolongamento da seca; nesse caso, a seca foi preponderante na queda da produção. Outras secas que podem ser mencionadas e que trouxeram grandes perdas na produção de café são aquelas ocorridas nos anos de 1975, 1985 e 1988. A seca de 1985 foi, inclusive, responsável pela alta nos preços, incentivando os produtores a realizar maiores investimentos na lavoura, o que resultou em uma superprodução, no Brasil, em 1987 (Moricochi et al., 1995). Conforme Matiello (1991), essa megaprodução foi estimada em 42,9 milhões de sacas de café beneficiado.

A exigência do cafeeiro em umidade é bastante variável, de acordo com as fases do ciclo da planta. No período de vegetação e frutificação, que vai de outubro a maio, o cafeeiro precisa de umidade disponível no solo. Na fase de colheita e repouso, de junho a setembro, a necessidade é pequena e o solo pode ficar mais seco (até quase ao ponto de murchar), sem grandes prejuízos para a planta. Uma deficiência hídrica nesse período chega mesmo a estimular o abotoamento do cafeeiro, conduzindo, ainda, a uma florada mais uniforme, quando no reinício das chuvas. Nas regiões de inverno mais quentes, as pesquisas mostram que não é necessário interromper as irrigações para promover o "stress".

As regiões mais secas, no período de colheita, produzem cafés de melhor qualidade (bebida dura para melhor), como ocorre nas zonas de "cerrado" em Minas Gerais (Sul de Minas e Triângulo Mineiro) e na Mogiana, em São Paulo e em outras regiões semelhantes (Oeste Baiano, Goiás). No que diz respeito às áreas cafeeiras do Centro-Sul do país, chuvas anuais acima de 1200 mm podem ser consideradas adequadas ao bom desenvolvimento da cafeicultura de café arábica, enquanto as lavouras de robusta podem ser cultivadas em zonas com precipitações menores, acima de 900-1000 mm anuais. Deficiências hídricas de até 150 mm, no período de junho a setembro, podem ser bem suportadas pelo cafeeiro arábica e, até 400 mm, de forma marginal, pelas variedades robusta (Conillon).

Quanto às exigências térmicas, as baixas temperaturas podem ocasionar disfunções fisiológicas no crescimento e se manifestar na frutificação. Temperaturas abaixo de -2 °C congelam os tecidos foliares e o caule, acarretando, quase sempre, a secagem das partes afetadas e morte da planta. No entanto, altas temperaturas na fase de florescimento do cafeeiro podem provocar severa atrofia

floral, denominada “estrelinha”, cujo efeito pode ser mais acentuado com a ocorrência de deficiência hídrica durante o florescimento (Weill, 1990; Ortolani, 1991, entre outros).

Segundo MATIELLO (1991), com base nos conhecimentos sobre a cafeicultura no Brasil e no exterior, é possível estabelecer os seguintes parâmetros técnicos para o zoneamento das duas principais espécies de valor comercial:

Parâmetro de aptidão quanto à temperatura para a cultura do café

| Aptidão           | Temperatura média anual (°C)          |   |
|-------------------|---------------------------------------|---|
|                   | <i>Coffea arabica</i> L.<br>(arábica) | <i>Coffea canephora</i> L.<br>(robusta) |
| Regiões aptas     | 19 - 22 °C                            | 22 - 26 °C                              |
| Regiões marginais | 18 - 19 °C e 22 - 23 °C               | 21 - 22 °C                              |
| Regiões inaptas   | < 18 °C; > 23 °C                      | < 21 °C                                 |

A ação de ventos constantes provoca danos nas folhas e nos ramos novos do cafeeiro. As folhas ficam corroídas, com bordas dilaceradas e deformadas. As margens das folhas novas e a ponta dos ramos são queimadas pelos ventos frios. Ocorre queda de folhas, mais evidente nas faces batidas por ventos (de um só lado da planta). As plantas apresentam a copa deformada, envergada para um lado, sobrevivendo brotações em sua base. O vento prejudica, também, a floração e, conseqüentemente, a produção. São mais sujeitos aos ventos as plantas novas e os cafezais em áreas de chapada ou, então, aqueles localizados em faces voltadas para o sul e o sudeste.

Além da ação mecânica, o cafeeiro sofre indiretamente o efeito dos ventos, que produzem pequenas lesões ou ferimentos, por onde entram fungos e bactérias, causadoras de enfermidades, como a Phoma, a mancha aureolada, a antracnose, etc. Assim, a seca de ponteiros, que se verifica em áreas frias e úmidas, tem sua origem no efeito constante de ventos, principalmente no período de maio a setembro, notadamente quando associados à umidade (de chuvas finas).

Nas zonas cafeeiras do Centro-Sul, os ventos mais prejudiciais são os de direção sudeste, que estão associados à entrada de massas frias. No litoral do Espírito Santo, são importantes, igualmente, os ventos nordeste e, na zona serrana do Ceará, os de leste.

A umidade do ar influi, principalmente, sobre a ocorrência de pragas e doenças e sobre as condições de preparo e de armazenamento do café. A umidade elevada favorece o ataque de doenças fúngicas do cafeeiro e cria condições propícias ao ataque do caruncho, nas tulhas. Maior umidade durante o período de colheita favorece a fermentação dos frutos, o que resulta em produto de bebida inferior.

O café armazenado em locais com umidade relativa alta fica esbranquiçado e aumenta de volume, chegando a estourar a sacaria.

O cafeeiro é uma planta oriunda de sub-bosque, adaptando-se bem às condições de sombra. Quando pequenas, nos viveiros, as plantas apresentam maior taxa de fotossíntese, desenvolvendo-se, portanto, melhor à meia-luz. Quando o cafeeiro cresce, maior desenvolvimento e produção ocorrem a pleno sol, certamente porque parte das folhas externas acha-se a plena luz, sendo as mais internas sombreadas pelas demais.

Nas regiões com maior nebulosidade ou nas lavouras sombreadas, as folhas do cafeeiro são maiores e de cor verde-escuro. Com boa luminosidade, as folhas são menores e de cor verde-claro. Nas regiões mais quentes é indicado cultivar o cafeeiro arábica sob condições de menor luminosidade.

A influência da luz, ou seja, da duração dos dias, é marcante na diferenciação dos botões florais. O cafeeiro é planta de dias curtos, não havendo diferenciação em dias com mais 13-14 horas de luz. Tem-se observado, ultimamente, que o excesso de luminosidade (talvez interagindo com a temperatura) provoca uma superbrotação de ramos plagiotrópicos no cafeeiro.

### 13.4.6 Frutíferas temperadas

Dependendo do clima, culturas como o pessegueiro e a nectarineira podem ser totalmente perdidas, trazendo enormes prejuízos aos agricultores. Por meio do zoneamento agroclimático, pode-se saber quais os cultivares indicados para as diferentes regiões, considerando o nível de exigência em frio de cada um deles. Outro fator levado em conta é a ocorrência de geadas. O zoneamento agroclimático também analisa a ocorrência de calor em épocas consideradas de frio. O calor nesta época é causa de um dos principais problemas nas duas culturas supra citadas: o abortamento floral. Nesse caso, é feito um cálculo de risco, lembrando-se que **o zoneamento não elimina os riscos, mas o reduz sensivelmente**.

As frutíferas de clima temperado apresentam um mecanismo de adaptação ao meio, denominado dormência, caracterizada pela ocorrência da fase de repouso vegetativo nos meses de inverno e pelo crescimento das gemas em épocas propícias ao seu desenvolvimento, que em condições normais se dá no início da primavera. A dormência das gemas é controlada geneticamente por genes múltiplos e fisiologicamente é explicada pelo balanceamento de hormônios, sendo este fenômeno localizado nas gemas. O frio é o principal agente natural de quebra da dormência, pois, aumenta a relação entre o nível endógeno de substâncias promotoras e inibidoras de crescimento.

A intensidade de destruição das substâncias inibidoras do crescimento pelo frio varia de acordo com as espécies e variedades, e esta característica é considerada básica no zoneamento para fruticultura de clima temperado.

Embora as exigências das variedades sejam descritas em número de horas de frio iguais ou inferiores a 7,2 °C para quebra de dormência, temperaturas superiores a este limite podem ser mais efetivas.

Mesmo em regiões onde há falta de frio, é possível desenvolver o cultivo de frutíferas de clima temperado, graças ao emprego de várias técnicas de quebra de dormência. A mais usada comercialmente é o da aplicação de produtos químicos, destacando-se, na videira, a utilização de calciocianamida.

### 13.4.7 Frutíferas tropicais

#### 13.4.7.1 Abacaxi

O abacaxi é uma cultura perene originária de regiões tropicais sendo muito exigente no que se diz respeito ao calor e luminosidade. É cultivada principalmente em regiões situadas entre as latitudes 25° N e 25° S.

Para o Estado de Minas Gerais, os parâmetros adotados e as respectivas áreas de aptidão climática definidos para a cultura comercial do abacaxi baseados em dados da literatura, resultaram nas seguintes definições:

- APTA, com condições térmicas e hídricas satisfatórias. Temperatura média anual superior a 19 °C e deficiência hídrica anual superior a 0 mm. Essa faixa abrange quase a totalidade do Estado de Minas Gerais, com exceção de algumas áreas serranas;
- RESTRITA, por apresentar deficiência térmica para a cultura comercial. Temperatura média anual entre 18 e 19 °C compreendendo as terras menos altas da Serra do Espinhaço e da Mantiqueira;
- INAPTA, por insuficiência térmica e geadas frequentes com temperatura média anual inferior a 18 °C. Compreende as terras mais altas das Serras do Espinhaço e da Mantiqueira.

### 13.4.7.2 Cacaueiro

O cacaueiro (*Theobroma cacao*) é uma planta perene tipicamente tropical situada na sua grande maioria na Bahia. Normalmente, o cacau é cultivado com êxito em regiões quentes e úmidas, com pequenas variações climáticas durante o ano.

Para definições das faixas de aptidão climática para a cultura do cacaueiro, no Estado de Minas Gerais, foram adotados os seguintes parâmetros climáticos:

- Temperatura média anual igual a 21 °C. Indica o limite abaixo do qual a cultura sofre carência térmica, prejudicando o seu desenvolvimento;
- Deficiência hídrica anual entre 50 mm e 100 mm. Corresponde a faixa com estação seca pronunciada, apresentando restrições hídricas para a cultura. Tornando-se necessário o emprego de irrigação suplementar;
- Deficiência hídrica anual igual a 100 mm. Limite acima do qual a faixa se apresenta inapta por insuficiência hídrica.

No mapeamento da aptidão climática para a cacauicultura, foram consideradas as seguintes faixas para Minas Gerais:

- APTA, sendo as condições térmicas satisfatórias e sem restrições hídricas nas baixadas, mas com eventual necessidade de irrigação fora delas. Temperatura média anual superior a 21 °C e deficiência anual entre 50 a 100 mm. Esta faixa compreende uma pequena área no sudeste do Estado de Minas Gerais, na região de Muriaé;
- RESTRITA, condições térmicas satisfatórias com eventual necessidade de irrigação nas baixadas e imprescindíveis fora delas. Temperatura média anual superior a 21 °C e deficiência hídrica anual superior a 100 mm. Esta faixa abrange praticamente as terras com altitudes inferiores a 500 m das bacias hidrográficas dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Mucuri, Grande e Paraíba;
- INAPTA, por carência térmica. Temperatura média anual inferior a 21 °C praticamente em todo o sul do Estado de Minas Gerais e grande parte da região central.

### 13.4.7.3 Banana

A banana é originária da zona quente e úmida do sudeste asiático, mais precisamente das regiões compreendidas entre a Índia e a parte oriental da Malásia.

Para o traçado da carta de aptidão climática para a bananicultura no Estado de Minas Gerais levaram-se em consideração as suas exigências climáticas. Os parâmetros climáticos que definem as

exigências da cultura foram baseados na literatura existente e naqueles propostos no zoneamento agrícola do Estado de São Paulo, os quais são:

- Temperatura média anual do mês mais frio igual a 18 °C. Indica o limite inferior da faixa térmica favorável, considerada ótima a bananicultura. Abaixo desse limite começam a aparecer problemas de friagem nos frutos;
- Temperatura média do mês frio igual a 15 °C. Limite abaixo do qual a cultura sofre insuficiência térmica, tornando a área inapta para a cultura comercial;
- Deficiência hídrica anual igual a 80 mm. Abaixo desse limite a área apresenta estação seca moderada e oferece aptidão climática para todos os cultivares, exceto para o Ouro. Acima desse limite a estação seca é mais acentuada, tornando a área inapta também para a Nanicão, não havendo problemas para os demais cultivares mais resistentes à seca;
- Deficiência hídrica anual entre 200 e 500 mm. Implica uma estação seca pronunciada;
- Deficiência hídrica anual igual a 500 mm. Limite acima do qual apresenta insuficiência hídrica.

No zoneamento foram consideradas as seguintes faixas para Minas Gerais:

- APTA para todos os cultivares, exceto o Ouro, Nanica e Nanicão, decorrente da estação seca ser acentuada, não há problemas de danos causados pelo frio. Temperatura média do mês mais frio superior a 18°C e deficiência hídrica anual compreendida entre 80 e 200 mm. Abrange uma faixa estreita na área central do estado, a maior parte do Triângulo Mineiro e o extremo sudeste de altitudes mais baixas (Leopoldina e Muriaé);
- RESTRITA por carência hídrica muito acentuada, não há problemas de friagem. Temperatura média anual do mês mais frio superior a 18 °C e deficiência hídrica anual compreendida entre 200 e 500 mm. Esta faixa compreende quase toda a metade norte do Estado;
- RESTRITA, problemas de friagem nos frutos e carência hídrica. Temperatura média do mês mais frio entre 15 e 18 °C e deficiência hídrica anual superior a 80 mm compreende praticamente toda a faixa central do Estado;
- RESTRITA, por carência térmica e problemas de friagem. Temperatura média do mês mais frio entre 15 e 18 °C e deficiência hídrica entre zero e 80 mm. Compreende a maior parte do sul de Minas Gerais, com exceção das terras mais altas das serras do Espinhaço e da Mantiqueira, das áreas de menor altitude no leste da região;
- INAPTA por insuficiência térmica ou hídrica. Temperatura do mês mais frio inferior a 15°C ou deficiência hídrica anual superior a 500 mm. Compreende as terras mais altas da serras do Espinhaço e da Mantiqueira.

### 13.5 Relação entre o clima e a produção animal

Os animais têm sido submetidos aos mais variados climas e práticas de manejo. Face à necessidade de pastagens ou alimentos, prevenir doenças, protegê-los dos extremos climáticos e assim, garantir sua sobrevivência, produção e reprodução, tornou-se importante evitar ou minimizar os efeitos dos diversos fatores causadores do desconforto animal.

O ambiente é composto de estressores que interagem e inclui todas as combinações de condições nas quais o organismo vive. Entre outros, o estresse pode ser causado pelos elementos climáticos (temperatura, umidade, radiação solar, etc.), podendo afetar o crescimento, a produção e a reprodução dos animais.

A seguir será abordada as descrições da relação climática com a produção de leite.

### 13.5.1 Produção de leite

A produção de leite no Brasil passa hoje por uma grande transformação em virtude da nova realidade econômica mundial, com adoção de modernas tecnologias, visando crescimento substancial de produtividade.

Frequentemente, nos deparamos com instalações inadequadas às condições climáticas predominantes na maior parte do país, que acarreta às vacas uma somatória de elevada temperatura do ar à grande quantidade de calor endógeno, ocasionando o estresse ao calor, que em última instância diminui a produção de leite. Diante disso, há necessidade de melhor entender as relações entre os elementos climáticos e a fisiologia animal, procurando amenizar os efeitos prejudiciais à produção.

#### 13.5.1.1 Zona de termoneutralidade

A zona de termoneutralidade (ZTN) é a faixa de temperatura ambiente efetiva na qual a vaca se encontra em conforto térmico, isto é, não sofre estresse pelo calor. Dentro da ZTN ou de conforto térmico o custo fisiológico é mínimo, a retenção de energia da dieta é máxima, a temperatura corporal e o apetite são normais e a produção ótima.

Existe grande variação na literatura sobre as temperaturas críticas superiores e inferiores, que delimitam esta faixa de termoneutralidade, pois o conforto térmico também depende da umidade relativa do ar, da adaptação do animal, de seu nível metabólico que passa pelo plano nutricional e nível de produção. A recomendação de temperaturas está entre 4 e 24 °C para vacas em lactação, podendo restringir esta faixa aos limites de 7 a 21 °C, em função da umidade relativa e da radiação solar. Huber (1990) cita a faixa de 4 a 26 °C como de conforto térmico para vacas holandesas. A maior parte do Brasil apresenta, frequentemente, temperaturas superiores a estas, por várias horas do dia, em grande parte do ano, sujeitando as vacas leiteiras ao estresse devido ao calor.

As vacas também diminuem suas atividades, como pastejo e movimentação, nas horas mais quentes do dia, procurando pastar mais à noite e buscando sombra ou imersão em água durante o dia, utilizando sempre todos os recursos disponíveis no seu ambiente. Estas modificações comportamentais nos indicam possíveis estratégias de manejo para rebanhos de alta produção nos trópicos.

#### 13.5.1.2 Efeitos dos elementos climáticos na produção leiteira

##### **Temperatura e umidade relativa do ar**

Altas temperaturas do ar, principalmente quando associadas a altos valores de umidade relativa e a radiação solar direta são os principais elementos climáticos estressores causadores de baixas performances do gado leiteiro. As vacas leiteiras de raças especializadas em lactação, e de alta ou mesmo moderada produção, são particularmente sensíveis ao estresse pelo calor, em razão da função produtiva especializada e alta eficiência na utilização dos alimentos, pela intensa produção de calor associada a digestibilidade e metabolismo de grandes quantidades de nutrientes.

Os efeitos combinados de temperatura e umidade relativa sobre a produção de leite para algumas raças são demonstrados no quadro a seguir. A queda na produção de leite é mais acentuada quando as altas umidades prevalecem com temperaturas acima de 24 °C.

### Efeitos combinados de temperatura e umidade relativa sobre a produção de leite para o gado leiteiro

| Temperatura<br>(°C) | Umidade<br>Relativa<br>(%) | Raça             |               |                    |
|---------------------|----------------------------|------------------|---------------|--------------------|
|                     |                            | Holandesa<br>(%) | Jersey<br>(%) | Pardo-Suíça<br>(%) |
| 24                  | 38 (baixa)                 | 100              | 100           | 100                |
| 24                  | 76                         | 96               | 99            | 99                 |
| 34                  | 46 (baixa)                 | 63               | 68            | 84                 |
| 34                  | 80                         | 41               | 56            | 71                 |

A recuperação da produção de leite após o estresse ao calor ocorre lentamente e em graus que variam com a intensidade e duração do estresse, além da fase da lactação, dentro dos limites da fisiologia da glândula mamária, podendo tanto recuperar totalmente a produção normal, como comprometer toda a lactação. Também a composição do leite é alterada pelo estresse ao calor, com redução nos teores de gordura, proteína e vários minerais como Ca, P, K e Na.

#### Radiação solar

Os animais absorvem calor do ambiente além do produzido no organismo (metabolismo energético). Durante o dia, quase todo o calor absorvido do ambiente pelos animais provém da radiação solar, direta ou indireta.

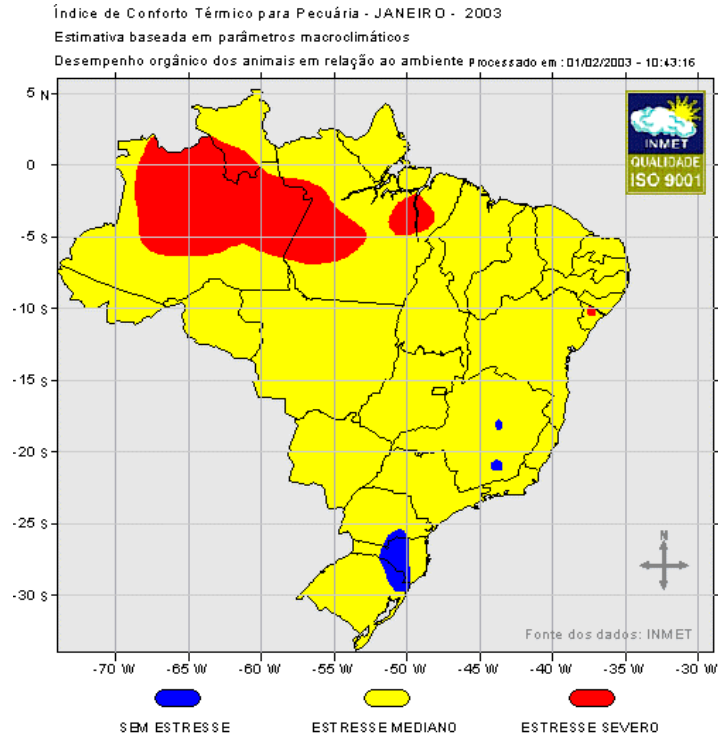
A radiação solar direta, principalmente quando intensa, no verão, impõe uma carga de calor radiante sobre os animais, constituindo-se num dos elementos climáticos estressores responsáveis pela depressão na produção de leite.

#### Vento

Quando a velocidade do ar aumenta, facilita-se a perda de calor por evaporação se a pele contém umidade, mas o efeito é limitado se o conteúdo de umidade sobre a pele é reduzido. O movimento do ar permite a perda de calor na pele por condução contando que a temperatura do ar seja inferior à temperatura da pele.

O vento também influi na termoregulação das vacas, facilitando a evaporação do suor e da água aspergida, além de acelerar a convecção quando a temperatura do ar estiver abaixo da temperatura da pele. Os efeitos benéficos do vento dependerão da temperatura do ar e da umidade relativa.

A título de exemplo de limites climáticos para a produção animal, observa-se a seguir um mapa de zoneamento do índice de conforto térmico para pecuária leiteira.



Índice de conforto térmico para a pecuária leiteira durante o mês de janeiro de 2003. Fonte: INMET (www.inmet.gov.br – Acesso em 03/06/2005)

## 14 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN R. G. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 229, n. 1/2, p. 27–41, Mar. 2000.

ALLEN, R. G. et al. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 297p. (Irrigation and Drainage Paper, 56).

ALVES, A. R. **Irradiância solar global em superfícies de diferentes inclinações e azimutes, para Viçosa, MG**. 1981. 92 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 1981.

ALVES, A. R. et al. Determinação analítica dos instantes do “nascer” e do “pôr-do-sol” para superfícies inclinadas quaisquer. **Ciência e Cultura**, São Paulo, SP, v. 35, n. 2, p. 194-198, 1983.

ANDRADE, A. R. S. de; PAIXÃO, F.J.R. da; LEÃO, A.B.; AMARAL, I.J. Análise harmônica das chuvas no município de Catolé do Rocha – PB. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, Campina Grande, PB, v. 6, n. 1, p. 56-58, jan./jun. 2006.

ARAÚJO, J. A. C. de. **Análise do comportamento de uma população de café Icatu (H-4782-7) sob condições de irrigação por gotejamento quebra-vento artificial**. 1982. 87 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1982.

ARRUDA, F. B. et al. Resultados anuais do coeficiente de cultura do cafeeiro em um ensaio em Pindorama, SP. In: SIMPÓSIO DE PESQUISAS DOS CAFÉS DO BRASIL, 1., 2000, Poços de Caldas. **Resumos expandidos...** Brasília, DF, Embrapa Café, 2000. v. 2, p. 790-793.

ASPIAZÚ, C. et al. Análise dos componentes principais aplicada na classificação climática do estado de Minas Gerais: teste metodológico. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 14, n. 1, p. 1- 15, 1990.

ASSIS, F. N.; ARRUDA, H. V.; PEREIRA, A. P. **Aplicações de estatística à climatologia**. Pelotas: UFPel, 1996. 161 p.

ASSUNÇÃO, H. F. da. **Relações entre a radiação fotossinteticamente ativa e a radiação global em Piracicaba - SP**. 1994. 57 p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1994.

AYRES JÚNIOR, F. **Trigonometria**. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico, 1958. 351 p. (Schaum).

BACCARI JÚNIOR, F. Adaptação de sistemas de manejo na produção de leite em clima quente. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE AMBIÊNCIA NA PRODUÇÃO DE LEITE, 1., 1998, Piracicaba. **Anais...** Piracicaba: ESALQ, 1998. p. 24 -67.

BENINCASA, M. et al. Algumas influências da topografia sobre o microclima e comportamento de *Sorghum bicolor* (L.) Moench. **Ciência e Cultura**, São Paulo, SP, v. 35, n. 4, p. 495-501, 1983.

BERLATO, M. A.; MOLION, L. C. B. **Evaporação e evapotranspiração**. Porto Alegre: IPAGRO, 1981. 96 p. (Boletim Técnico, 7).

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, New York, v. 27, n. 6, p. 779-787, 1926.

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

BRASIL, E. M. **Comparação de métodos da interação de genótipos com ambientes nichos (Zea mays L.)**. Goiânia: UFG, 1990. 181 p.

BRUTSAERT, W. **Evapotranspiration into the atmosphere: theory, history and applications**. Dordrecht: D. Reidel, 1982. 229 p.

BUENO, R. C.; CARVALHO, L. G. de; DANTAS, A. A. A. Análise das probabilidades de rajadas de ventos e suas direções para a região de Lavras - MG. In: CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFLA, 18., 2005, Lavras, MG. **Anais...** Lavras, MG: UFLA, 2005. CD-ROM.

CAMARGO, A. P. de. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo. **Bragantia**, Campinas, SP, v. 1, p.163-213, 1962.

CAMARGO, A. P. **Instruções para o combate à geada em cafezais**. Campinas: IAC, 1963. 18 p. (Boletim Técnico, 130).

CAMARGO, A. P. **Geada, o “remédio” é prevenir**. Campinas: CATI, 1997. 10 p. (Boletim Técnico, 227).

CAMARGO, A. P. **Zoneamento agrícola do Estado de São Paulo**. São Paulo: CATI, 1974. v. 1.

CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, Campinas, v. 59, n. 2, p. 125-137, 2000.

CARAMORI, P. H.; MANETTI FILHO, J. **Proteção dos cafeeiros contra geadas**. Londrina: IAPAR, 1993. (Circular Técnica, 79).

CARVALHO, L. G. de. **Modelos prognósticos de produtividade da cultura do café no estado de Minas Gerais**. 2003. 152 p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2003.

CARVALHO, L. G. de et al. Clima. In: SCOLFORO, J. R.; CARVALHO, L. M. T de; OLIVEIRA, A. D. de. **Zoneamento ecológico-econômico do estado de Minas Gerais: componentes geofísico e biótico**. Lavras: UFLA, 2008. p. 89-102.

CARVALHO, L. G. de et al. Zoneamento da cana-de-açúcar e do eucalipto: aspectos geofísicos e bióticos. In: SCOLFORO, J. R.; OLIVEIRA, A. D. de; CARVALHO, L. M. T de. **Zoneamento ecológico-econômico do estado de Minas Gerais: zoneamento e cenários exploratórios**. Lavras: UFLA, 2008. p. 53-60.

CARVALHO, L. G. de et al. Aplicação da análise harmônica por séries de Fourier para a previsão de produtividade da cultura do café no Estado de Minas Gerais. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 25, n. 3, p. 732-741, set./dez. 2005.

CARVALHO, L. G. de et al. Avaliação de um modelo agrometeorológico para a previsão de produtividade de café em três localidades da região sul do estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, n. 2, p. 343-352, 2003.

CARVALHO, L. G. de et al. Modelo de regressão para previsão de produtividade de cafeeiros no Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 8, n. 2/3, p. 204-211, maio/dez. 2004.

CASTRO NETO, P. **Previsão de geadas**. Lavras: ESAL, 1994. (Circular Técnica, 15).

CASTRO NETO, P.; SEDIYAMA, C. G.; VILELA, E. A. Probabilidade de ocorrência de períodos secos em Lavras, Minas Gerais. **Ciência e Prática**, Lavras, MG, v. 4, n. 1, p. 46-55, jan. 1980.

CAVALCANTI, E. P.; VENTURA-SILVA, E. D. V. Estimativa da temperatura do ar em função das coordenadas locais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7., 1994, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. p. 154-157.

CHANG, J. H. **Climate and Agriculture, an ecological survey**. Chicago: Aldine P. 304 p.

O CLIMA e a cafeicultura do Brasil. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v. 11, n. 126, jun. 1985.

COELHO, D. T., SEDIYAMA, G. C.; VIEIRA, M. Estimativa das temperaturas médias mensais e anual no estado de Minas Gerais. **Revista Ceres**, Viçosa, MG, v. 20, n. 112, p. 455-459, 1973.

COSTA, A. F. S. **Influência das condições climáticas no crescimento e desenvolvimento de plantas de milho (*Zea mays* L.), avaliadas em diferentes épocas de plantio**. 1994. 109 p. Dissertação (Doutorado em Fitotecnia) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 1994.

DANTAS, A. A. A.; CARVALHO, L. G. de; FERREIRA, E. Estimativa da radiação solar global para a região de Lavras, MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, MG, v. 27, n. 6, p. 1260-1263, nov./dez. 2003.

DANTAS, A. A. A.; CARVALHO, L. G. de; FERREIRA, E. Classificação e tendência climática em Lavras, MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, MG, v. 31, n. 6, p. 1862-1866, nov./dez. 2007.

DOORENBOS, J.; KASSAM, A. H. **Efeito da água no rendimento das culturas**. Campina Grande: UFPB, 1994. 306 p. (Estudos FAO: irrigação e drenagem, 33).

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. **Crop water requirements**. Rome: FAO, 1977. 144 p. (FAO: irrigation and drainage paper, 24).

DURIGAN, G. **Efeito de quebra-ventos de *Gravillea robusta* sobre a velocidade do vento**. Piracicaba: ESALQ, 1986. 74 p.

- EVANGELISTA, A. W. P.; CARVALHO, L. G. de; BERNARDINO, D. T. Caracterização do padrão das chuvas ocorrentes em Lavras, MG. **Irriga**, Botucatu, v. 10, n. 4, p. 306-317, nov./dez. 2005.
- EVANGELISTA, A. W. P.; CARVALHO, L. G. de; DANTAS, A. A. A.; BERNARDINO, D. T. Potencial erosivo das chuvas em Lavras, MG: distribuição, probabilidade de ocorrência e período de retorno. **Irriga**, Botucatu, v. 11, n. 1, p. 1-11, jan./mar. 2006.
- EVANGELISTA, A. W. P.; CARVALHO, L. G. de; SEDIYAMA, G. C. Zoneamento climático associado ao potencial produtivo da cultura do café no estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 6, n. 3, p. 445-452, set./dez. 2002.
- FARKAS, I. Artificial intelligence in agriculture. **Computers and electronics in Agriculture**, New York, v. 40, n. 1/2, p. 1-2, Oct. 2003.
- FEITOZA, L. R. et al. Estimativas das temperaturas médias mensais e anual do estado do Espírito Santo. **Revista do Centro de Ciências Rurais**, Santa Maria, v. 9, n. 3, p. 279-291, 1979.
- FERRAZ, M. I. F. **Uso de modelos de séries temporais na previsão da série de precipitações pluviométricas mensais no município de Lavras - MG**. 1999. 97 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 1999.
- FERREIRA, C. C. M. **Zoneamento agroclimático para implantação de sistemas agroflorestais com eucaliptos em Minas Gerais**. Viçosa: UFV, 1997. 158 p.
- FERREIRA, M. et al. Estimativa das temperaturas médias mensais e anuais do estado do Rio Grande do Sul. **Revista do Centro de Ciências Rurais**, Santa Maria, v. 1, n. 4, p. 21-52, 1971.
- FERREIRA, M. et al. Estimativa das temperaturas médias mensais e anuais do estado de Santa Catarina. **Revista do Centro de Ciências Rurais**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. 19-38, 1974.
- FERRI, M. G. **Fisiologia vegetal 1**. São Paulo: EPU, 1985. 362 p.
- GALVANI, E. et al. Caracterização da direção predominante do vento em Maringá-PR. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 7, n. 1, p. 81-90, 1999.
- GALVANI, E.; ESCOBEDO, J. F. Balanço de energia na cultura de pepineiro em ambiente natural e protegido. **Bragantia**, Campinas, v. 60, n. 2, p. 127-136, 2001.
- GARCEZ, L. N. **Hidrologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1967.
- GEADAS em Minas. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, v. 5, n. 54, jun. 1979.
- GIECO, J. O. **Interação genótipos x ambientes e implicações para o melhoramento de soja**. Piracicaba: ESALQ, 1997. 98 p.
- INTERNATIONAL CROPS RESEARCH INSTITUTE FOR THE SEMI-ARID TROPICS. **Climate classification: a consultants' meeting**, 14-16, April, 1980, ICRISAT Center, Patancheru. Patancheru, 1980. 153 p.

KOBAYASHI, M. K. **Parametrização da resistência do dossel da cultura do feijoeiro (*Phaseolus vulgaris* L.) utilizando a razão de Bowen associada à termometria infravermelho**. 2001. 66 p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2001.

LEMOS FILHO, L. C. de A. et al. Análise espaço-temporal da evapotranspiração de referência para Minas Gerais. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 31, n. 5, p. 1462-1469, set./out. 2007.

MATHER, J. R. **Climatology: fundamentals and applications**. New York: MacGraw-Hill, 1974. 412 p.

MATIELLO, J. B. **O café: do cultivo ao consumo**. São Paulo: Globo, 1991. 319 p. (Agricultor - Grãos).

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M; **Climatologia: noções básicas e climas no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2007. 206 p.

MORAIS, A. R. Estimativa da precipitação provável em Lavras (MG) através da distribuição gama. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 9, n. 2, p. 305-310, 2001.

MOTA, F. S. da. **Meteorologia agrícola**. São Paulo: Nobel, 1986. 376 p.

NUNUES, G. H. S. **Interação genótipo x ambiente em eucalipto: implicações sobre a seleção e formas de atenuar seu efeito**. 2000. 155 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia – Genética e Melhoramento de Plantas) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2000.

OLIVEIRA, A. D. et al. Probabilidade de chuvas e estimativas de épocas de semeadura para cultivares de arroz de sequeiro, em diferentes regiões do estado de Minas Gerais, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 8, n. 2, p. 295-309, dez. 2000.

OLIVEIRA, L. M. F. de et al. Zoneamento bioclimático da região Sudeste do Brasil para o conforto térmico animal e humano. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 26, n. 3, p. 823-831, set./dez. 2006.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1981. 436 p.

OMETTO, J. P. H. B. **Medidas e estimativas do balanço de ondas longas, para a região de Piracicaba (SP)**. 1995. 87 p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1995.

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

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

PICINI, A. G. **Desenvolvimento e teste de modelos agrometeorológicos para a estimativa de produtividade do cafeeiro (*Coffea arabica* L.) a partir do monitoramento da disponibilidade hídrica do solo**. 1998. 132 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia – Agrometeorologia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1998.

PICCININI, M. R. D. **Distribuições de probabilidade de precipitação de intensidade máxima para Piracicaba–SP**. 1993. 97 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 1993.

PINTO, H. S.; ORTOLANI, A. A.; ALFONSI, R. R. **Estimativa das temperaturas médias mensais e anuais do estado do Paraná**. Campinas: IAC, 1971.

PINTO, H. S.; ORTOLANI, A. A.; ALFONSI, R. R. **Estimativa das temperaturas medias mensais do Estado de São Pauto em função da altitude e latitude**. São Paulo: Instituto de Geografia da USP, 1972. 20 p. (Ciências da Terra, 23).

PIZAN, N. R., BULESANI, E. A., BERTI, A. J. **Feijão**: Zoneamento ecológico e épocas de semeadura. Campinas: CATI, 1994.

PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: Salesward-Discovery, 1996. 446 p.

ROBLEDO, A. J. **Observaciones meteorologicas**. Chinchina: CENICAFE/Federacion Nacional de Cafeteros de Colombia, 1975. v. 4, 39p.

ROLIM, G. S. et al. Classificação climática de Köppen e de Thornthwaite e sua aplicabilidade na determinação de zonas agroclimáticas para o Estado de São Paulo. **Bragantia**, Campinas, v. 66, n. 4, p. 711-720, 2007.

ROSENBERG, N. S. **Microclimate**: the biological enviroment. New York: J. Willey, 1993. 495 p.  
SANS, L. M. A.; MORAIS, A. V. de C.; GUIMARÃES, D. P. **Cultivo do milho**: zoneamento Agrícola. Sete Lagoas: EMBRAPA, 2002. 4 p. (Comunicado Técnico, 37). Disponível em: <  
[http://www.repdigital.cnptia.embrapa.br/bitstream/CNPMS/15593/1/Com\\_37.pdf](http://www.repdigital.cnptia.embrapa.br/bitstream/CNPMS/15593/1/Com_37.pdf) > Acesso em: 24 jan. 2009.

SANTOS, A. R dos. **Zoneamento agroclimático para a cultura do café Conilon (*Coffea canephora* L.) e arábica (*Coffea arábica* L.), na bacia do rio Itumirim**. 1999. 62 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 1999.

SATO, F.A. et al. Coeficiente de cultura (Kc) do cafeeiro (*Coffea arabica* L.) no período de outono-inverno na região de Lavras – MG. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 27, n. 2, p. 383-391, maio/ago. 2007.

SEDIYAMA, G. C. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. Santa Maria, v. 4, n. 1, p. 1-7, 1996.

SEDIYAMA, G.; MELLO JUNIOR, J. C. Modelos para estimativas das temperaturas normais mensais médias, máximas, mínimas e anual no estado de Minas Gerais. **Revista Engenharia na Agricultura**, Viçosa, MG, v. 6, n. 1, p. 57-61, 1998.

SEDIYAMA, C. G.; RIBEIRO, A.; LEAL, B. G. Relações clima - água - planta. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27., 1998, Poços de Caldas. **Anais...** Poços de Caldas: UFLA/SBEA, 1998. p. 46-85 .

SEDIYAMA, G. C. et al. Zoneamento agroclimático do cafeeiro (*Coffea arábica* L.) para o estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 9, n. 3 (Nº especial: Zoneamento Agrícola), p.501-509, 2001.

SILVA, N. V. B. da. **Balço de radiação solar de ondas curtas em milho (*Zea mays*, L.) Cultivar Cargill 111**. 1984. 83 p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1984.

SILVA, S. C. da et al. **Zoneamento agroclimático para cultivo do feijão da “Seca” em Goiás**. Santo Antonio de Goiás: Embrapa Arroz e Feijão, 1999. 52 p.

SOUZA, J. W. de. **Análise climatológica do potencial eólico no estado de Minas Gerais**. Viçosa, MG: UFV, 1993. 103 p.

THORNTHWAITE, C. W. An approach towards a rational classification of climate. **Geophysical Review**, London, n. 38, n. 1, p. 55-94, Jan. 1948.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **The water balance: publications in climatology**. New Jersey: Drexel Institute of Thechnology, 1955. 104 p.

TITTO, E. A. L. Clima: a influência na produção de leite. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE AMBIÊNCIA NA PRODUÇÃO DE LEITE, 1., 1998, Piracicaba. **Anais...** Piracicaba: FEALQ, 1998. p. 10-23.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. do. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1986. 374 p.

TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: USP, 1993.

TUCCI, C. E. M.; BELTRAME, L. F. S. Evaporação e evapotranspiração. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia ciência e aplicação**. Porto Alegre: UFRGS, 2000. p. 253-287.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Recife: Agritempo, 2006. 449 p. Versão digital 2.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG: UFV, 1991. 449 p.

VILELA, E. A; MORAES, J. A. Simulação de veranico em cultivares de trigo (*Triticum aestivum* L.). **Ciência e Prática**, Lavras, v. 10, n. 1, p. 102-107, 1986.